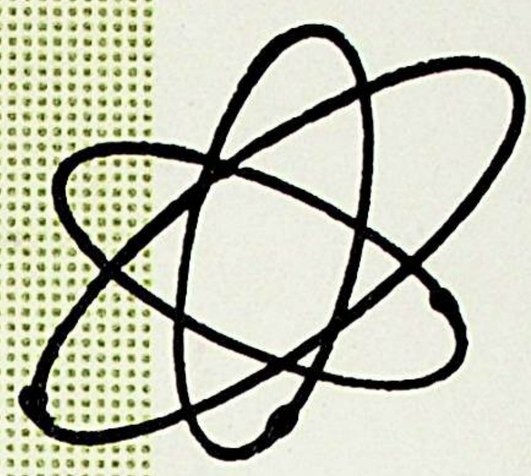


RADOVI

INSTITUTA ZA GEOLOŠKO-RUDARSKA ISTRAŽIVANJA I ISPITIVANJA NUKLEARNIH I DRUGIH MINERALNIH SIROVINA

GODINA X / BROJ 10 / BEOGRAD 1975.

R A D O V I

INSTITUTA ZA GEOLOŠKO-RUDARSKA ISTRAŽIVANJA I ISPITIVANJA NUKLEARNIH I DRUGIH MINERALNIH SIROVINA

SVESKA 10

B E O G R A D
1975.

REDAKCIJSKI KOLEGIJUM:

Stanojlo Cvetić
Nadežda Krstić
Jelena Luković
Gordana Martinović
Milovan Mladenović
Veljko Omaljev
Milan Petrović
Vladimir Sarić

ODGOVORNI UREDNIK:

Momčilo Vukasović

Tiraž: 500 primeraka

Štampa: Grafičko preduzeće »Radiša Timotić«, Beograd, Jakšićeva 9 — 1975.

SADRŽAJ — CONTENTS

Str.
Page

1. Stevan Karamata: Geološka evolucija našeg područja od trijasa do kvartara 1

   Stevan Karamata: Geologic evolution of Yugoslavian area from Triassic to Quaternary 14

2. Milorad Arsenijević: Alkalni i zemnoalkalni elementi u mineralnim vodama Srbije 17

   Милорад Арсенијевић: Щелочние и щелочноземельние микроэлементы в минеральных водах Сербии (Югославия) 92

3 Г. М. Заридзе: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм и рудно-минерализационные процессы в связи с тектоникой 95

   G. M. Zaridze: Magmatizam, metamorfizam i rudno-mineralizacioni procesi u vezi sa tektonikom 134

4. Radu'e Popović: Pojave bakra, cinka i olova u lokalnosti Berikovo—Kičevo (zapadna Makedonija) 135

   Radule Popović: Copper, zinc and lead occurrences at Berikovo near Kičevo (Western Macedonia) 140

5. Stanimir Putnik: Pojave granitoidnih stena u dijabaz-rožnačkoj formaciji na potezu Povlen—Maljen 141

   Stanimir Putnik: Occurrence of granitic rocks in diabase-chert formation in Povlen — Maljen area, Serbia 146

6. Slobodan Vukašinović: O geotektonskom položaju magmatita i orudnjenja Pb—Zn na području unutrašnjih Dinarida sa osvrtom na selekciju rudno-perspektivnih terena 147

   Slobodan Vukašinović: Geotectonic position of magmatic rocks and Pb—Zn ore mineralization in the district of Internal Dinaridi, with rewiew on the selection of ore perspective fields 156

7. Slobodan Vukašinović: Dosadašnja primena i celishodnost daljeg korišćenja aeromagnetske metode u istraživanju ležišta gvožđa u Jugoslaviji 159

   Slobodan Vukašinović: The up to data application and justification for the future use of airborne magnetometric method in exploration of iron deposits in Yugoslavia 164

8. Stanislav Višić i Vladan Simić: O metodi izazvane polarizacije njenom mestu i ulozi pri istraživanju olova i cinka 165

   Stanislav Višić and Vladan Simić: Induced Polarization and its Place and Role in Lead-Zink Exploration 183

9. Stanislav Višić i Vladan Simić: O potrebi regionalnih ispitivanja IP pri istraživanjima sulfidnih mineralizacija 185

   Stanislav Višić and Vladan Simić: On the Necessity of IP Reconnaissance Survey in the Exploration for Sulphide Mineralization 194

10. Nadežda Krstić: Ostrakodi kongerijskih slojeva: 7. Vrsta roda Cypria i neke druge nedovoljno definisane forme 195

    Nadežda Krstić: Ostracode of the congerian beds, 7: Specia of the genus Cypria and some other insufficiently defined forms 203

Republička zajednica nauke SR Srbije je učestvovala u troškovima izdavanja ovoga broja časopisa »Radovi«.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

STEVAN KARAMATA*

UDK 550.311:551.761/79 (497.1)

GEOLOŠKA EVOLUCIJA NAŠEG PODRUČJA OD TRIJASA DO KVARTARA

(sa 6 slika)

IZVOD

Model geološkog razvoja našeg područja, naročito njegovog istočnog dela, izrađen je na osnovi postojećih podataka.

Pred trijas postoje dve ploče kontinentalnog tipa: jedna kao baza sadašnjih dinarida, druga u podlozi sadašnjih karpato-balkanida, srpsko-makedonske mase i rodopske mase. Na njima se talože plitkovodni, pretežno terigeni sedimenti. Ploče su verovatno jedna uz drugu.

Tokom trijasa, jure i donje krede severoistočna ploča uglavnom je mirna i na njoj se, u njenom unutrašnjem delu, talože povremeno pretežno karbonatni sedimenti.

U dinaridskoj ploči počinje u donjem trijasu raskidanje praćeno hibridnim magmatizmom. U srednjem trijasu otvara se niz razloma duž kojih izbijaju bazaltoidne (delom hibridizirane) magme. Duž nekih od tih razloma kasnije počinje odvajanje pojedinih blokova: glavni deo dinaridske ploče se odmiče, dok jadarski blok i drinsko-golijsko-?-pelagonska zona relativno zaostaju. Između njih i njih i SI ploče formira se tokom gornjeg trijasa i donje jure okeanska kora.

U srednjoj juri počinje zatvaranje ovih okeanskih područja. Okeanska kora se podvlači pod SI ploču i odvojene blokove, a na drugoj strani biva izgurana preko nadiruće dinaridske ploče, odnosno odvojenih blokova. Pritom se u rovovima iznad zona podvlačenja obrazuje melanž (zbijanje okeanskih sedimenata, olistoliti, utiskivanje ultramafita, gravitaciono kliženje i tektonizacija). Nagurivanje je praćeno metamorfizmom niskih T i visokih P, a u zonama podvlačenja vrši se metamorfizam visokih T i obrazovanje granitskih magmi (u kontinentalnim masama).

U spoljašnjim dinaridima za to vreme se talože plitkovodni karbonatni sedimenti (jura — kreda).

Posle zbijanja kontinentalnih ploča i blokova obrazuju se blisko površini gornjokredni flišni baseni, a u duboko utonulim delovima kontinentalnih blokova anateksne granodioritske magme, koje daju neogene magmatite unutrašnjih dinarida i vardarske zone. U postkompresionim novoobrazovanim depresijama talože se molase, uz regionalno izostatsko prilagođavanje celog područja (neogen — kvartar).

UVOD

Proučavanje okeanskih područja, koja zahvataju oko dve trećine površine Zemlje, uz razvoj geofizičkih metoda i time ogromno povećanje fonda geofizičkih podataka omogućili su novih objašnjenja geotektonskih

* Rudarsko-geološki fakultet — Beograd.

procesa, ne samo u okeanskim područjima već i na kontinentalnim blokovima. Pri tome se pokazalo, što posebno treba istaći, da za geotektonska objašnjenja na osnovama ove nove koncepcije, t.zv. tektonike ploča, odnosno kao odraza kretanja i međusobnog uticaja pojedinih ploča zemljine kore i gornjeg omotača (litosfere) nisu dovoljni podaci jedne ili samo manjeg broja geoloških disciplina, već je neophodno uzimati u obzir veoma širok fond geoloških podataka. Tako pored:

— podataka o facijalnom razviću i biostratigrafiji pojedinih područja, što je kod ranijih geotektonskih interpretacija često jedino uzimano u obzir, neophodni su i podaci o

— karakteru i evoluciji magmatizma (sialičan-anateksni ili bazaltoidan i njegov karakter, stepen kontaminacije i izdiferenciranosti magmi, kao i karakter ultramafita u vreme njihovog utiskivanja),

— karakteru i stepenu metamorfizma (serije metamorfizma visokog, srednjeg i niskog pritiska, uz porast temperature do različite visine),

— sedimentacionoj sredini, odnosno sedimentološkim osobinama pojedinih serija sedimentnih stena (plitkovodne klastične ili karbonatne serije, flišna ili molasna sedimentacija, dubokovodni okeanski sedimenti),

— starosti magmatskih stena i metamorfizma izotopskim geohronološkim metodama,

— paleoklimatskim uslovima,

— orijentaciji remanentnog namagnetisanja,

— stilu i karakteru deformacija u pojedinim strukturnim etažama,

— geohemijskim i metalogenetskim karakteristikama specifičnim za pojedine delove zemljine kore i njihov razvoj,

— seizmičnosti pojedinih područja, i naročito

— podaci o karakteru i debljini pojedinih delova zemljine kore i položaju i osobinama velikih razloma u njoj.

Ovako kompleksna dokumentacija svakako da otežava rešavanje geotektonskih problema od strane pojedinaca, jer, što je logično, svaki stručnjak daje pojedinim podacima različite težine i usled toga nastaju i razlike u postavljenim modelima. Fond postojećih podataka za naše malo, ali u odnosu na klasične primere (pacifičke ploče, Atlantik, granice recentnih velikih ploča itd) veoma komplikovano geološko područje je još uvek veoma oskudan, što takođe otežava postavljanje jednog pouzdanog modela. Tek znatno veći fond podataka omogućiće izradu pouzdanog modela razvoja našeg geološkog područja. Za sada moguće su, po mom mišljenju, samo sinteze date u opštim crtama. Takav jedan model biće izložen u ovom referatu. Taj model pokazuje niz sličnosti sa već postavljenim modelima V. Aleksića, N. Pantića i M. Kalenića (1971) i M. Dimitrijevića i M. Dimitrijević (1973), ali i izvesne razlike u detaljima. Želeo bih da novi podaci omoguće ispravke ovog modela i, nadam se, dovedu do približavanja geotektonskih šema.

Prva razmatranja o geološkoj evoluciji položaja Mohorovičićevog diskontinuiteta kod nas dao je B. Ćirić (1968). Nešto kasnije S. Karamata i J. Pamić (1970) razmatraju izdizanje ultramafita u okviru tektonike ploče kod nas, a već sledećih godina postavljaju se i prvi modeli

razvoja našeg područja s aspekta tektonike ploča (V. Aleksić i saradnici, 1971; M. Dimitrijević i M. Dimitrijević 1973).

Već ranije počinje da se formira fond podataka neophodan za geotektonsku interpretaciju na ovim osnovama, koji se stalno dopunjuje. Ti podaci su tako brojni da bi navođenje literature bilo preobimno, te ćemo se samo zahvaliti na korišćenju njihovih geoloških podataka V. Aleksiću, B. Ćiriću, M. Dimitrijeviću, M. N. Dimitrijević, A. Grubiću, M. Iliću, T. Ivanovu, S. Jankoviću, V. Knežević-Đorđević, V. Majeru, B. Milovanoviću, J. Pamiću, N. Pantiću, R. Radoičić, kao i mnogim drugima, a za korišćenje geofizičkih podataka T. Dragaševiću, D. Prosenu, M. Roksandiću, D. Stefanoviću, S. Vukašinoviću i drugima.

Sem već pomenutih modela treba pomenuti i referate (u štampi) u vezi sa ovom problematikom održane na Savetovanju »Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije« S. Jankovića, A. Grubića, S. Karamate, B. Sikošeka, T. Dragaševića, D. Stefanovića, B. Ćirića, M. Dimitrijevića, N. Pantića sa V. Aleksićem, M. Kalenićem i E. Hadžijem i I. Antonijevića sa A. Grubićem i M. Đorđevićem (28. II. i 1. III. 1974. godine).

Treba napomenuti da pored ovih modela koji se odnose prvenstveno na naše područje, postoje i regionalni modeli za Mediteran, od kojih su za naše područje naročito interesantni modeli J. Decourt-a (1971) i J. F. Dewey-a i koautora (1973). Najzad, postoji i niz podataka za susedna područja koji su takođe delom korišćeni.

Sintezom danas raspoloživih podataka postavio sam model geološke evolucije našeg geološkog područja (naročito istočnog dela — gde su odnosi jasnije ispoljeni) od trijasa do kvartara izložen u daljem tekstu.

GEOLOŠKI RAZVOJ U TRIJASU I DONJOJ I SREDNJOJ JURI

Pred trijas u našem današnjem* geološkom prostoru postoje dve ploče kontinentalnog tipa: (1) jedna kao baza sadašnjih dinarida — Dinaridska ploča, (2) druga u podlozi današnjih karpato-balkanida sa duž zapadnog oboda već priključenom srpsko-makedonskom masom, a uklopljenom rodopskom masom i mezijskom pločom — koju ćemo nazvati severoistočnom (SI) pločom. Na njima se talože plitkovodni sedimenti, i to idući generalno od JZ ka SI (današnji položaj) gipsne formacije, plitkovodne konglomeratično-peščarske (često crveno-ljubičaste) tvorevine, plitkovodni krečnjaci, laporci, peščari i glinci i crveni peščari. Ovakva sedimentacija traje kroz gornji perm do u donji trijas, sa povremenim, lokalnim pa i širih razmera, oplićavanjima i prekidima sedimentacije.

Uzajamni položaj ove dve ploče, kao i njihov položaj u odnosu na polove nije moguće pouzdano definisati. Sličnost proterozojskih do kam-

---

* U daljem tekstu koristićemo, gde nije posebno naglašeno, današnji položaj i sadašnje geografske nazive.

brijskih serija u Pelagonu i u Rodopima, ukazuje, međutim, da su te dve stare mase verovatno nekad bile jedna celina. Osim toga sedimentacija u gornjem permu i donjem trijasu sedimenata koji se obrazuju blizu ekvatoru na obe ploče, kao i, istina veoma malobrojni, paleomagnetski podaci ukazuju da su obe navedene ploče bile u blizini ekvatora, verovatno jedna uz drugu. Verovatno je pritom njihov položaj u odnosu na današnji bio zaokrenut za oko 90°, tj. osa Dinaridske ploče je bila pružanja JJZ—SSI (sada je SZ—JI). U obe ploče postojali su brojni, konsolidovani u manjoj ili većoj meri, uglavnom longitudinalni razlomi, na neke od kojih ćemo se kasnije osvrnuti.

Treba naglasiti (slika 1) da se u karbonu i permu nalazi u podlozi SI ploče, u delu bliskom dinaridskoj, termička doma, usled čega se u dubini kontinentalne kore obrazuju anateksne granitske magme, koje daju karbonsko-permske granite istočne Srbije i srpsko-makedonske mase. Ova termička doma se pomera ka dinaridskoj ploči, ili, što se svodi na isto, pomeranje ploča dovodi postepeno dinaridsku ploču iznad zone intenzivnog privođenja toplote iz Omotača.

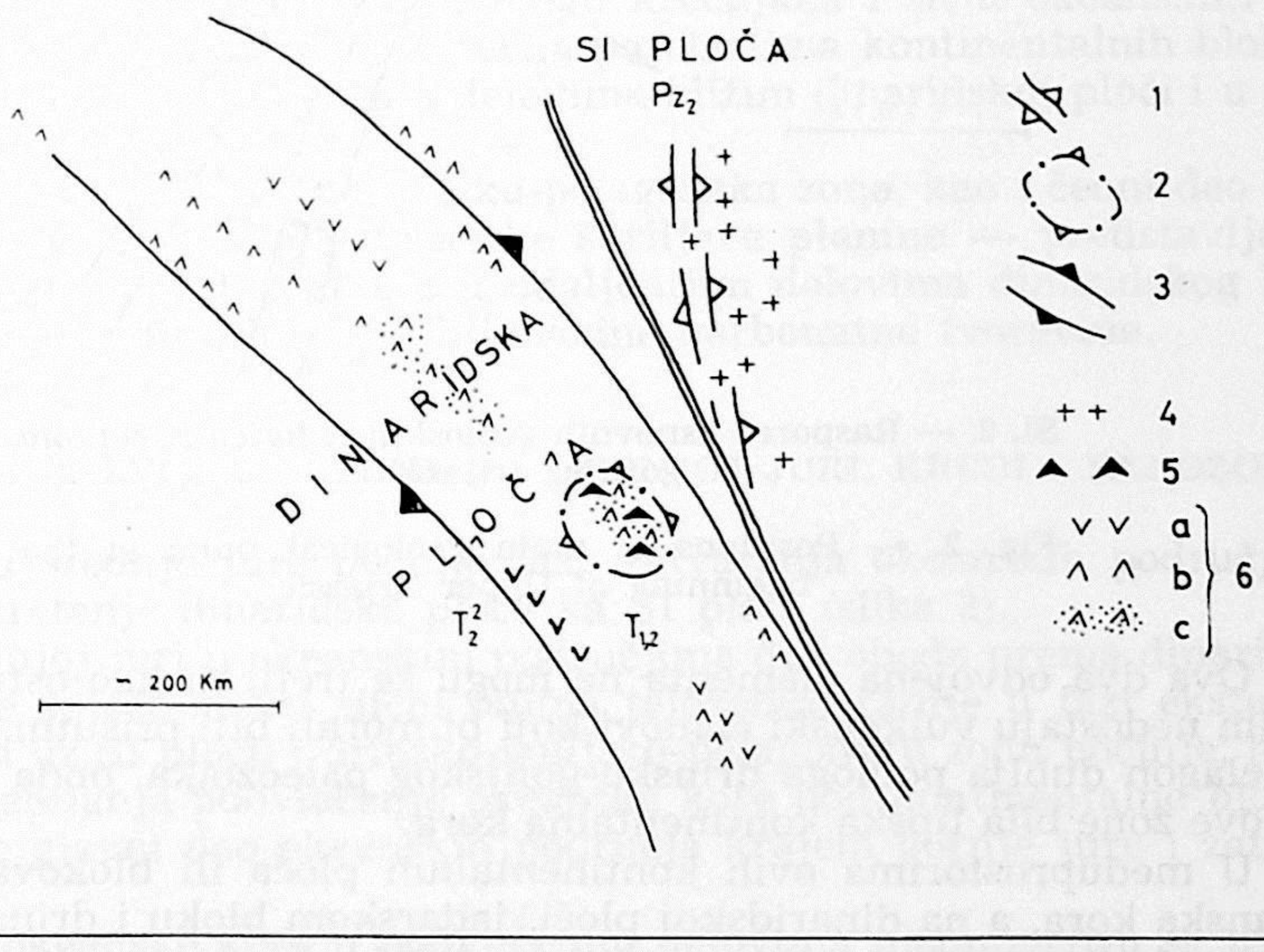
U donjem trijasu ta termička doma nalazi se ispod SI Crne Gore, a u toku srednjeg trijasa se postepeno razvija u termičku antiformu pružanja sličnog pružanju dinaridske ploče. Ova termička doma, koja postepeno prelazi u termičku antiformu praćena je obrazovanjem magmi u gornjem omotaču i povećavanjem reaktivnosti ili i početnim stapanjem u dubokim delovima kontinentalne kore, a potom i raskidanjem do tada jedinstvene dinaridske ploče duž glavnih starih razloma. Ove pojave mogu se veoma jasno pratiti proučavanjem magmatizma.

U donjem trijasu pod uticajem privođenja toplote iz termičke dome u podlozi u području sadašnje SI Crne Gore počinju da izbijaju magmatske mase, dostižući maksimalni intenzitet u srednjem trijasu. Ovaj magmatizam pokazuje sve karakteristike jednog hibridiziranog (obogaćenog silicijom, aluminijom i alkalijama iz kontinentalne kore) bazaltoidnog magmatizma. Usled toga osnovni hemizam ovih magmi postaje andezitski (porfiritski), a pojavljuju se veoma velike, za normalne bazaltoidne formacije okeana anomalne, količine keratofira, kvarcporfirita i kvarckeratofira, kao i granodioritski intruzivi. To je svakako posledica znatnog udela materijala iz kontinentalne kore i polaganog izdizanja magmi ka površini. I metalogenija ovog područja (Pb, Zn, Ag, a podređeno Cu) odstupa od metalogenije okeanskih bazaltoidnih magmi. Sve to pokazuje da su ovde bazaltoidne magme bile izrazito hibridizirane i potom izdiferencirane.

U toku srednjeg trijasa, uglavnom u ladinu (ka Crnoj Gori i u aniziku, a ka Gorskom Kotaru i Sloveniji i u karnijskom katu gornjeg trijasa — tj. kako se termička antiforma širila) počinju da se otvaraju stari razlomi i duž njih izbijaju subkrustalne bazaltoidne magme. Pritom duž velikih dubokih razloma, kao što su u zoni Budva—Cukali, duž jugozapadnog (Jajce—D. Vakuf—Jablanica) i severoistočnog (Borovica—Vareš—Čevljanovići i dalje ka severnoj Crnoj Gori) oboda Bosanskih škriljavih planina, verovatno u zapadnoj Makedoniji i duž Zvorničkog razloma, izbijaju bazaltoidne magme iz gornjeg omotača, i to usled brzog izdizanja neizdiferencirane i nekontaminirane (zona Budva—Cukali i zona Borovica—Vareš) do slabo kontaminirane materijalom kontinentalne kore (zona Jajce—D. Vakuf). Ovaj magmatizam praćen je sa Cu, Zn, Pb, Ba — mineralizacijama,

a genetski su za njega vezana i ležišta Fe i Mn. Duž manjih, sporednih razloma izdizanje magmatskih masa se vrši sporo, te se javljaju znatne količine piroklastita a podređene su lavične stene, pri čemu se, zbog hibridizacije, umesto bazaltoida javljaju pretežno porfiriti (»porfirit-rožnačka serija« B. Ćirića).

Razmicanje obe ploče započeto krajem srednjeg trijasa nastavlja se kroz gornji trijas. Razdvajanje je pritom izvršeno duž obnovljenog razloma između dinaridske i SI ploče, kao i u samoj dinaridskoj ploči duž oživljenih razloma po SI obodu Bosanskih škriljavih planina i paleozojskog



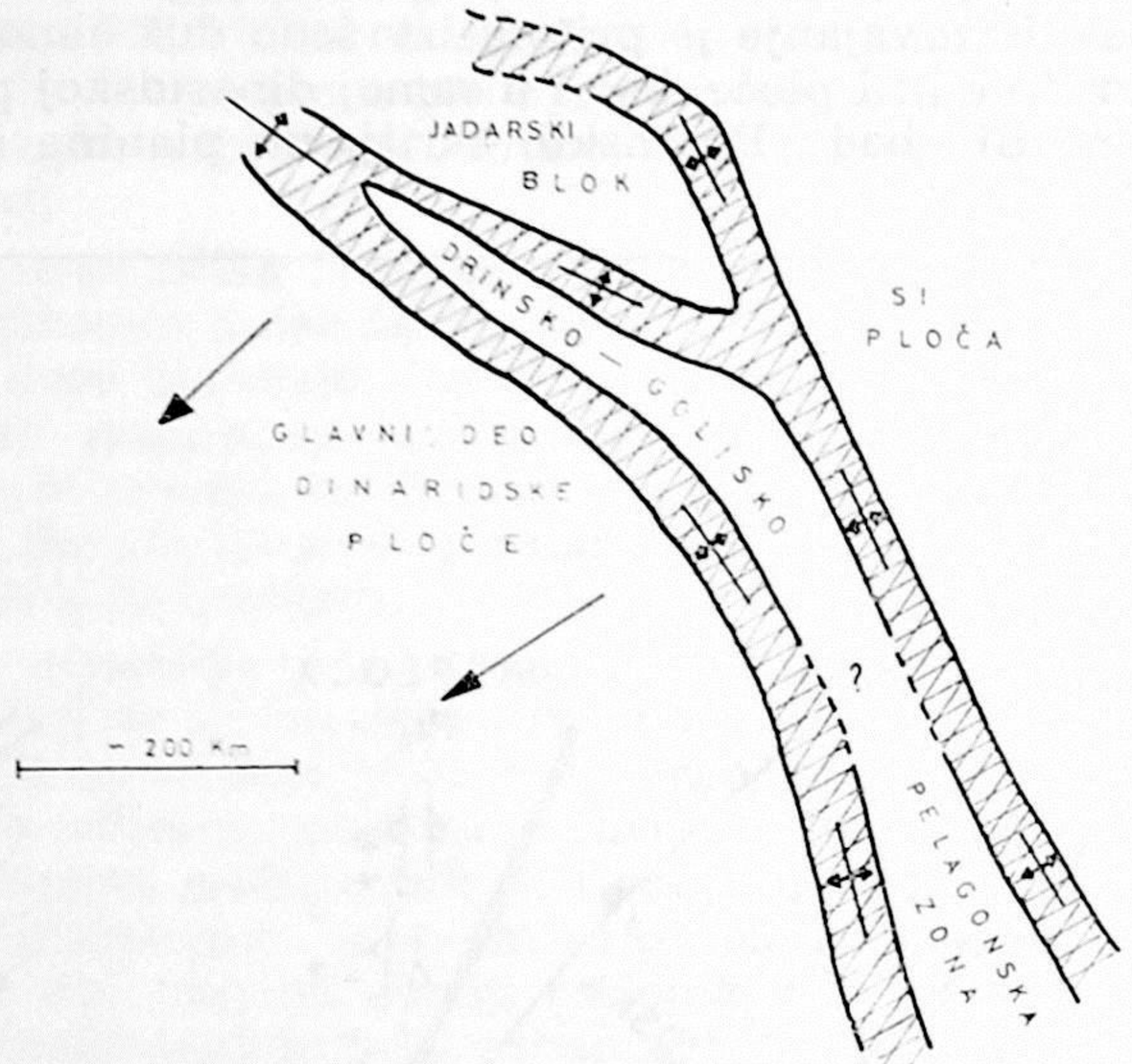
Sl. 1. — Raspored osnovnih geoloških jedinica u mlađem paleozoiku i donjem i srednjem trijasu.

1 — termička antiforma u mlađem paleozoiku, 2 — termička doma u donjem trijasu, 3 — termička antiforma u srednjem trijasu, 4 — granitoidi, 5 — hibridni donjetrijaski vulkanizam, 6 — srednjetrijaski, uglavnom ladinski, vulkanizam: a. bazaltoidan, b. hibridiziran bazaltoidan, c. izdiferenciran hibridiziran bazaltoidan. Dvostrukom crtom data je granica dinaridske i SI ploče.

Fig. 1. — Positions of main geological units in Upper Paleozoic and in Lower and Middle Triassic.

1 — Thermic antiform at Upper Paleozoic, 2 — Thermic dome at Lower Triassic, 3 — Thermic antiform at Middle Triassic, 4 — Granites, 5 — Lower Triassic hybrid volcanism, 6 — Middle Triassic, mainly Ladinian, volcanism: a. basaltic, b. hybridized basaltic, c. differentiated hybridized basaltic. »PLOČA« = plate.

pojasa SI Crne Gore (i dalje u Albaniju) i duž zvorničkog razloma. Usled toga se, uzimajući da se samo dinaridska ploča odmicala, obrazuju sada dve samostalne ploče*: SI ploča i glavni deo dinaridske ploče, ali između njih zaostaju izduženi elementi (blokovi ili zone) od kojih je za sada moguće identifikovati dva: jadarski blok i drinsko-golijsko-?-pelagonsku zonu. (Slika 2)



Sl. 2. — Raspored osnovnih geoloških jedinica početkom gornjeg trijasa.

Fig. 2. — Positions of main geological units at the beginning of Upper Triassic.

Ova dva odvojena elementa ne mogu se tretirati kao ostrvski lukovi, jer im nedostaju vulkanski članovi koji bi morali biti prisutni. Najzad, ako je pelagon dublja podloga drinsko-golijskog paleozoika, onda je u podlozi bar ove zone bila tipska kontinentalna kora.

U međuprostorima ovih kontinentalnih ploča ili blokova formira se okeanska kora, a na dinaridskoj ploči, jadarskom bloku i drinsko-golijsko-pelagonskoj zoni deponuju se plitkovodni karbonatni sedimenti gradeći debelu ploču srednje i gornjotrijaskih krečnjaka i dolomita.

Već u toku trijasa, nastavljajući se u juru u graničnim delovima ovih kontinentalnih blokova sa okeanskim područjima talože se peskovito-glinovito-laporoviti sedimenti, ređe rožnaci i karbonatne stene (Zvijezda formacija, Kopaonik). Verovatno je u okeanskim područjima, s obzirom na njihovu malu širinu, karakter sedimenata bio sličan, što bi se moglo zaključiti na osnovu nekih olistolita u dijabaz-rožnačkoj formaciji (melanžu).

U okeanskim područjima sedimenti su taloženi preko ofiolitskog kompleksa: (okeanska kora) spiliti i dijabazi, ispod njih gabroidi i slične magmatske stene, a ispod njih (gornji omotač) ultramafiti interno izrazito me-

* Ove ploče ne mogu se porediti sa recentnim velikim pločama, pa čak ni sa pločama srednjih razmera, već odgovaraju »mikropločama«.

tamorfno prerađeni. Način obrazovanja ove okeanske kore nije jasan. Moguće je da je postojao centralnookeanski greben, ali i da je bilo više malih razbijenih grebena, kao i da je, slično Crvenom moru, okeanska kora formirana bez izrazitog grebena. Pošto su pri kasnijoj kompresiji svi ti relikti razoreni nije moguće odrediti način formiranja ove okeanske kore. Veoma je teško naći i potpunu sukcesiju ovih ofiolitskih kompleksa, oni su obično pri kasnijim tektonskim procesima izdeljeni. Relikte okeanske kore sa sedimentima i podlogom nalazimo samo u području Maljen—Bukovi—Povlen, dok u području Đakovica—Orahovac nedostaje sedimentni deo, a u području Dren—Demir Kapija nema ultramafita.

Na osnovu razlike u karakteru ultramafita (nekadašnjeg najvišeg dela gornjeg omotača ispod okeanske kore) verovatno je da su postojale i neke razlike u načinu obrazovanja oba okeanska područja: u »unutrašnje dinarskom pojasu« oni su lerzolitsko-harcburgitski (nešto viši sadržaj CaO i Al_2O_3), a u »vardarskoj zoni« harcburgitsko-dunitski« (tj. izraziti refraktorni zaostaci).

U toku donje jure nastavlja se obrazovanje okeanske kore i taloženje alevrolita, glinaca, rožnaca, mikritskih krečnjaka i sl. u okeanskim područjima, kao i taloženje sličnih serija po obodima kontinentalnih blokova. Ta sedimentacija se nastavlja u delovima bližim dinaridskoj ploči i u srednjoj juri.

Jadarski blok, drinsko-golijsko-pelagonska zona, kao i čeoni deo dinaridskog bloka — sadašnje Bosanske škriljave planine — predstavljaju u donjoj i srednjoj juri kopno, a u udaljenijim delovima dinaridskog bloka (spoljašnji dinaridi) talože se plitkovodne karbonatne tvorevine.

GEOLOŠKI RAZVOJ U SREDNJOJ I GORNJOJ JURI, KREDI I KENOZOIKU

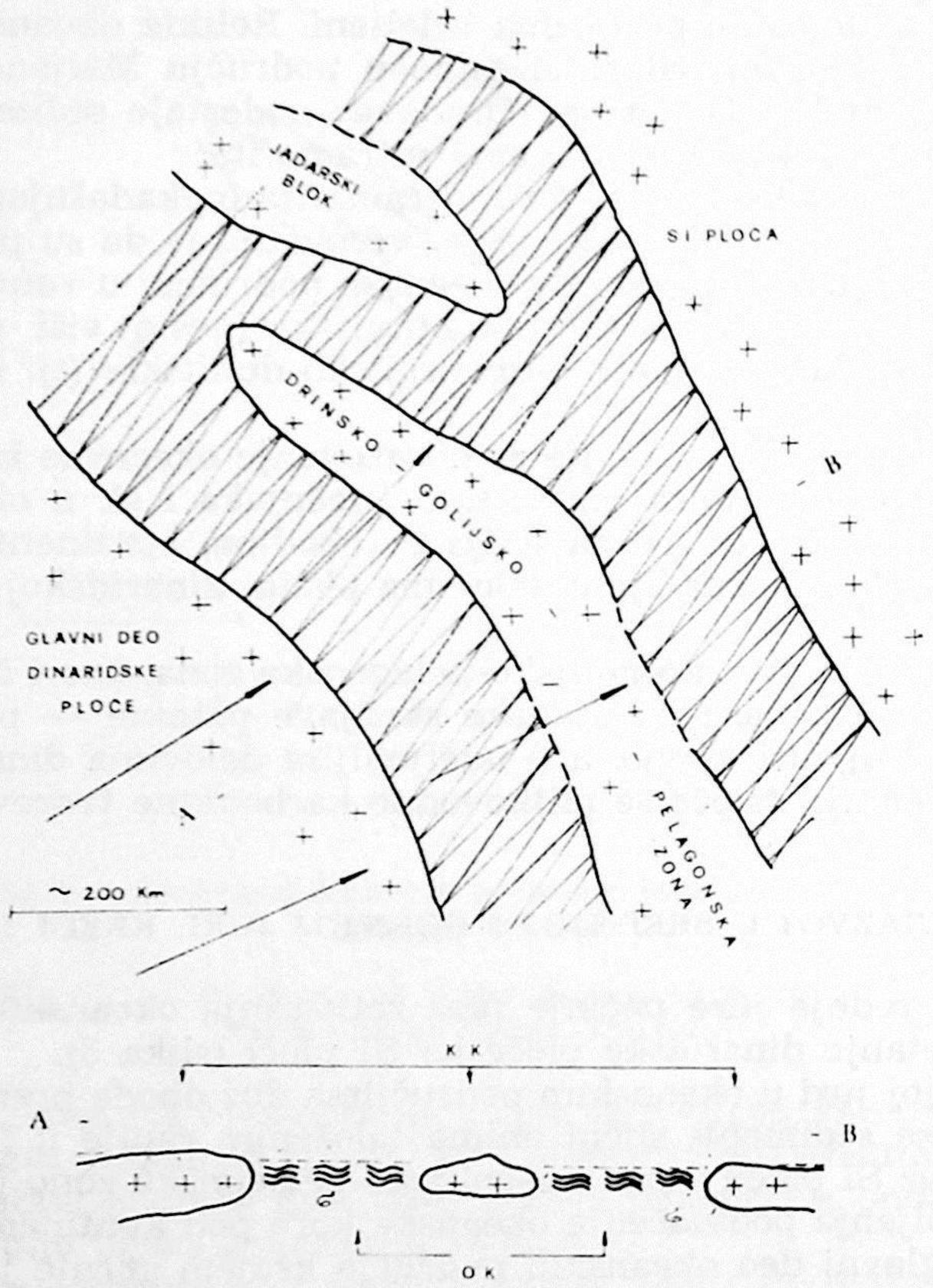
U toku srednje jure počinje faza zatvaranja okeanskih područja, tj. relativno kretanje dinaridske ploče ka SI ploči (slika 3).

U srednjoj juri u okeanskim područjima duž oboda prema dinaridskoj ploči talože se sedimenti slični onima taloženim ranije u fazi ekstenzije. U delovima uz SI ploču i drinsko-golijsko-pelagonsku zonu počinje, međutim, usled zbijanja podvlačenje okeanske kore pod kontinentalne blokove, s tim da je glavni deo okeanskih područja krajem gornje jure i zatvoren (slika 4).

Stene okeanske kore u podvučenim delovima metamorfišu se u amfibolite i druge metamorfite. Istovremeno se u rovovima iznad zona podvlačenja zbijaju okeanski sedimenti, talože materijali prinošeni sa susednih kopna, i istovremeno akumuliraju olistoliti sa šelfa, kontinentalne padine i iz okeanskog područja. To je faza obrazovanja dijabaz-rožnačke formacije u vidu kako se sada javlja, ujedno i prva faza formiranja melanža.

Pri daljoj kompresiji vrši se utiskivanje (nagurivanje) blokova okeanske kore i gornjeg omotača kako u dijabaz-rožnačku formaciju (druga faza obrazovanja melanža), tako i preko nadirućih kontinentalnih blokova zajedno sa dijabaz-rožnačkom formacijom. Pritom ultramafitska tela, zavisno od termičkog kapaciteta i konzistencije, vrše raznovrsan termodinamski metamorfizam stena u podlozi: visokih T i niskog P (Brezovica, Radočelo — Ušće), srednjih T i srednjih P (Zlatibor, J. obod krivajskog i ozrenskog masiva), do niskih T i visokih P (Goleš). Ultramafiti iznose i komade

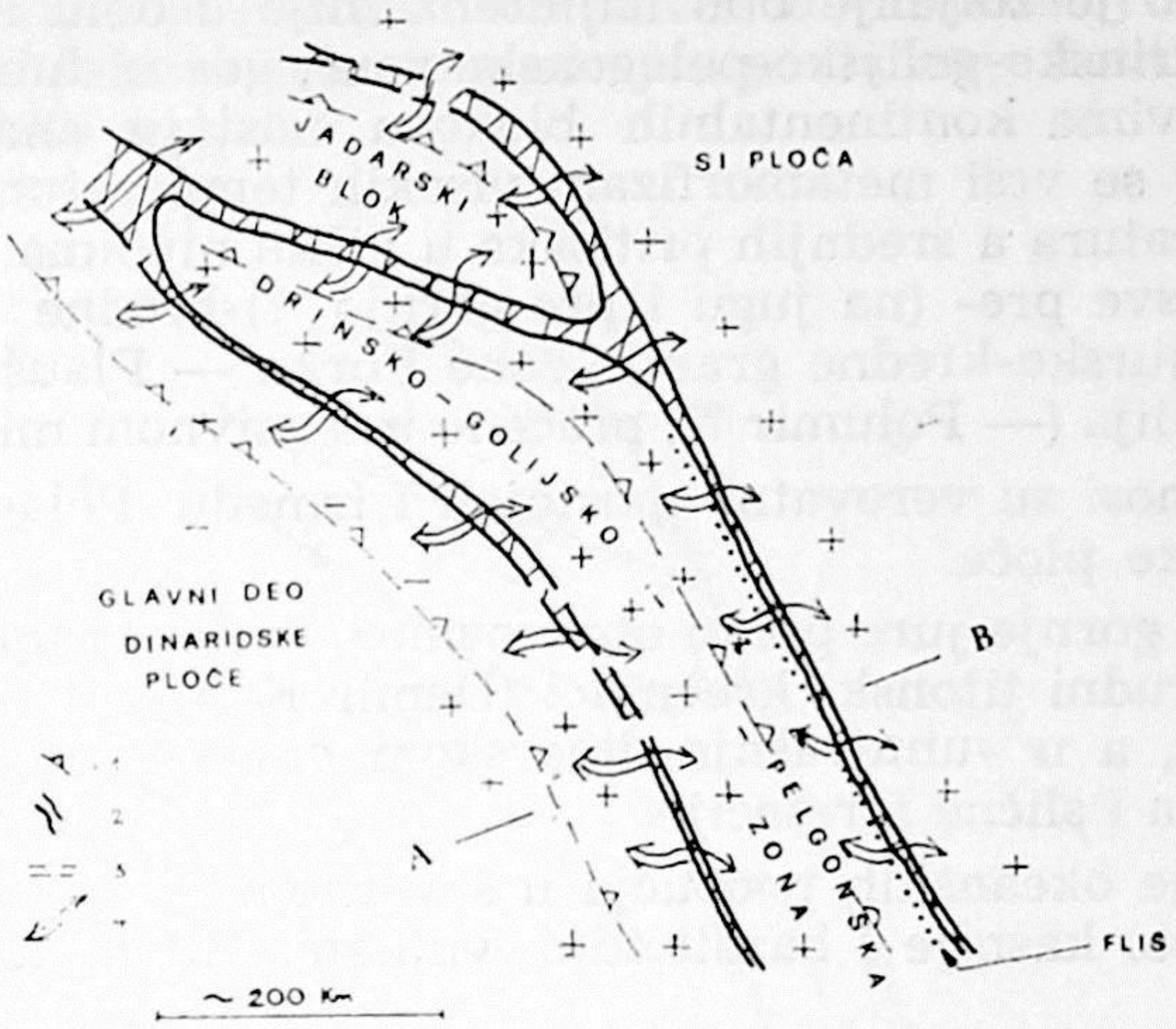
metamorfisane okeanske kore (eklogiti, amfiboliti, gnajsevi itd — Vijaka, Bistrica, Ušće). Istovremeno u bazi zone istiskivanja okeanske kore vrši se metamorfizam niskih T i visokih P sa lokalnim obrazovanjem glaukofanskih škriljaca (Fruška Gora, Kosjerić, I padine Ljubotena, JZ obod raduškog masiva, Korab, itd.)

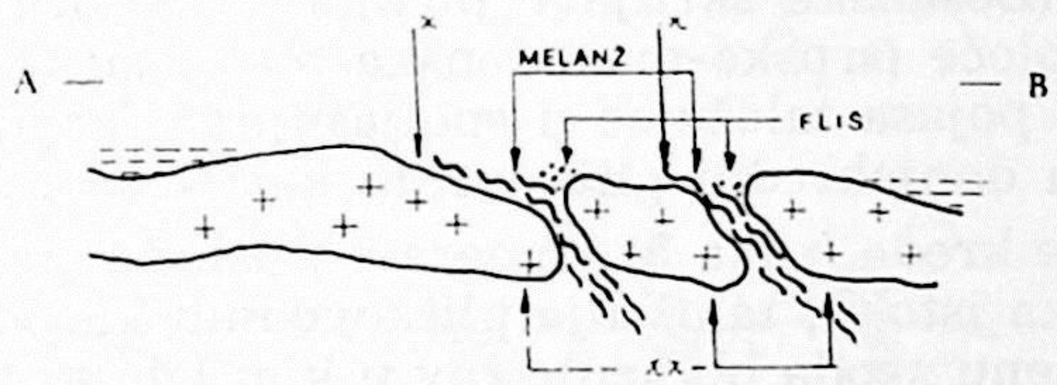


Sl. 3. — Raspored osnovnih geoloških jedinica početkom srednje jure. KK — kontinentalna kora, OK — okeanska kora.

Fig. 3. — Positions of main geological units at the beginning of Middle Jurassic. KK — continental crust, OK — oceanic crust.

Usled zbijanja i izdizanja drinsko-golijsko-pelagonske zone i obodnog dela dinaridske ploče dolazi do diferencijalnog kretanja preko primarne podloge i gravitacionog kliženja srednje i gornjotrijaskih krečnjaka te se formiraju »navlake« ovih krečnjaka preko dijabaz-rožnačke serije i ultramafita. Pri daljem zbijanju vrši se kontinuirano uklapanje dela tih krečnjaka (treća faza obrazovanja melanža) čime se melanž uglavnom konačno formira.





Sl. 4. — Raspored osnovnih geoloških jedinica i bitni geološki događaji u intervalu gornja jura — donja kreda.

1 — čelo zone nagurivanja okeanske kore i melanža, 2 — okeanska kora sa utisnutim ultramafitima, 3 — plitkovodni sedimenti, 4 — pravci podvlačenja (jednostruka strelica) i istiskivanja (dvostruka strelica) okeanske kore i melanža. X — područja metamorfizma visokog P i niskih T i metamorfizma vezanog za utiskivanje ultramafita, XX — područje metamorfizma visokih temperatura i obrazovanja granitskih magmi.

Fig. 4. — Positions of main geological units and the most important geological events in the period Upper Jurassic — Early Cretaceous.

1 — Front of the pushed up (obducted) oceanic crust and the mélange, 2 — Oceanic crust with intruded ultramafic slices, 3 — Shallow water carbonate sediments, 4 — Direction of subduction (arrow) and obduction (double arrow) of the oceanic crust and the mélange, X — Zone of high-pressure low-temperature metamorphism and of metamorphism related to the emplacement of ultramafics, XX — Zone of high-temperature metamorphism and of origin of anatectic granitic melts.

Verovatno je zbijanje bilo najintenzivnije u delu između SI ploče i južnog dela drinsko-golijsko-pelagonske zone, gde u duboko u dubinu povučenim delovima kontinentalnih blokova nastaju anateksne granitske magme, i gde se vrši metamorfizam visokih temperatura u dubinama do niskih temperatura a srednjih pritisaka u višim nivoima. Ovaj metamorfizam zahvata sve pre- (na jugu i pre-gornjo ?)-kredne stene. Pomenute magme daju jursko-kredne granite zone Furka — Plauš — Štip — Lojane — Kuršumlija (— Polumir ?), praćene intenzivnom migmatizacijom.

Slični odnosi su verovatno postojali i između Pelagona i albanskog dela dinaridske ploče.

Pri kraju gornje jure preko obrazovanog melanža talože se u »vardarskoj zoni« sprudni titonski krečnjaci (Demir Kapija, Lojane) potom i donjokredni fliš, a u »unutrašnje dinarskom pojasu« titonsko-donjokredna pogarska serija i slične formacije.

Zatvaranje okeanskih područja u severnom delu vardarske zone vrši se izgleda nešto kasnije i bazaltoidni vulkanizam se nastavlja u donju kredu.

Pri zatvaranju okeanskih područja i tokom donje krede čeoni delovi dinaridske ploče (Bosanske škriljave planine i paleozojska zona Severne Crne Gore) i SI ploče (srpsko-makedonska masa) su izdignuti, zasvođeni. Iza tih izdignutih pojasa talože se u spoljašnjim dinaridima i u području karpato-balkanida donjekredni plitkovodni karbonatni sedimenti.

U toku gornje krede (slika 5) pomera se, usled novih pritisaka, zasvođenje u SI ploči ka istoku, taloženje plitkovodnih karbonatnih serija prestaje, ali se u temenu svoda obrazuje rov u koji izbijaju subkrustalne magme obrazovane stapanjem podvučene okeanske kore. Te magme timočke eruptivne oblasti i, dalje, Srednjegorja imaju osobine slabo do kasnije umereno hibridiziranih bazaltoidnih magmi, i to kako petrološki (prvo kalijom umereno obogaćeni andeziti i andezit-bazalti, kasnije latiti i monconitsko-granodioritske stene) tako i metalogenetski (Cu, Mo, a veoma podređeno Zn i Pb).

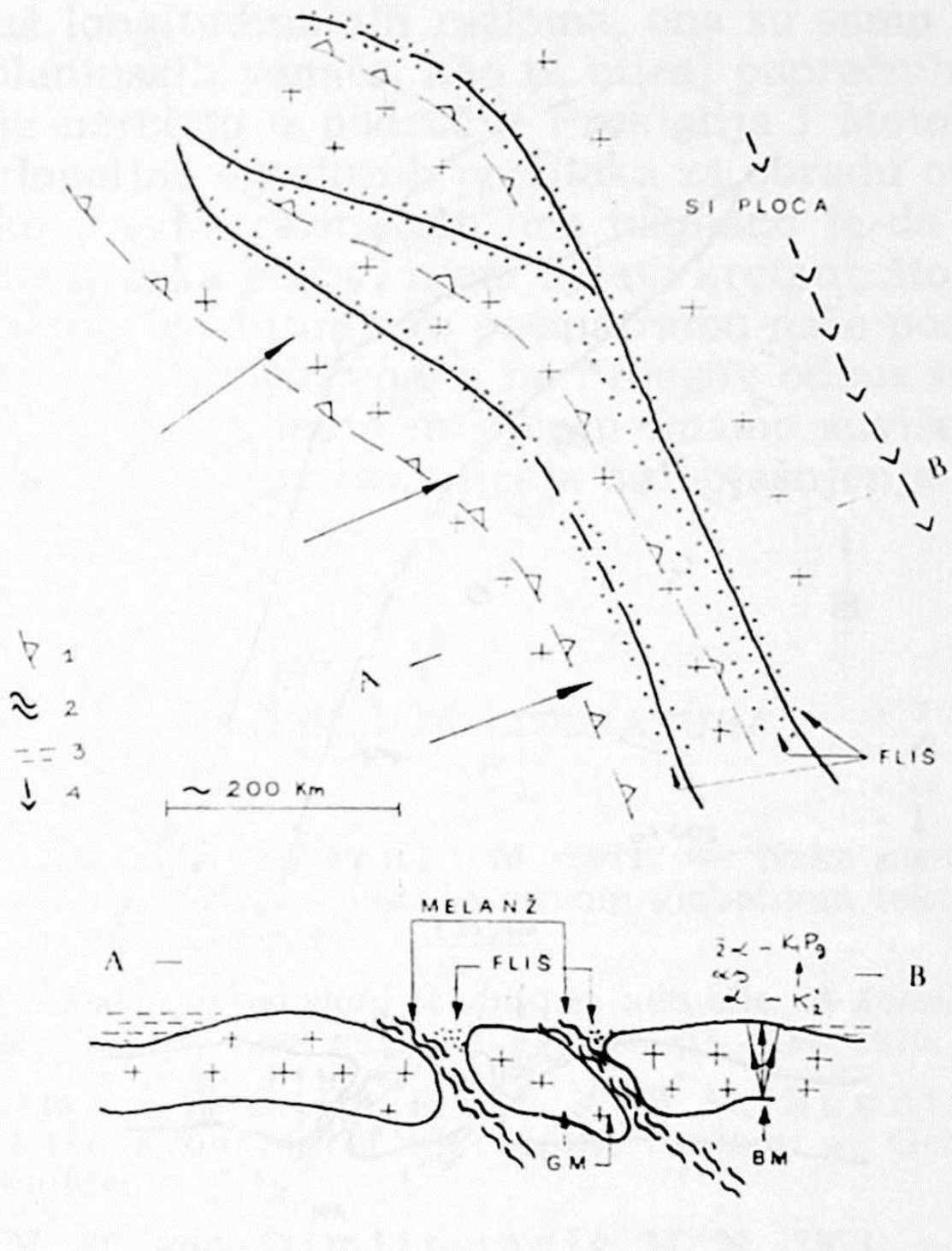
Kompresione sile, usled vučenja u dubinu, dovode naročito u područjima sučeljavanja ranije samostalnih kontinentalnih blokova do oživljavanja i formiranja brojnih dubokih razloma (koji se mogu pratiti do gornjeg omotača), i do stvaranja longitudinalnih basena u epidermalnom pokrivaču u kojima se talože gornjokredne sprudne facije i kasnije fliš.

U toku paleogena (slika 6) kompresione sile deluju još uvek i dovode do intenzivnog zbijanja, ubiranja, kraljuštanja i navlačenja ka JZ u sedimentnom sloju na dinaridskoj ploči, ali i u njegovoj podlozi se te deformacije odražavaju. Pritom se zasvođenje ove ploče pomera ka JZ, tako da se paleogeni sedimenti talože još samo u jugozapadnim delovima. Tu i sama kora zadobija najveću debljinu.

Analogni potisci dovode do sličnih kretanja masa i u SI ploči, samo ovde u smeru ka ISI do I. Pritom se uz reversna kretanja u karpato-balkanidima vrši i zaokretanje timočke eruptivne zone ka istoku.

Usled ovih kompresionih pritisaka u povučenim u dubinu delovima kontinentalnih blokova dolazi do povišenja temperature i do stvaranja velikih masa anateksnih granodioritskih magmi, uz istovremeno intenzivno ubiranje i kraljuštanje u sedimentnom pokrivaču. Obrazovanje granodio-

ritskih magmi pritom je naročito intenzivno u vardarskoj zoni, sa maksimumom u njenim južnim delovima gde je i povlačenje kontinentalnih blokova u dubinu bilo najjače.



Sl. 5. — Raspored osnovnih geoloških jedinica i bitni geološki događaji u gornjoj kredi.

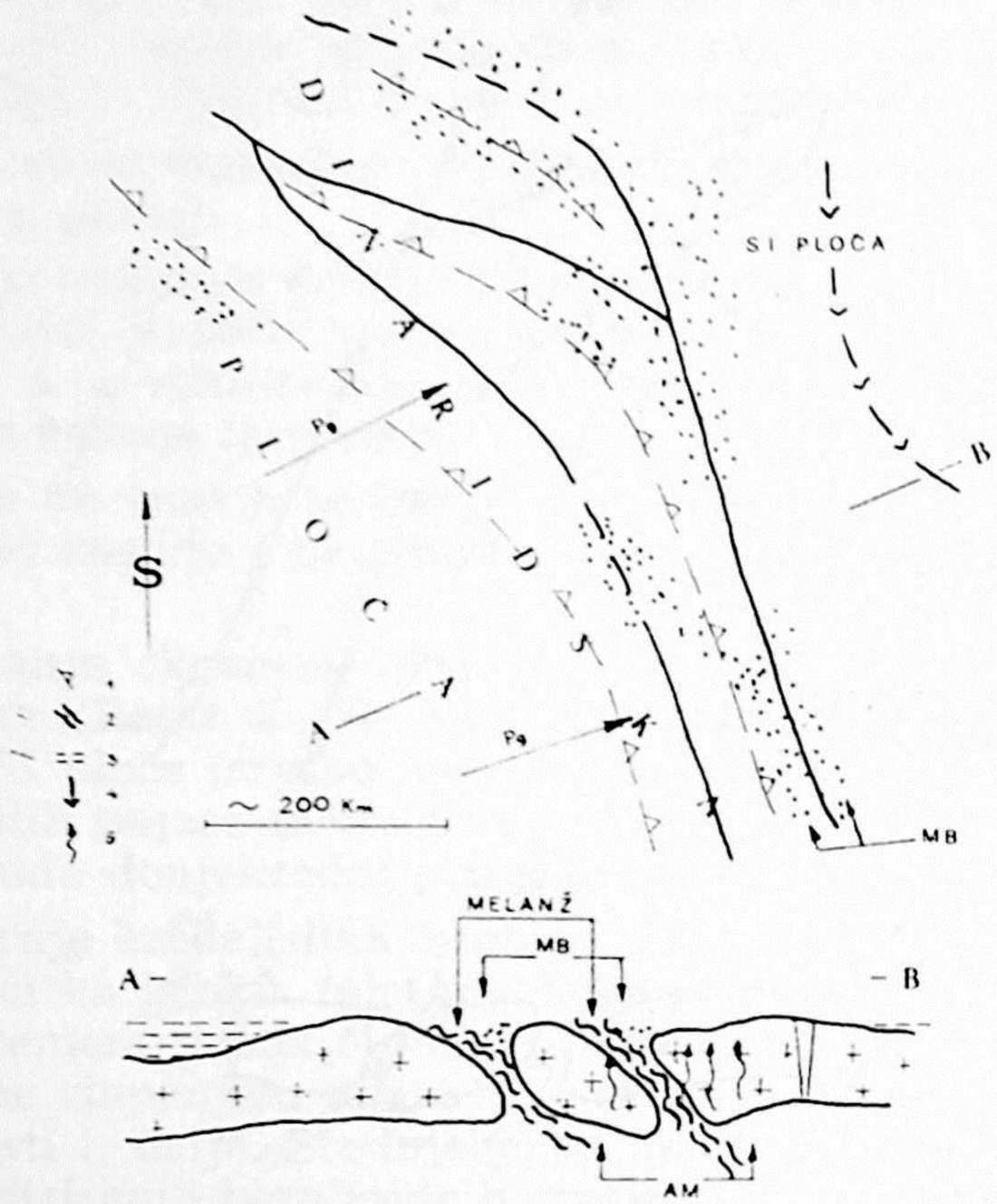
1 — čelo zone nagurivanja okeanske kore i melanža, 2 — okeanska kora sa utisnutim ultramafitima, 3 — plitkovodni sedimenti, 4 — timočko-srednjegorski rov, BM — subkrustalne bazaltoidne magme, GM — obrazovanje anateksnih granodioritskih magmi.

Fig. 5. — Positions of main geological units and the most important geological events in Upper Cretaceous.

1 — Front of the pushed up (obducted) oceanic crust and the mélange, 2 — Oceanic crust with intruded ultramafic slices, 3 — Shalow water sediments, 4 — the Timok-Srednjegorje rift, BM — subcrustal basaltic melts, GM — origin of anatectic granitic melts.

U toku oligocena, miocena i pliocena, kada pritisci popuštaju, kreću se ove magme ka površini dajući granodioritske intruzive (Surdulica, Jastrebac, Kopaonik, Željin, Boranja, Cer, Motajica i dr.) i velike mase andezita, dacita, kasnije i kvarclatita (u celoj vardarskoj zoni i u SI unutrašnjim dinaridima). Reagovanjem sa dubokim karbonatnim stenama ove magme za-

dobijaju mestimično ekstremno kalijski karakter (Gnjilane — oligocen, Rogozna — pliocen, zona Nagoričana — kvartar). Metalogenija ovog magmatizma je karakteristična za anateksni magmatizam kontinentalnih područja (Be, Pb, Zn, Ag, Sb i dr.).



Sl. 6. — Raspored osnovnih geoloških jedinica i bitni geološki događaji u toku tercijara.

1 — čelo zone nagurivanja okeanske kore i melanža, 2 — okeanska kora sa utisnutim ultramafitima, 3 — plitkovodni sedimenti, 4 — timočko-srednjegorski rov, 5 — izdizanje granodioritskih magmi, AM — anateksne granodioritske magme, MB — molasni baseni, Pg — pritisci samo u toku paleogena.

Fig. 6. — Positions of main geological units and the most important geological events in Tertiary.

1 — Front of the pushed up (obducted) oceanic crust and the mélange, 2 — Oceanic crust with intruded ultramafic slices, 3 — Shallow water sediments, 4 — the Timok-Srednjegorje rift, 5 — Rising of granodioritic magmas, AM — Anatectic granodioritic melts, MB — Basins with molasses, Pg — Pressures only during Paleogene.

Vreme izbijanja tih magmi u pojedinim područjima vezano je za otvaranje razloma duž kojih su magme kretane na više, ali duž kojih su vršena i sleganja i obrazovanja molasnih basena.

U toku neogena i kvartara vrši se stalno izostatsko prilagođavanje: spuštanje panonske depresije, a izdizanje dinarida i karpato-balkanida uz lokalno spuštanje pojedinih delova.

Pri izradi ovog modela, treba naglasiti, nisu uzimana u obzir horizontalna kretanja duž longitudinalnih razloma, ona su samo oblikovala povijanja pojedinih planinskih venaca, kao ni uticaj poprečnih razloma. Uticaj ovih poslednjih je naročito u području Prokletija i Metohije veoma značajan, međutim, dovoljno egzaktnih podataka za obradu ovog područja još nemamo. Isto tako u svim razmatranjima uzimano je da je SI ploča bila statična a da su dinaridska ploča i njeni delovi kretani, što je svakako izrazito pojednostavljenje. Međutim ako posmatramo naše područje izolovano, kao što je u ovom modelu učinjeno, a ne i njegov odnos sa drugim mikroločama u Tetisu za šta po mom mišljenju imamo suviše malo podataka, navedeno pojednostavljenje je bez uticaja na objašnjenje procesa u našem geološkom regionu.

NAJVAŽNIJA LITERATURA

Aleksić V., Pantić N. i Kalenić M. 1971. — Neka prethodna razmatranja tektonskih procesa u Srbiji u vezi sa novom globalnom tektonikom. — Glasnik Prir. muzeja, A, 26, Beograd.

Dercourt J. 1970. — L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. — Bull. Soc. géol. de France, (7), XII, 1970, № 2, Paris.

Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B. F., Bonnin J. 1973. — Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. — Geol. Soc. of America Bull. 84, X, Boulder.

Dimitrijević M. D. and Dimitrijević M. N. 1973. — Oslistostrome Mélange in the Yugoslavian Dinarides and late Mesozoic Plate Tectonics. — — Journal of Geology, 81.

Dragašević T. 1969. — Investigation of the Structural Characteristics of the Mohorovičić Discontinuity in the Area of Yugoslavia. — Bull. di geof. teor. ed applicata, XI, 41/42, Trieste.

Karamata S. and Ćirić B. 1974. — Ophiolites of the Dinarides and their Origin. — Trudovi Simpoziuma »Ofioliti v zemnoj kore«, Moskva 1973, u štampi, Moskva.

Roksandić M. 1974. — Primena rezultata geofizičkih ispitivanja za rešavanje tektonskog sklopa i evolucije dinarida. — Glas SANU, Odeljenje prir. mat. nauka, 36, u štampi, Beograd.

Sikošek B. 1971. — Tumač Geološke karte SFR Jugoslavije 1 : 500.000. — Savezni geološki zavod, Beograd.

Vukašinović S. 1973. — Prilog geotektonskoj rejonizaciji međugraničnog prostora Dinarida, Panonida i Srpsko-makedonske mase. — Zapisnici SGD za 1972. godinu, Beograd.

I. Savetovanje »Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije«, Beograd 1974. — Zbornik radova Rud. geol. fakulteta, u štampi, Beograd.

STEVAN KARAMATA*

GEOLOGIC EVOLUTION OF YUGOSLAVIAN AREA FROM TRIASSIC TO QUATERNARY

A model of geologic evolution of the area of present Yugoslavia, based on existing geologic, petrologic and geophysical evidence, is developed.

In this, very general model is for simplicity reasons only one (Dinaridic) plate considered as relatively moving, and the transverse tear faults are neglected.

* * *

At the end of Paleozoic and the beginning of Triassic two (micro-) plates with continental-type crust existed: the Dinaridic plate (dinaridska ploča), in the base of present Dinarides, and the North-eastern plate (SI ploča) consisting of present Carpatho-Balkanides, the Serbo-Macedonian mass and the Rhodope massif. The plates were most probably joined, and on both shallow-water sediments (mostly terrigenous, subordinately carbonaceous, and minor evaporites) were deposited.

During the Triassic, Jurassic and Early Cretaceous the NE plate was not essentially disturbed. On the plate, in its inner parts, were only from time to time formed shallow-water sediments, mostly limestones.

In the Dinaridic plate (fig. 1) began in Early Triassic breaking followed by a hybrid igneous activity (present NE Montenegro). During Middle Triassic some ruptures were opened (probably because of a thermic antiform in the base of the crust) and basaltic magmas extruded (zone Budva—Cukali, zone Borovica—Vareš etc). The same magmas rising along smaller fissures were contamined (»porphyrite-chert beds«). In NE Montenegro these magmas were intensively hybridized and differentiated. At the end of Middle Triassic spiliting began along some of these ruptures: the main part of the Dinaridic plate drifted away from the NE plate, but some — previously characterized — blocks (Jadar block, Drina—Golija—?—Pelagon zone etc) remained between them (fig. 2). During Upper Triassic and Early Jurassic in these rifting zones originated oceanic crust (fig. 3).

At Middle Jurassic closing of the oceanic areas began (fig. 3 and 4). The oceanic crust was subducted under the NE plate and the SW-sides of the separated blocks, and metamorphosed to amphibolitic rocks. In the trench above the zone of subduction oceanic sediments with basaltic lava flows were compressed, sediments from continental slopes flow down, olistolithes from the continental shelf and oceanic areas were accumulated, later ultramafic bodies were emplaced. Over them gravity nappes of Triassic limestones were formed and during the folding continuously partly in the so formed association incorporated. In this way originated the mélange. On the other side over the advancing Dinaridic plate and analogous parts of the remained blocks the oceanic crust and the mélange were ob-

* Faculty of Mining and Geology — Belgrade.

ducted. At the base of the obduction zones high pressure and low temperature metamorphism took place, in the mélange dynamo-thermal metamorphism related to the emplacement of ultramafics occured, and in the deep parts of the pulled down oceanic crust and in the roots of the continental crust high temperature metamorphism followed by origin of granitic melts (granites of the Furka—Štip—Lojane zone) took place. Over the mélange (Tithonian-) Early Cretaceous flysh or similar sediments were deposited.

In the external Dinarides from Middle Triassic to Paleogene originated shallow water sediments, mostly limestones. In the advancing Dinaridic plate the compression led to folding of the epidermal sedimentary layer, but in a less degree of the deeper layers too, as well as to an arching of the plate which provoked that younger sediments are restricted to further parts of the plate.

After closing of the oceanic areas and pulling in the deep parts of the oceanic crust and roots of continental blocks, in the epidermal layer flysh basins of Upper Cretaceous age originated, in the crest of the arched NE plate a rift (filled with andesitic and andesite-basaltic rocks — the Timok eruptive area) was opened, and in the continental roots anatectic granodioritic melts originated. These melts were the source of the Oligocene-Neogene plutonisme and volcanisme of the Inner Dinarides and the Vardar zone (s. 1.) (fig. 5).

In postcompressional basins molasses (Oligocene to Neogene) were sedimented, and regional isostatic accomodation of the whole area (Neogen — Quaternary) still goes on (fig. 6).

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

MILORAD ARSENIJEVIĆ

UDK: 546.1/2+546.3:663.64 (497.11)

ALKALNI I ZEMNOALKALNI ELEMENTI U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

(sa 33 slike i 58 tabela)

U ovome radu je posvećena pažnja klasifikaciji mineralnih voda na osnovu glavnih i mikroelemenata a posebno rasporedu mikroelemenata. Pri klasifikaciji voda po glavnim sastojcima upotrebljena je geometrijska sredina anjona i katjona a imenovanje je izvedeno po već poznatim metodama.

Osnovna proučavanja se odnose na grupu alkalnih i zemnoalkalnih mikrosastojaka. Ispitivana je zavisnost koncentrisanja mikroelemenata od sadržaja glavnih sastojaka, gasnog sastava (CO_2, H_2S) i mineralizacije vode. Statistički je utvrđeno da postoji korelacija između raznih sastojaka, kao i između opšte mineralizacije i K, Rb, Li, Sr i Ba, koja je najslabije izražena kod Cs. Iz toga proizilazi svojevrsna veza mikroelemenata sa hemizmom voda, a ovaj je povezan sa uslovima formiranja, odnosno sredinom kroz koju vode cirkulišu. Time se otkriva veza sastava vode i stena ili magmatizma na prostoru njihovog pojavljivanja. U regionalnom smislu hemijski sastav voda sledi određene strukturne zone i geotektonske jedinice (Dinarska u širem smislu i Karpato-balkanksa).

Utvrđeno je da je relativna zastupljenost (% mgekv) mnogih mikroelemenata povezana sa hemizmom voda, što se odražava na genetskom tumačenju porekla njihovih sadržaja i porekla mineralnih voda. Ovo je značajno, jer u novije vreme nedovoljna analiza ove složene materije dovodi do uopštenih i jednostranih zaključaka o pretežnom i uvek prisutnom vulkanskom poreklu mineralnih i toplih voda. Takva gledišta proističu iz posmatranja delimičnog hemijskog sastava pri čemu izostaje i svestranija analiza postanka voda, naročito na našim, u magmatskom smislu, smirenim vulkanskim područjima.

Prirodne tople i hladne mineralne vode u našoj zemlji, a posebno u Srbiji, već duže vremena su predmet hemijskih, medicinskih i geoloških proučavanja. Sa geohemijskog stanovišta od posebnog značaja su ona ispitivanja koja se odnose na hemijski sastav za koji postoje brojni podaci (27, 41, 46, 47).

Ova ispitivanja uglavnom obuhvataju sadržaj glavnih anjona i katjona, zatim CO_2, H_2S, J, Br, F, As, B, Si, Fe, N_2, nitrate, nitrite, radioaktivnost, a takođe temperaturu, pH, količinu soli i neke druge sastojke ili osobine u cilju klasifikacije i imenovanja mineralnih voda. Samo u retkim slučajevima su određivani i mikroelementi kao što su Li, Rb, Cs i ostali pratioci mineralnih voda, bez geohemijskog tumačenja i izučavanja povezanosti glavnog i mikrosastava.

Naša ispitivanja su započeta 1959. godine (5) proučavanjem mikrosastava tople mineralne vode Banjsko (Strumica) kada je u okviru hidrogeohemijske prospekcije urana određivan sadržaj Li, Cs, Rb, Mo i drugih mikroelemenata u suvim ostacima voda. Kasnije je ovakav pristup korišćen povremeno i tek od 1969. godine prišlo se sistematičnijem proučavanju sadržaja i rasporeda mikroelemenata u raznim tipovima mineralnih voda, naročito u pogledu alkalnih i zemnoalkalnih elemenata (8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 23).

U ovome radu, na osnovu dobijenih podataka, proučava se raspodela određenih mikrosastojaka i njihova međuzavisnost u odnosu na glavne komponente za oko 37 vodopunktova raspoređenih na širem prostoru Srbije. Ovo je bilo omogućeno paralelnim hemijskim određivanjem sadržaja glavnih komponenata i spektrohemijskom analizom mikrosastojaka u suvim ostacima (M. Arsenijević). Hemijske analize glavnih anjona i katjona izvršili su Z. Červenjak, G. Martinović i V. Ocokoljić sa svojim saradnicima V. Golubović, Z. Červenjak i Lj. Tomić na čemu im se posebno zahvaljujem.

Sve statističke operacije vršene su na dovoljnom broju uzoraka imajući u vidu i korekciju za broj korišćenih podataka. Pomoću posebnog programa za korelaciju elemenata primenjena je delom i obrada podataka u računskom centru u Vinči.

S obzirom na nedovoljno proučavanje mikrosastava, odnosa mikrosastojaka i makrokomponenta, njihovog regionalnog rasporeda, ovim ispitivanjem posebno su obuhvaćeni alkalni i zemnoalkalni elementi u toplim i hladnim mineralnim vodama. Ova osmatranja su zahvatila vulkansko-sedimentne prostore dinarske provincije sa Šumadijsko-vardarskom zonom i Karpato-balkanski luk bez Panonskog basena čije se vode odlikuju drukčijim geohemijskim hidrogeološkim režimom formiranja i cirkulacije. Međutim, pre nego što se priđe analizi raspodele pomenutih mikrosastojaka korisno je da se ispitaju i odrede glavne hemijske karakteristike i tipovi voda u kojima se. pored ostalih, nalaze K, Rb, Cs, Li, Sr i Ba.

U oblasti glavnih sastojaka pri imenovanju i klasifikaciji mineralnih voda prisutne su, pored znatne složenosti, manje nejasnoće pošto se operiše upravo sa % mgekv, što nije slučaj kod mikrokomponenata koje se izražavaju u mg/l. Pa ipak nije izvesno kod već poznatih metoda klasifikacije (V. A. Aleksandrov, Alekin, Kurlov i dr.) od kojih granica treba da se pođe u razvrstavanju hemijskih tipova voda: da li od unapred postavljenih granica ili od prirodnih statističkih parametara kao što je to geometrijska sredina, odnosno srednje normalno polje rasejavanja. Geohemijski postupak bez sumnje zahteva da normalno rasejavanje glavnih sastojaka vode ukaže na tu prirodnu granicu ispod koje se sadržaj ovih sastojaka ne uzima u račun. Iznad takvih granica nastaje klasifikovanje vode po preovlađujućim anjonima i katjonima u raznim mogućim kombinacijama bilo po metodi Kurlova ili Aleksandrova sa nešto izmenjenim pristupom, što se odnosi samo na glavne sastojke.

U stvari, problemi proučavanja voda nisu u njihovim imenima u smislu hemijskih tipova. Stvarne teškoće dolaze od izbora granica od kojih počinje imenovanje i potrebe utvrđivanja prirodnih i matematičkih granica za pojedine sastojke u određenom geotektonskom kompleksu ili sredini. Na taj način bi se pošlo od prirodne statističke raspodele i određene

granice kao prelomne tačke za celishodnije korišćenje nekih već poznatih metoda klasifikacije.

Takva prirodna granica za glavne katjone i anjone treba da bude u stvari normalno rasejavanje bilo HCO_3, SO_4, Cl, Ca, Mg ili Na dobijeno na osnovu geometrijske sredine u geohemijski ili geološki približno jedinstvenom regionu. Imajući u vidu celishodnost ovakvog postupka, koji proizilazi iz prirodne raspodele elemenata, geometrijska sredina, odnosno normalno rasejavanja, postaje prag-prelomna tačka. Ova bi omogućila objektivniju primenu klasifikacije po količinskom redosledu V. A. Aleksandrova, Kurlova i drugih autora u vodama različitih uslova formiranja, među kojima i toplih i hladnih mineralnih voda.

KLASIFIKACIJA TOPLIH I HLADNIH MINERALNIH VODA POMOĆU GEOMETRIJSKE SREDINE GLAVNIH SASTOJAKA

Polazeći od normalnog rasejavanja za glavne komponente vode ($\bar{\gamma}$ = % mgekv) lako je pristupiti njihovom imenovanju bilo po redosledu Aleksandrova ili Kurlova. Takva prirodna granica stvarne srednje zastupljenosti dozvoljava da se u vulkanogeno-sedimentnom kompleksu Vardarske zone u Srbiji, na reprezentativnom broju vodopunktova sa velikog prostora, zanemare svi oni sadržaji SO_4 i Cl (Tabela 1) koji leže ispod statističke granice ($\bar{\gamma}$). Sadržaj ili zastupljenost hidrokarbonatnog jona se nalazi iznad granice Aleksandrova (25% mgekv), pa je, prema tome, preovlađujući anjon. Koristeći srednju prirodnu kvantitativnu zastupljenost za SO_4 i Cl imenovanje se vrši po poznatom redosledu (Aleksandrov ili Kurlov). Slično je i kod katjona (Tabela 2).

Tabela 1.

Geometrijska sredina normalnog rasejavanja glavnih anjona u toplim i mineralnim vodama Srbije (% mgekv).

N = 50	HCO_3	SO_4	Cl
Geometrijska sredina	79,4	6,4	7,1

Tabela 2.

Geometrijska sredina normalnog rasejavanja glavnih katjona u mineralnim vodama Srbije (% mgekv)

N = 50	Ca	Mg	Na	K
Geometrijska sredina	8,0	10,0	40,0	0,82

U oba slučaja primećuje se da su donje granice selekcije niže od ranije postavljenih uslovnih granica (Kurlov, Aleksandrova). Normalno rasejavanje, kao geohemijski kriterijum, daje nepristrasnu i najmanje veštačku granicu za klasifikovanje termalnih i mineralnih voda u pogledu anjona i katjona, inače visoke zastupljenosti. Svakako, što je veća

statistička masa podataka ove vrednosti će biti i čvršće postavljene za razne geološke sredine (morski sedimenti i drugi kompleksi), ali varijacije sigurno ne mogu dostići veće razmere bar za mineralne vode u Srbiji. Ovim se postiže obuhvatanje značajnih komponenata koje se računaju od nekoliko % do nekoliko desetina % mgekv i imaju važnu ulogu u kompletnom sastavu vode.

Klasifikacija vode po glavnim sastojcima nije jednostavno pitanje, jer neki katjoni i anjoni po bilo kojoj metodi ostaju neregistrovani u hemijskim karakteristikama vode. To dolazi usled niže zastupljenosti koja ih postavlja ispod svih dosadašnjih uslovnih granica. Takav je slučaj sa kalijumom koga takođe treba postaviti u kvantitativni odnos prema ostalim elementima izbegavajući ulaženje u brojne detalje. Klasifikacija mora da bude jednostavna, ali nikako ne sme da se dogodi da ona zanemari sadržaj nekih važnih jona zbog njihove niže zastupljenosti. To znači da elemente treba posmatrati u okviru njihovog normalnog rasejavanja, jer se, na primer, natrijum i kalijum značajno razlikuju u zastupljenosti u vodama, a naročito na vulkanogeno-sedimentnim prostorima Srbije. U ovim vodama (N=31), odnos Na/K utvrđuje da je K oko 35 puta niže zastupljen od Na. Zbog veće zastupljenosti i migrativnosti natrijuma ne znači da K treba potpuno zanemariti u imenovanju voda imajući u vidu njegov utvrđen biogeohemijski značaj u prirodi i živom svetu. Takva migrativnost i sadržaj K u mineralnim i toplim vodama jasno ga opredeljuje u grupu prosečno manje zastupljenih elemenata gde će biti i razmatrana njegova prirodna raspodela. (Vidi tabelu 3 na str. 21)

ZASTUPLJENOST ALKALNO-ZEMNOALKALNIH I NEKIH DRUGIH MIKROELEMENATA

O hemijskom sastavu toplih i hladnih mineralnih voda na našim pretežno vulkansko-sedimentno-metamorfnim i sedimentnim prostorima (morski) za sada ne može da se dâ potpuna slika. To dolazi otuda što zastupljenost tipomorfnih elemenata i mikroelemenata, a takođe i genetska veza sa podlogom, treba da se ispita u anjonskoj i katjonskoj grupi, kao i u oba geotektonska pojasa — karpatobalkanskom i dinarskom sa Vardarskom zonom i u Panonskom basenu.* Uglavnom predstoje široka i studiozna ispitivanja, pri čemu ova predstavljaju početnu fazu u novom napred navedenom geohemijskom pristupu. Ovo proizilazi i iz do sada nedovoljnog broja osmatranja koja su ovom prilikom proširena i na druge mineralne izvore, naročito u pogledu sadržaja Cs, Rb, Li, Sr, Ba i drugih mikroelemenata, mogućih kao tipomorfnih sastojaka.

Naša dosadašnja i sadašnja određivanja i proučavanja sadržaja mikroelemenata ukazuju na raznovrstan katjonski sastav važnijih hladnih i toplih mineralnih voda. Od svih samo 6% čine hladne mineralne (<20°C) vode, dok ostale su tople čija se temperatura kreće od 20° do 97°C. Među ovima se sreću sumporovodonične (H_2S+HS), ugljenokisele (CO_2) ili su bez ovih jasno izraženih gasnih karakteristika. Ne ulazeći dublje u anjonske karakteristike, ove vode su hidrokarbonatne, hidrokarbonatno-hloridne, sulfatne ili hidrokarbonatno-sulfatne. Oko 55% posmatranog broja su

---

* U toku su široka ispitivanja mineralnih voda koje će i dalje razrađivati ovu problematiku, jer vode postaju sve značajnija mineralna sirovina.

Tabela 3.

Klasifikacija glavnih toplih i mineralnih voda pomoću geometrijske sredine, Srbija, (% mgekv).

Vodopunkt	Po anjonskom sastavu (HCO_3, SO_4 i Cl)	T° C	M gr/l	Po katjonskom sastavu (Ca, Mg, Na, Fe)
Ovčar banja	— hidrokarbonatno-sulfatna	37°	0,66	Ca-Mg
Vrnjačka banja	— hidrokarbonatna	36°	2,94	Na-Mg
Mataruška banja	— hidrokarbonatno-hloridna	41°	1,38	Na-Mg-Ca
Bogutovačka banja	— hidrokarbonatna	25°	0,53	Mg-Ca
Lopatnica	— hidrokarbonatno-hloridna	26°	0,35	Mg-Ca
Sokobanja (M.)	— hidrokarbonatna	36°	0,47	Ca-Mg
Sokobanja (2)	hidrokarbonatna			Ca-Mg
Jošanička banja	— hidrokarbonatno-hloridno-sulfatna	80°	0,27	Na
Koviljača	— hidrokarbonatno-hloridna	31°	1,33	Na-Ca-Mg
Beljanica	— hidrokarbonatno-sulfatna		0,53	Ca-Mg
Vranjska banja	— sulfatnohidrokarbonatna	97°	1,80	Na-Fe-Mg
Bujanovačka banja	— hidrokarbonatno-sulfatna	25°	4,10	Na
Ribarska banja	— sulfatno-hidrokarbonatna	41°	0,40	Na-Mg
Niška banja	— hidrokarbonatno-hloridna	34—39°	0,37	Ca-Mg
G. Toplica	— hidrokarbonatna	26—27°	0,47	Ca-Mg
G. Trepča	— hidrokarbonatna	26—31°	0,55	Mg-Ca
Savinac	— hidrokarbonatno-sulfatna	26°	0,73	Mg-Ca
Mlakovac	— hidrokarbonatna	26°	0,73	Ca-Mg
Brđani	— hidrokarbonatno-sulfatna	16°	1,41	Mg-Ca
Sirča	— hidrokarbonatno-sulfatna	16,6°	0,90	Mg-Na-Ca
Vitanovac	— hidrokarbonatno-hloridna	19,5°	1,05	Na
Kuršumlijska banja (izvor)	— hidrokarbonatna	59°	2,90	Na-Mg
Kuršumlijska banja (kupatilo)	— hidrokarbonatna		3,00	Na
Suva česma	— hidrokarbonatna	24°	4,30	Na
Sijarinska banja	— hidrokarbonatna	35°	3,40	Na-Mg
Sijarinska banja	— hidrokarbonatna	71°	5,70	Na
Brestovačka banja (kupatila)	— sulfatna	41°	0,82	Na-Ca
Brestovačka banja (česma)	— sulfatna	37°	0,76	Na-Ca
Aranđelovac 1	— hidrokarbonatno-hloridna		1,50	Na-Ca
Aranđelovac 2	— hidrokarbonatna	20°	2,70	Na-Ca
Aranđelovac 3	— hidrokarbonatna		3,20	Na-Ca
Aranđelovac 4	— hidrokarbonatna-hloridna		0,98	Ca-Mg-Na
Palanački kiseljak	— hidrokarbonatna		7,2	Na

natrijskog tipa a ostale su Ca-Mg, Mg-Ca, Mg-Na (Tabela 3). Svi izvori se nalaze ispod 500 m nadmorske visine tako da nije prisutan uticaj klimatske zonalnosti na njihov hemizam, utoliko pre što su to podzemne vode koje se obrazuju u dubljim nivoima.

Mikrosastav toplih i hladnih mineralnih voda odlikuje raznovrsnost u pogledu prisustva i zastupljenosti mikroelemenata. Alkalni elementi kao Cs, Rb, Li ne pokazuju ni stalno prisustvo ni slične sadržaje. Jedino što je Li uvek prisutan, nasuprot Cs i Rb kao tipomorfnim elementima mineralnih voda koji su retko odsutni (Tabela 4). Stroncijum i barijum su jako rasprostranjeni i stalni sastojci. Aluminijum, Fe i Mn su uvek prisutni u vodama, a drugi kao Pb, Ti, Cr, Ni, Co, Mo, Ag i V povremeno se sreću.

Posebno se ističe višestruko proverena pojava W i to samo u jednom ležištu mineralnih voda (Jošanička banja).

Sadržaji i gotovo stalno prisustvo Li, Rb i Cs u mineralnim vodama karakterišu vulkanogeno-metamorfno-sedimentne prostore počev od Loznice i Valjeva do Bujanovca i Vranjske banje. S obzirom da se ova grupa mikroelemenata, a posebno Cs, javlja i u mineralnim vodama Šumadije ovaj tip je ranije okarakterisan kao »šumadijski« tip (22, 23). Međutim, ovakva asocijacija alkalnih mikroelemenata se prostire duž čitave Vardarske tektonske zone, a povećani sadržaji Cs, na primer, sreću se i van oblasti Šumadije. »Šumadijske« mineralne vode se po sadržaju (mg/l) ovoga elementa, prema tome, obično ne razlikuju od onih iz južnog dela pomenute zone ne računajući druge osobine.

Znatno osiromašenje ili odsustvo Cs javlja se u graničnom području Karpato-balkanskog luka (Sokobanja, Beljanica, Niška banja, Brestovačka banja i dr.), na obodu Panonskog sedimentnog basena, (Višnjica, Koviljača, Palanački kiseljak), a posebno je deficitaran u mineralnim vodama Panonskog basena.

Od ostalih mikroelemenata izuzetno su karakteristični molibden i volfram (W^{+6}). Prisustvo volframa u mineralnoj vodi Jošaničke banje, čija je temperatura 80°C, posebno je indikativno. Ova termalna voda, nema sumnje, dolazi iz velike dubine a njen mikrosastav (Mo i W) ukazuje na posrednu vezu sa magmatizmom čija je aktivnost donela mineralizacije molibdenita i ležišta na području Kopaonika. Sa druge strane, opšta rasprosrtanjenost molibdenonosnih šelita (4) u granodioritskom masivu Kopaonika potkrepljuje mogućnost preuzimanja W i Mo iz granodiorita ili rasejane mineralizacije kroz koje, verovatno u većim dubinama, teku vode povišene temperature. Kao siguran zaključak, bez obzira na mehanizam stvaranja oreola disperzije W, proizilazi pojava migracije ovoga elementa čak i pri sniženim temperaturama (80°C).

Rasprostranjenost Mo na područjima mlađih magmatskih akcija može donekle i da okarakteriše ove vode ukazujući samo na delimičan prinos ovoga elementa pomoću para i gasova iz smirenih ognjišta. Molibdenonosna magmatska faza se upravo i prostire na granične delove Karpato-balkanskog luka (Niška banja, Sokobanja, Ribarska banja, Brestovačka banja) ili kopaoničkoj oblasti (Jošanička banja), itd. što svakako ne isključuje značajno epigenetsko unošenje Mo iz kolektora zbog lake migracije u slaboalkalnim vodama.

Razmatranje rasprostranjenosti alkalnih i zemnoalkalnih elemenata u njihovom jonskom težinskom obliku ima samo kvalitativan karakter. Za-

Tabela 4. Aritmetička ($\bar{X}$) i geometrijska sredina ($\bar{\gamma}$) za katjone u nekim mineralnim i toplim vodama Srbije

Katjoni	mg/l		
	$\bar{X}$	od — do	$\bar{\gamma}$
Ca^{++}		2 — 124	50,2
Mg^{++}		1 — 144	40,0
Na^{+}		6 —2140	126,0
K^{+}	17,0	0,4 — 78	4,6
Li^{+}	1,270	0,012 — 8,00	0,20
Cs^{+}	0,20	0 — 1,00	0,100
Rb^{+}	0,24	0 — 1,40	0,074
Sr^{++}	0,774	0,030 — 4,70	0,46
Ba^{++}	0,073	0 — 0,77	0,040
Al^{+++}	0,489	0,0016— 5,20	0,107
Fe^{+++} i Fe^{++} (u suv. ostatku)	2,830	0,01 — 50,00	0,067
Mn^{++}	0,021	0,0003— 0,26	0,0089
Cu^{++}	0,0024	0,0003— 0,010	0,0020
Pb^{++}	0,0020	0 — 0,016	—
Ti^{++++}	0,0073	0 — 0,040	0,0048
Cr^{+++}	0,0150	0 — 0,360	0,0051
Ni^{++}	0,0032	0 — 0,029	0,0030
Co^{++}	0,0007	0 — 0,0045	0,0006
Mo^{+6}	0,0047	0 — 0,022	0,0027
Ag^{+}	0,0090	0 — 0,090	0,0055
V^{+++}	0,0013	0 — 0,009	0,0013
W^{+6}		0 — 0,060 (samo u jednom ležištu tople mineralne vode)	
Sn		0 — 0,007 (samo jedan uzorak)	
M (količina soli)	1,64	0,270 — 7,2	1,030 gr/l
T°C		16,6 — 97°C	

stupljenost ovih, kao i ostalih mikroelemenata u vidu % mgekv, sigurno daje najobjektivniju sliku količinskog redosleda i samim tim prostornog rasprostranjenja katjona u posmatranim mineralnim vodama (Tabela 5).

Tabela 5. Zastupljenost katjona u hladnim i toplim mineralnim vodama vulkanogeno-sedimentnih prostora Srbije (% mgekv)

Ležišta mineralnih voda	Redosled zastupljenosti katjona
Ovčar banja	Ca > Mg > Na > K > Al > Sr > Li > Fe > Cr > Ba > Ti > Ag > Cs > Cu > > Mo > Rb > Pb = Mn > Co
Vrnjačka banja	Na > Mg > Ca > K > Li > Sr > Rb > Ba > Al > Cs > Fe > Mn > Ti > > Cr > Cu
Mataruška banja	Na > Mg > Ca > Li > K > Sr > Cs > Rb > Al > Fe > Ba > Cr > Mn = = Ti > Co > Cu
Bogutovačka banja	Mg > Ca > Na > K > Ll > Sr > Al > Fe > Mn > Cr > Ti > Rb > Cs > > Ba > Cu
Lopatnica	Mg > Ca > Na > K > Al > Sr > Li > Mn > Fe > Ti > Cr > Ba > Ni > Rb > > Cs > Cu = Co

Ležišta mineralnih voda	Redosled zastupljenosti katjona
Sokobanja (Moravica)	Ca > Mg > Na > K > Al > Sr > Li > Fe > Rb > Cr > Mo = Ba > Ti > > Cu > Mn > V > Co
Sokobanja (izvor u parku)	Ca > Mg > Na > K > Sr > Al > Fe > Ba > Cr > Li = Ag > Mo > Mn > > Rb > Cu > Co > V
Jošanička banja	Na > Mg > Ca > K > Li > Ai > W > Sr > Fe > Cs > Rb > Mo > Ba > Cr > V > Ag = Cu
Koviljača	Na > Ca > Mg > K > Li > Sr > Al > Fe > Rb > Ba > Cr > Cs > Mn > > V > Cu > Ag
Beljanica	Ca > Mg > Na > Fe > K > Sr > Al > Ti > Cr > Mn > Ba > Al > Ag > V > > Cu > Ni = Rb > Cs
Vranjska banja	Na > Fe > Mg > Ca > Al > K > Li > Sr > Mn > Rb > Cs > V > Ba > Cr = = Co > Ti > Ni > Cu
Bujanovačko vrelo	Na > Mg > Ca > K > Li > Al > Sr > Rb > Fe > Cs > Cr > Ti > Mn
Ribarska banja	Na > Mg > Ca > K > Li > Sr > Al > Fe > Rb > Ba > Cr > Mn > Cu > > Cs > Mo > Ti > V
Niška banja	Ca > Mg > Na > K > Sr > Li > Al > Mo > Fe > Ba > Cr > Cs > Rb > Ti > Cu = V > Mn > Ag
G. Toplica	Ca > Mg > Na > K > Li > Al > Sr > Cs > Ba > Rb > Fe > Ti > Cr > Mn > > Ni > Cu > Pb > Ag > Co
G. Trepča	Mg > Ca > Na > K > Al > Li > Sr > Cs > Fe > Ba > Cr > Rb > Pb = = Ti > Co = Mn = Cu > V = Ni
Savinac	Mg > Ca > Na > K > Li > Sr > Al > Fe > Cs > Rb > Ba > Cr > Ni > Cu > > Mn = Ag
Brđani	Mg > Na > Ca > K > Li > Sr > Al > Cs > Fe > Ba > Cr > Rb > Ag = = Mn > Cu
Mlakovac	Ca > Mg > Na > K > Li > Sr > Al > Fe > Cs > Ba > Rb > Cr > Ni > > Mn > Cu = Pb > Co
Sirča	Mg > Na > Ca > K > Li > Sr > Fe > Al > Cs > V > Rb > Ba > Mn > > Cu > Co > Cr > Ag > Ti > Ni
Vitanovac	Na > Ca > K > Mg > Sr > Li > Al > Ba > Mn > Fe > Cu > Cr > Cs > > Ag > V > Ti
Kuršumlijska banja	Na > Mg > Ca > K > Al > Li > Sr > Fe > Rb > Cs > Ba > Mn > Cu > Ag
Kuršumlijska banja	Na > Mg > Ca > K > Li > Al > Sr > Fe > Rb > Cs > Ba > Cu > Mn > > Cr > Ag
Suva česma (Prokuplje)	Na > Mg > Ca > K > Al > Li > Sr > Fe > Rb > Cs > Mn > Ba > Cr > > Cu > Ag
Sijarinjska banja (1)	Na > Mg > Ca > K > Li > Al > Sr > Fe > Rb > Cs > Ba > Mn > Cu
Sijarinska banja (2)	Na > Ca > Mg > K > Li > Sr > Al > Rb > Fe > Ba > Cs
Brestovačka banja	Na > Ca > Mg > Sr > Al > K > Li > Fe > Ba > Cr > Rb > Ti > Mo > > Cu > V > Ag > Co > Mn
Brestovačka banja	Na > Ca > Mg > Al > Sr > K > Fe > Li > Ba > Rb > Cr > Ti > Pb > > Cu > Mn > V > Ag > Mo > Co
Aranđelovački basen 1	Na > Ca > K > Li > Mg > Al > Fe > Sr > Mn > Rb > Ti > Ba > Cr > Cs > > Cu = Ni
2	Na > Ca > Mg > K > Li > Al > Sr > Fe > Mn > Rb > Ba > Ni > Cs > > Mo > Co > Cu
3	Na > Ca > Mg > K > Li > Fe > Al > Sr > Mn > Rb > Cr > Ba > Cs > > Cu = Ni
4	Ca > Mg > Na > Li > K > Sr > Fe > Mn > Rb > Al > Cs = Ba > Co > > Cr > Cu
Palanački kiseljak	Na > Ca > K > Al > Mg > Li > Cr > Sr > Ti > Mn > Ba > Fe > Rb > Cu
Ilidža (Sarajevo, BiH)	Na > Ca > K > Al > Mg > Li > Cr > Sr > Mn > Fe > Ba > Ti > Cr > Cu > > Cs > Rb = Pb > Mo > V > Co > Ni

Kako je ranije zapaženo (13, 14), odnosi % ekvivalentnih težina dozvoljavaju da se vidi obilnost i istakne prava uporedivost sadržaja ovih mikroelemenata uračunavajući preko mineralizacije mnoge nepoznate faktore koji prouzrokuju čas jače čas slabije izražene sadržaje. Opštu mineralizaciju ovih mineralnih voda, sa različitim količinama mikroelemenata, odlikuje takođe oštra količinska raznolikost, što se ogleda i u statističkim vrednostima (Tabela 6).

Tabela 6. Parametri sadržaja soli u glavnim mineralnim toplim pijaćim vodama Srbije

N	Raspon sadržaja soli	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}+1{,}5\sigma$	$\bar{X}+2{,}5\sigma$
	gr/l	gr/l	gr/l		gr/l	gr/l
35	0,27—7.20	1,03	1,64	0,59	3,02	3,40

Prema poznatim normama za pijaće vode uopšte granica za količinu soli je 1,0 gr/l. U suvim predelima ova granica je 1,5—2,5 gr/l. Međutim, neki autori smatraju da se mineralne vode mogu računati tek od 2 gr/l soli. Za naše pijaće mineralne vode srednja vrednost je 1,64 gr/l, a gornja granica mineralizacije je 3,020—3,400 gr/l. Van ove oblasti sadržaja soli ostaje 8,5% izrazito anomalnih mineralnih voda koje su u izučavanoj populaciji manje povoljne zbog povećane zasoljenosti. Kao što se vidi ogromna većina naših mineralnih voda zadovoljava ovu zaista maksimalnu geohemijsku granicu sigurnosti-pogodnosti kao pijaćih mineralnih voda. Istovremeno, u skladu sa zavisnošću zastupljenosti određenih mikroelemenata od porasta količine soli u ovim vodama pada i njihov značaj u ukupnom bilansu sastojaka.

Među alkalnim elementima niže zastupljenosti (K, Li, Cs i Rb) najčešće je K>Li>Cs ili Rb. Samo u retkim slučajevima Fe, Sr ili Al su jače zastupljeni od Li, a ponekad su Fe i Al veći od K i Li. Pa ipak, redosled zastupljenosti glavnih katjona i mikrokatjona ne označava i njihovu anomalnost u prostoru. Na osnovu ovoga upoređenja ne mogu da se imenuju vode po mikrokatjonima, odnosno po retkim alkalnim elementima ili zemnoalkalnim sastojcima, što će se pokazati u daljem razmatranju njihove raspodele. Usled toga će posebna pažnja da se posveti uporednoj analizi sadržaja K, Cs, Li, Rb, Sr i Ba i njihovoj međusobnoj povezanosti u toplim i hladnim mineralnim vodama vulkanogeno-sedimentno-metamorfnih kompleksa Srbije.

KALIJUM

Kalijum je različito zastupljen u hidrosferi. Najniži sadržaj postiže u rekama i podzemnim vodama (Tabela 8), dok se najviše količine sreću u morskoj vodi (do 7.500 mg/l) ili u vodama zasoljenih formacija (do 9.120 mg/l).

Tabela 7. Srednje vrednosti K u hidrosferi (K. S. Heier, G. K. Bilings)

Vrsta vode	$\bar{X}$ mg/l	Popravka za broj uzoraka	
Termalne vode	116	± 9,9	338
Morska voda	392		
Jezera	233	± 55	255
Reke	6,5	± 0,7	705
Podzemne vode	6,2	± 0,4	736
Vode zasoljenih formacija	1441	±137	235

U termalnim vodama sadržaj K se kreće u granicama 1—2325 mg/l (18). Ovakve vrednosti za kalijum u vodama iz raznih delova sveta dovode se u vezu sa uticajem temperature, sastavom stena i njihovim ispiranjem iz stena i minerala.

RASPORED I ZASTUPLJENOST K U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

Do sada zahvaćene mineralne i termalne vode vulkansko-sedimentnih prostora vardarske zone, obuhvatajući i delove Karpato-balkanskog luka, uvek sadrže kalijum. Njegovi sadržaji leže u granicama od 0,41 do 78 mg/l ili 0,14 do 4,44% mgekv. Ovakva zastupljenost K u vodama jasno se ocrtava iz srednjih vrednosti za odnos Na/K pri čemu je $\bar{X}=72$, $\gamma=35$ a njihovi odnosi (Tabela 8) pokazuju da se kalijum u ovoj sredini može posmatrati

Tabela 8. Odnos Na/K u mineralnim vodama vulkansko-sedimentnih prostora Srbije (iz % mgekv)

Ležište mineralne vode	Na/K
Koviljača	36
G. Toplica	20
Savinac	20
Brđani	70
Mlakovac	13
G. Trepča	8
Ovčar banja	17
Sirča	60
Mataruška banja	31
Bogutovačka banja	30
Lopatnica	35
Vitanovac	167
Vrnjačka banja	16
Jošanička banja	59
Suva česma (Prokuplje)	45
Ribarska banja	151
Kuršumlijska banja (izvor)	23
Kuršumlijska banja (kupatilo)	27
Sijarinska banja (S.)	43
Sijarinska banja (G.)	40
Vranjska banja (gr.)	42
Bujanovac	41
Niška banja	20
Beljanica	30

Ležište mineralne vode	Na/K
Sokobanja (M.)	3,6
Sokobanja (izvor)	5,2
Brestovačka banja	573
Brestovačka banja (česma)	560
Aranđelovac (1)	17
Aranđelovac (2)	29
Aranđelovac (3)	27
Aranđelovac (4)	48
Palanački kiseljak	48

Tabela 9. Sadržaj i zastupljenost kalijuma u toplim i mineralnim vodama Srbije

Ležište	K		
	mg/l	% mgekv	M gr/l
G. Toplica	1,4	0,60	0,47
Koviljača	7,8	1,06	1,33
Savinac	2,3	0,60	0,73
Brđani	1,7	0,27	1,41
Mlakovac	3,0	0,98	0,73
G. Trepča	1,4	0,50	0,55
Ovčar banja	2,0	0,49	0,66
Sirča	2,3	0,42	0 90
Mataruška banja	12,0	1,44	1,38
Vitanovac	2,60	0,57	1,05
Bogutovačka banja	1,50	0,46	0,53
Lopatnica	1,10	0,46	0,35
Vrnjačka banja	50.00	3,67	2,94
Jošanička banja	1,20	1,48	0,27
Suva česma	42,00	1,95	4,30
Ribarska banja	1,30	0,41	0,40
Kuršumlijska banja (česma)	50,00	3,41	2,90
Kuršumlijska banja (čes. kup.)	45,00	2,99	3,00
Sijarinska banja (s)	40,00	1,87	3,40
Sijarinska banja (g)	64,00	2,29	5,70
Vranjska banja (Fe)	11,30	1,60	1,80
Bujanovac	41,40	2,10	4,10
Niška banja	0,90	0,53	0,37
Cokobanja (M.)	3,70	1,39	0,35
Sokobanja (iz. p)	3,20	1,32	0,47
Beljanica	0,50	0,14	0,53
Brestovačka banja (izvor kup.)	1,90	0,10	0,82
Brestovačka banja (česma)	1.80	0,11	0,76
Aranđelovački basen: 1	33,00	4,42	1,50
2	36,00	2,63	2,70
3	47,00	2,76	3,20
Palanački kiseljak (b. uporedna)	78,00	1,97	7,20

kao niže zastupljeni katjon. Ovo se potvrđuje i drugim parametrima sredina (Tabela 10) pokazujući da je prosečno 35 puta niže zastupljen od Na. Međutim, raspodela ovoga elementa na celom posmatranom prostoru, dobijena bilo preko mg/l ili % mgekv, iz mase ležišta ističu neka koja se odlikuju povećanim sadržajem kalijuma.

Tabela 10. Srednje vrednosti kalijuma u mineralnim vodama vulkansko-sedimentnih prostora Srbije

		mg/l		N=31		% mgekv preračunat na ΣK	
$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$
16,0	±3,6	19,2	5,0	1,385	±0,208	1,160	0,820

Ako se raspodela sadržaja K posmatra preko aritmetičkih rangova, koristeći oba vida predstavljanja sadržaja, očigledno je da su prisutne razlike u krajnjem zaključku (Tabela 11 i 12), što se utvrđuje pomoću disperzije kalijuma.

Na rastojanju $\bar{X}+0{,}5\,\sigma$ i $\bar{X}+1{,}0\,\sigma$, izraženih u mg/l, izdvajaju se anomalni sadržaji, odnosno kalijumove vode (Tabela 11). Iz toga proizilazi da se interval 25—35 mg/l može da računa kao sigurnosna granica iznad koje

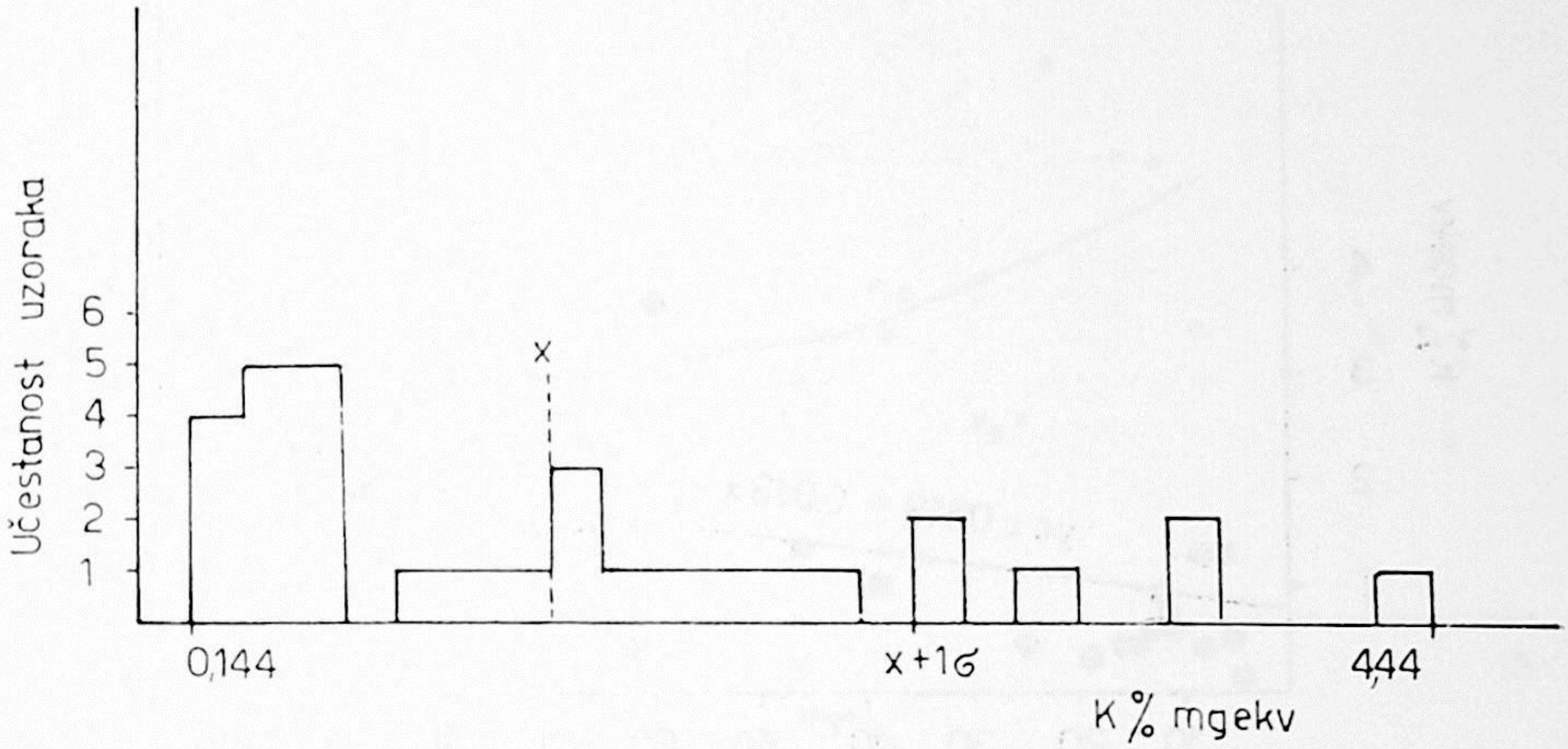
Tabela 11. Statističke granice sadržaja K u mineralnim vodama za imenovanje mikrotipova po katjonskom sastavu (Srbija)

I	mg/l		
$\bar{X}+0{,}5\sigma$	% uzoraka u okviru $\bar{X}+0{,}5\sigma$	$\bar{X}+1{,}0\sigma$	% uzoraka u okviru $\bar{X}+1{,}0\sigma$
> 25,6	66	> 35,6	69
— Vrnjačka banja		— Vrnjačka banja (50 mg/l)	
— Bujanovačko vrelo		— Bujanovčko vrelo (41 mg/l)	
— Kuršumlijska banja (1, 2)		— Kuršumlijska banja (br. 1=50; br. 2=45 mg/l).	
— Sijarinska banja (s. G)		— Sijarinska banja (S.=40; G.=60 mg/l)	
— Suva česma		— Suva česma (42 mg/l)	
— Aranđelovac (1, 2 i 3)		— Aranđelovac (br. 2=36 i br. 3=47 mg/l)	
— Palanački kiseljak		— Palanački kiseljak (78 mg/l)	

nastupaju kalijumove vode. Ova granica obuhvata normalnim rasejavanjem od 69—71%, dok su ostali sadržaji anomalni i odražavaju pojačanu kalijumonosnost različitih ležišta.

Raspored sadržaja kalijuma u vodi po % mgekv (Sl. 1, Tabela 12), s obzirom na ulogu kolebanja zasoljenosti voda, postavlja drukčije granice. U ovome slučaju interval sadržaja 1,96—2,33% mgekv zaista utvrđuje da su sve vode iznad ove granice obogaćene kalijumom. Samim tim se one mogu računati kao kalijumove obuhvatajući 21% izrazito kalijumonosnih vodopunktova. U intervalu sigurnosti nalaze se takođe kalijumove vode, ali su često nižeg reda kalijumonosnosti. Svaka oštra granica je svakako veštačka zbog čega je ovaj interval sigurnosti obezbeđenje od raznolikih uzroka fluktuacije sadržaja (analitička greška matematičke operacije preračunavanja, itd.), čemu doprinosi i korekcija $\sigma/\sqrt{N}$.

Izrazito kalijumove vode (>2,30% mgekv) odlikuju se odnosom Na/K od 16 do 29 sa $\bar{X}=23$ ili sadržajem K od 2,30 do 4,45% mgekv. S obzirom na dobijene parametre, a posebno za celu masu uzoraka, karakterističan je



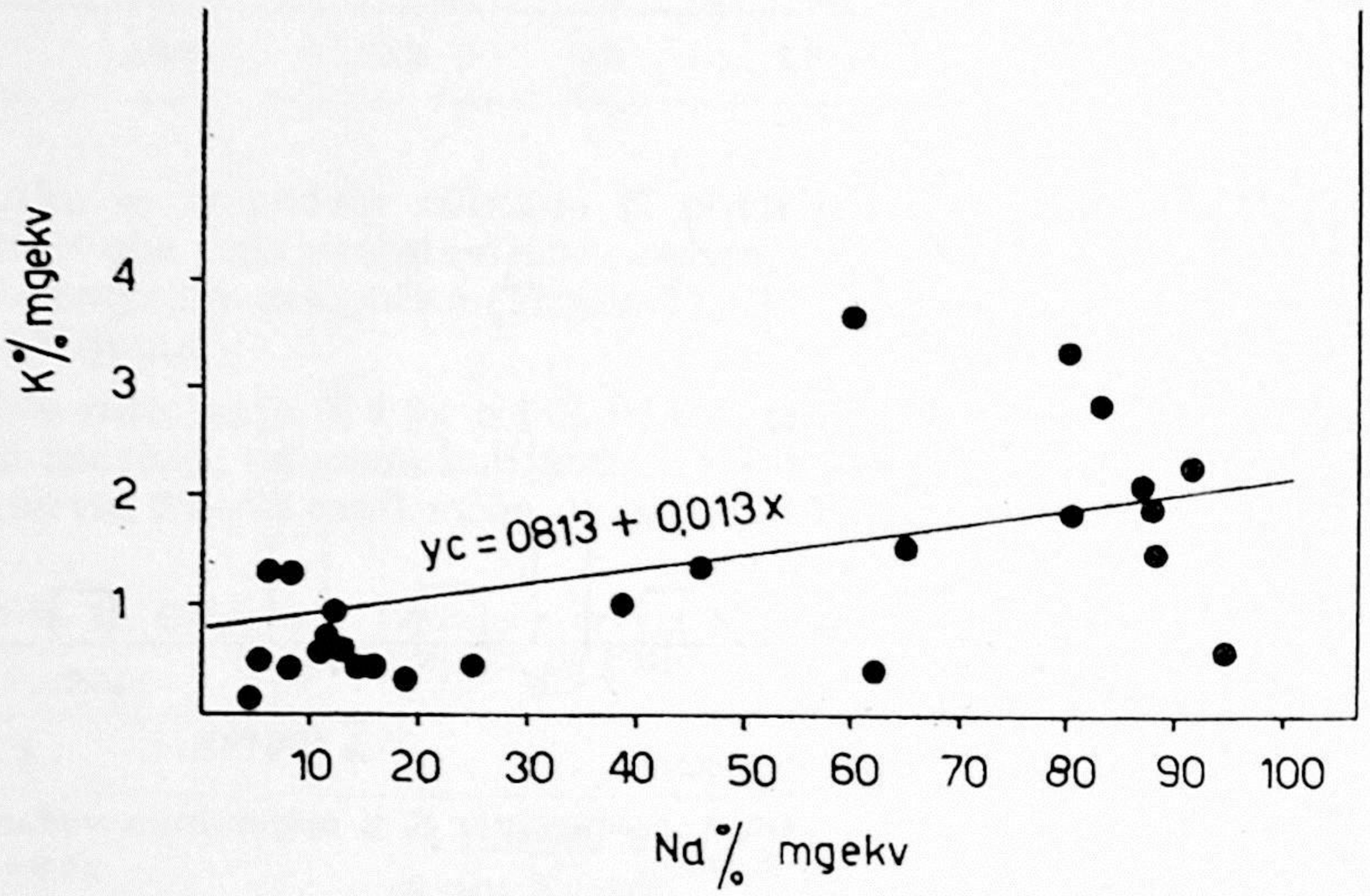
Sl. 1. — Raspodela i granice normalnog rasejavanja K u mineralnim vodama (Srbija).

Tabela 12. Statističke granice sadržaja K u mineralnim vodama za imenovanje mikrotipova po katjonskom sastavu (Srbija)

II	% mgekv		
$(\bar{X}+0,5\sigma) - \sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $\bar{X}+0,5\sigma$	$(\bar{X}+1,0\sigma) - \sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $\bar{X}+1,0\sigma$
> 1,96	71	> 2,33	79
Iznad granice $\bar{X}+0,5\sigma$:		Iznad granice $\bar{X}+1,0\sigma$:	
— Vrnjačka banja (M=2,9 gr/l)		— Vrnjačka banja (3,67% mgekv) (CO_2)	
— Bujanovačko vrelo (M=4,1 gr/l)		— Kuršumlijska banja (3,61% mgekv) (CO_2+H_2S)	
— Kuršumlijska banja (M=2,9 gr/l)		— Kuršumlijska banja (2,99 % mgekv) (CO_2+H_2S)	
— Kuršumlijska banja (M=3,0 gr/l)		—	
— Suva česma (M=4,3 gr/l)		— Sijarinska banja (2,29 % mgekv) (CO_2)	
— Sijarinska banja G/M=5,4 gr/l)			
— Aranđelovac br. 1 (M=1,5 gr/l)		— Aranđelovac br. 1 (4,44 % mgekv)	
br. 2 (M=2,7 gr/l)		(CO_2) br. 2 (2,65 % mgekv)	
br. 3 (M=3,2 gr/l)		br. 3 (2,76 % mgekv)	
— Palanački kiseljak (M=7,2 gr/l)		—	

porast Na i K. Iako krajnje nizak odnos ne označava kalijumove vode, jer je ovaj najniži kod Mg-Ca ili Ca-Mg voda uz nizak sadržaj i Na i K, ipak se zapaža da pri jačoj natrizaciji raste i kalijumonosnost mineralnih voda. Opšta migrativnost K, okarakterisana srednjim odnosom Na/K=35,

znatno je slabija. Korelaciona analiza, sa svoje strane, ne otkriva jaču povezanost Na i K (Sl. 2). Koeficijent korelacije $r=0,48$ na nivou $P_{005}=0,39$ i nivou $P_{001}=0,50$ pokazuje prisutnu ali ne tako izrazitu međuzavisnost.

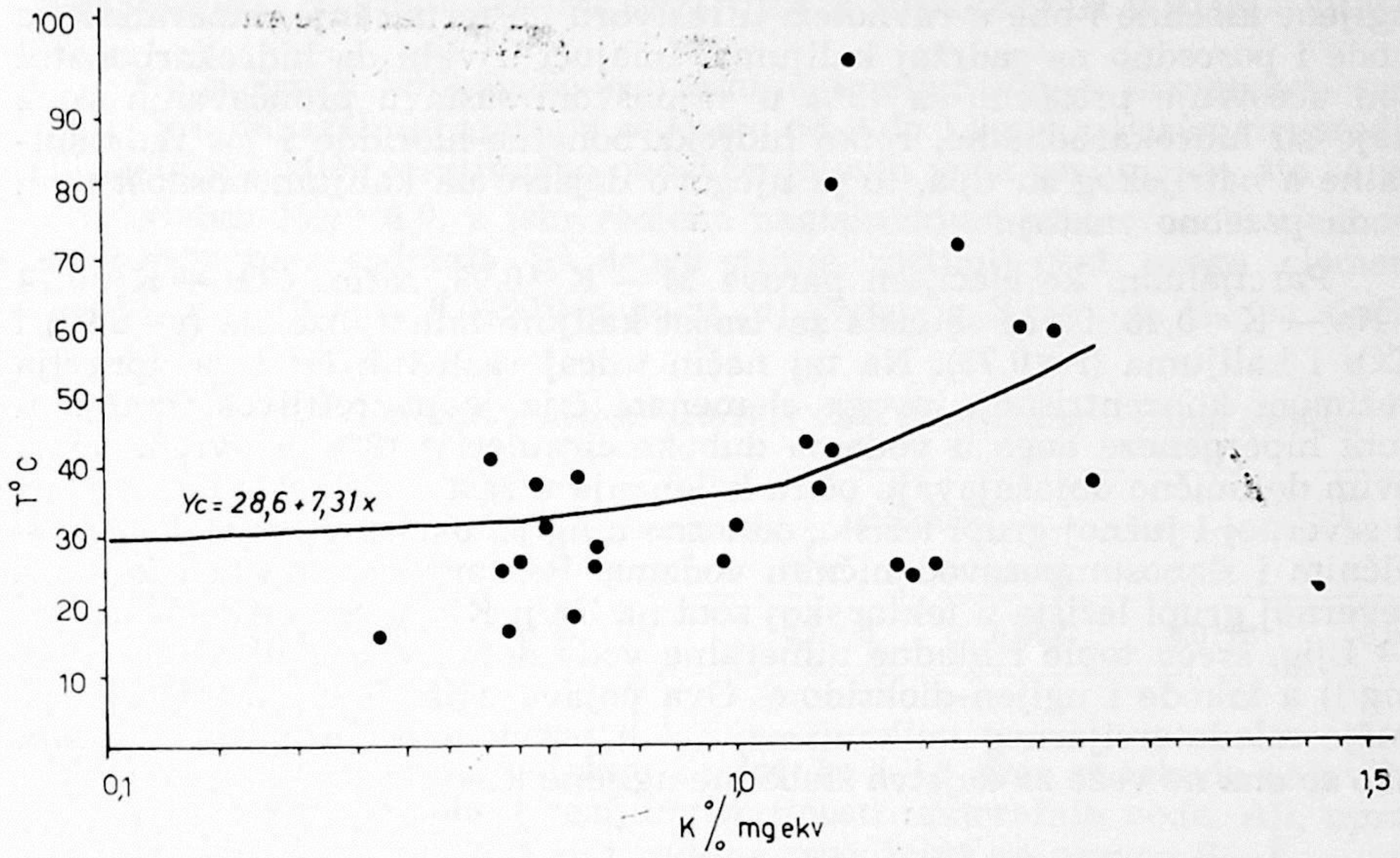


Sl. 2. — Korelacija Na i K u toplim i mineralnim vodama (Srbija).

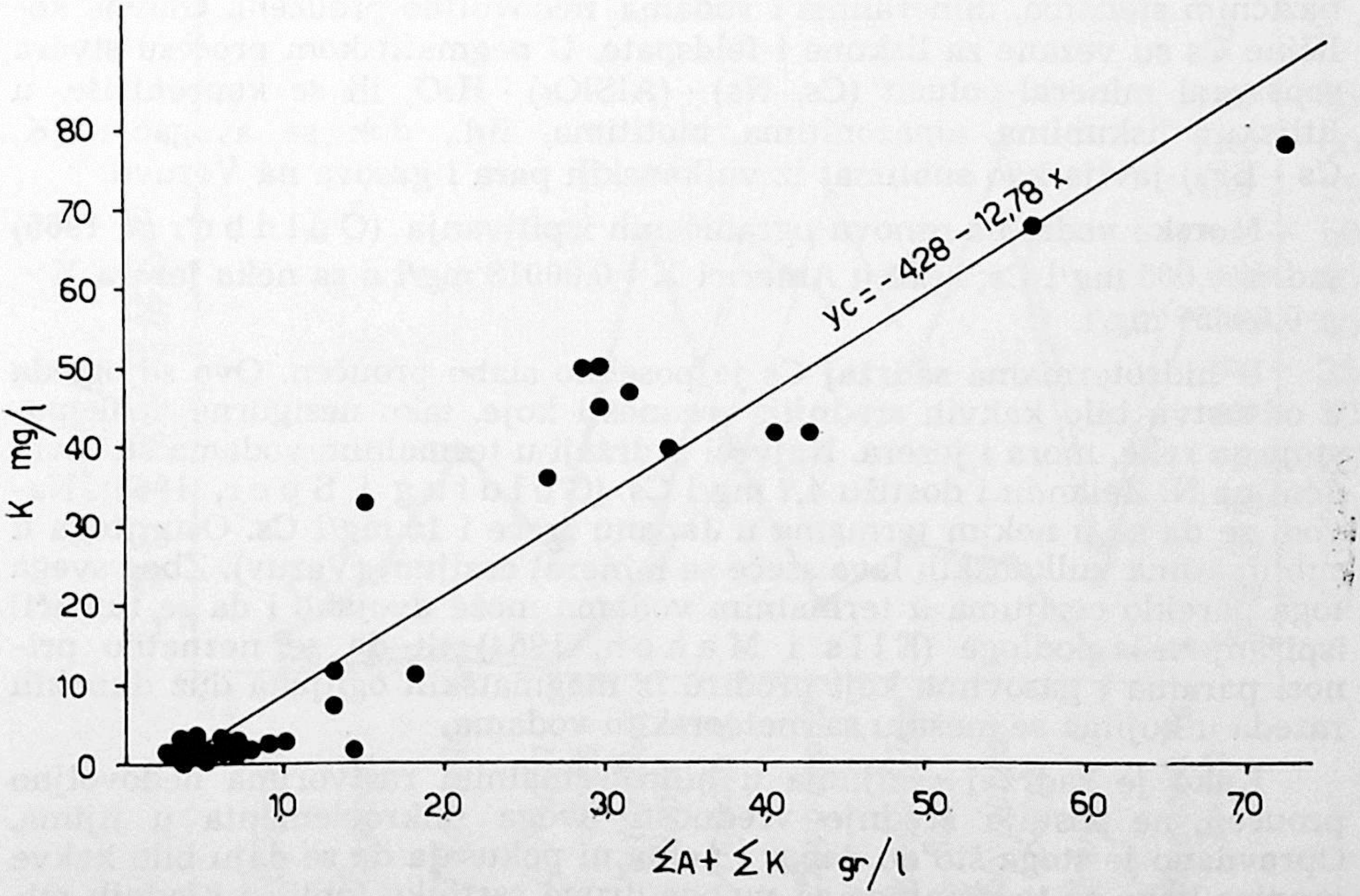
Ovo odstupanje od jače veze (24%) je verovatno prouzrokovano i adsorbcionim procesima, jer postoje slučajevi kada se u hidrotermalnim niskotermperaturnim procesima stvara čak i alunit. Međutim, o poreklu i zavisnosti koncentrisanja kalijuma postoje i različita tumačenja.

Kako je ranije rečeno (26, 30). temperatura i rastvorljivost minerala okolnih stena u mnogome utiču na sadržaj kalijuma u toplim i mineralnim vodama. U našem slučaju, zavisnost sadržaja K od temperature, utvrđena preko $Yc=28,6+7,31x$, izražena je sa $r=0,43$. Ona je značajna na nivou sigurnosti $P_{005}=0,40$ a nije na nivou $P_{001}=0,51$. Ova pojava ukazuje da je prisutan uticaj temperature (18%) koji istovremeno nije tako izrazit. Niska veza sigurno upućuje i na druge faktore koje je za sada teško kontrolisati. Pa ipak nije slučajno da se povišeni sadržaji kalijuma (>1,96 ili >2,65% mgekv) vezuju za vode pojačane zasoljenosti i obogaćene ugljendioksidom (>500 mg/l).

Zavisnost porasta sadržaja K od opšte mineralizacije, ispitane preko $Yc=-4,28+12,78x$, dostiže gotovo funkcionalnu zavisnost (Sl. 4) pri $r=0,93$ za $N=32-2$. Važnost ove veze na nivoima sigurnosti utvrđuje povezanost ovih komponenata vode sa 85%. Ako se ovome doda da je korelacija CO_2: K pozitivna i značajna ($r=0,74$) za $N=18-2$ onda se dolazi do zaključka da i slobodna ugljena kiselina (CO_2) ima značajnu ulogu u migraciji i transportu kalijuma u ovim vodama s obzirom na prirodnu ravnotežu $CO_2 - H_2CO_3 - HCO_3 - CO_3$ u vodenim rastvorima za određeni pH (>8,0 — 8,5 nastupa CO_3). Međuzavisnost $CO_2 : HCO_3$ u ovim vodama kontroliše se sa $r=0,62$. Time se statistički otkriva funkcija slobodne



Sl. 3. — Zavisnost sadržaja K od temperature toplih i mineralnih voda Srbije



Sl. 4. — Korelacija M:K u toplim i mineralnim vodama Srbije

ugljene kiseline i one u ravnoteži u rastvoru na formiranje mineralizacije vode i posredno na sadržaj kalijuma. Imajući u vidu da hidrokarbonatni jon učestvuje prosečno sa 79% u anjonskom sastavu proučavanih voda koje su hidrokarbonatne, retko hidrokarbonatno-hloridne i još ređe sulfatne a natrijskog su tipa, to je njegovo dejstvo na kalijumonosnost ovih voda posebno značajno.

Parcijalnom korelacijom parova M — K = 0,93, zatim CO_2 — K = 0,74 i Na — K = 0,48, ističe se čista zavisnost kalijum-mineralizacija (r = 0,92) i CO_2 i kalijuma (r = 0,73). Na taj način uticaj različitih činilaca upravlja režimom koncentrisanja ovoga elemenata čija je pokretljivost manja u zoni hipergeneze nego u vodama duboke cirkulacije (33). Istovremeno se ovim delimično objašnjavaju oštra kolebanja u zastupljenosti i sadržaju K u severnoj i južnoj grupi ležišta, odnosno u ugljenokiselim i sumporovodoničnim i slabosumporovodoničnim vodama. Posebno treba istaći da se u severnoj grupi ležišta u tektonskoj zoni na liniji Kraljevo — G. Milanovac — Ljig, sreću tople i hladne mineralne vode deficitarne kalijumom (<10 mg/l) a takođe i ugljen-dioksidom. Ova pojava uglavnom kontroliše područje mladotercijarnog vulkanizma, a čiji pravi uzroci nisu sasvim jasni ako se ona ne veže za dejstvo slobodne ugljene kiseline.

CEZIJUM

Ovaj elemenat se u zemljinoj kori javlja uglavnom u niskim količinama usled čega su njegovi srednji sadržaji (<1 gr/t), naročito u ultrabazičnim stenama, mineralima i vodama, nedovoljno proučeni. Glavne količine Cs su vezane za liskune i feldspate. U pegmatitskom procesu stvara sopstveni mineral-polucit (Cs, Na) · ($AlSiO_6$) · H_2O, ili se koncentriše u litijskim liskunima, amazonitima, biotitima, itd., dok se avogadrit (K, Cs · BF_4) javlja kao sublimat iz vulkanskih para i gasova na Vezuvu.

Morska voda, na osnovu ograničenih ispitivanja (G o l d b e r g, 1965) sadrži 0,005 mg/l Cs; reke u Americi $\bar{X}$ = 0,00018 mg/l a za neka jezera $\bar{X}$ = = 0,00057 mg/l.

U hidrotermama sadržaj Cs je posebno slabo proučen. Ovo se ogleda u odsustvu bilo kakvih srednjih vrednosti koje, iako nesigurne, ipak postoje za reke, mora i jezera. Najveći sadržaji u termalnim vodama su utvrđeni na N. Zelandu i dostižu 4,7 mg/l Cs (G o l d i n g i S p e r, 1964). Navodi se da se u nekim termama u Japanu sreće i 15 mg/l Cs. Osim toga u sublimatima vulkanskih lava sreće se mineral cezijum (Vezuv). Zbog svega toga poreklo cezijuma u termalnim vodama može dvojako i da se tumači: ispiranjem iz podloge (E l i s i M a h o n, 1964) ili da se neznatno prinosi parama i gasovima koji prodiru iz magmatskih ognjišta duž dubokih raseda u kojima se mešaju sa meteorskim vodama.

Kako je sadržaj cezijuma u hidrotermalnim rastvorima nedovoljno proučen, ne postoje srednje vrednosti ovoga mikroelementa u njima. Opravdano je stoga što do danas i nema ni pokušaja da se daju bilo kakve granice kako je to učinjeno za mnoge druge sastojke toplih i hladnih mineralnih voda.

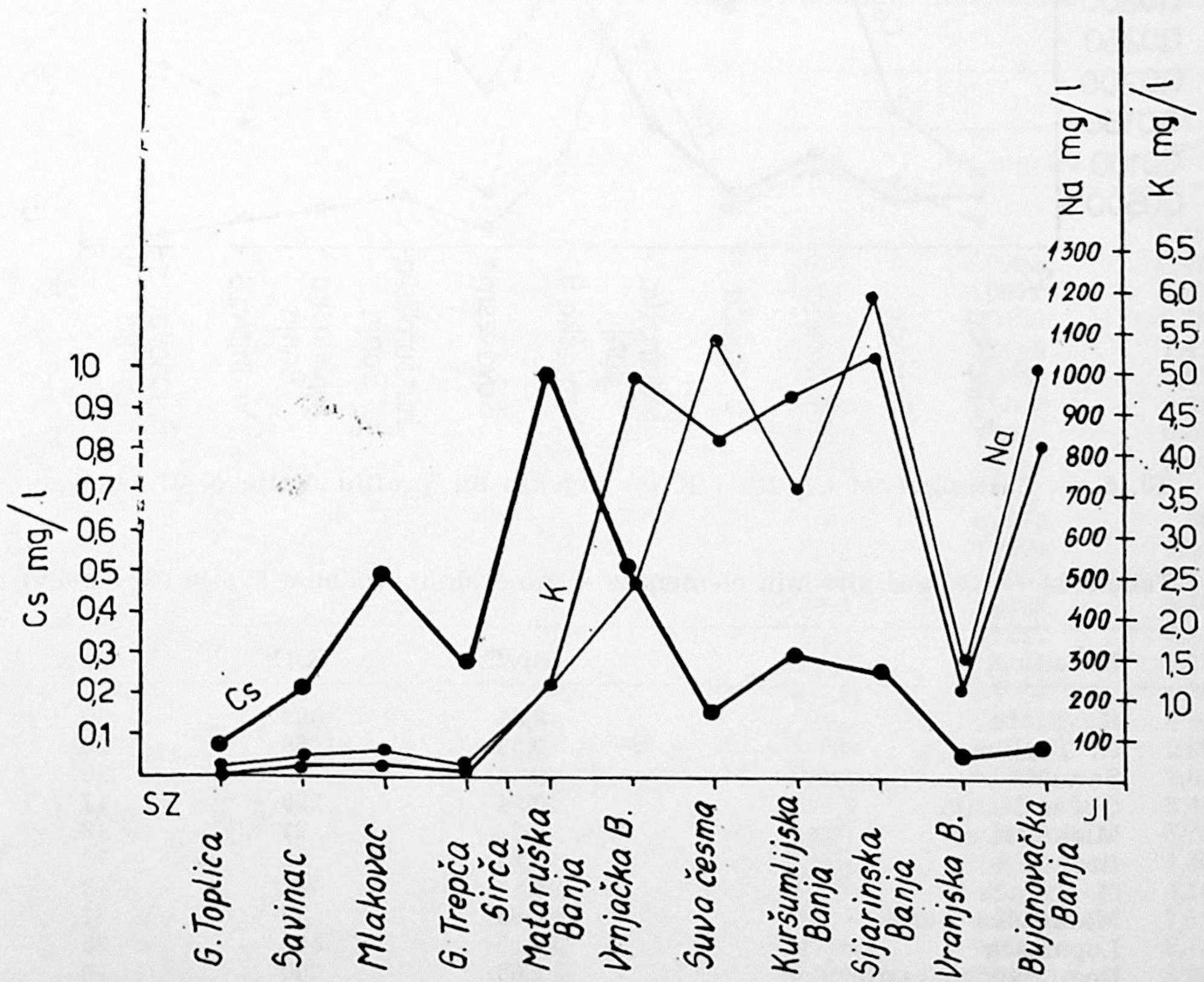
RASPORED I ZASTUPLJENOST CEZIJUMA U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

Na području vulkansko-sedimentnog-metamorfnog kompleksa sadržaji Cs u mineralnim vodama se kreću od 0 do 1,0 mg/l. Parametri sredina (Tabela 13) ističu mestimično obogaćenje ovih voda cezijumom, što se vidi i iz odnosa $\bar{X}/\bar{\gamma}=2,0$, a istovremeno naglašavaju i prostornu neujednačenost rasporeda sadržaja. Sa druge strane, zastupljenost ovoga elementa kreće se od 0,0 do 0,0460% mgekv pri čemu je $\bar{X}/\bar{\gamma}=3,0$. U oba slučaja

Tabela 13. — Srednje vrednosti sadržaja Cs u mineralnim vodama (Srbija)

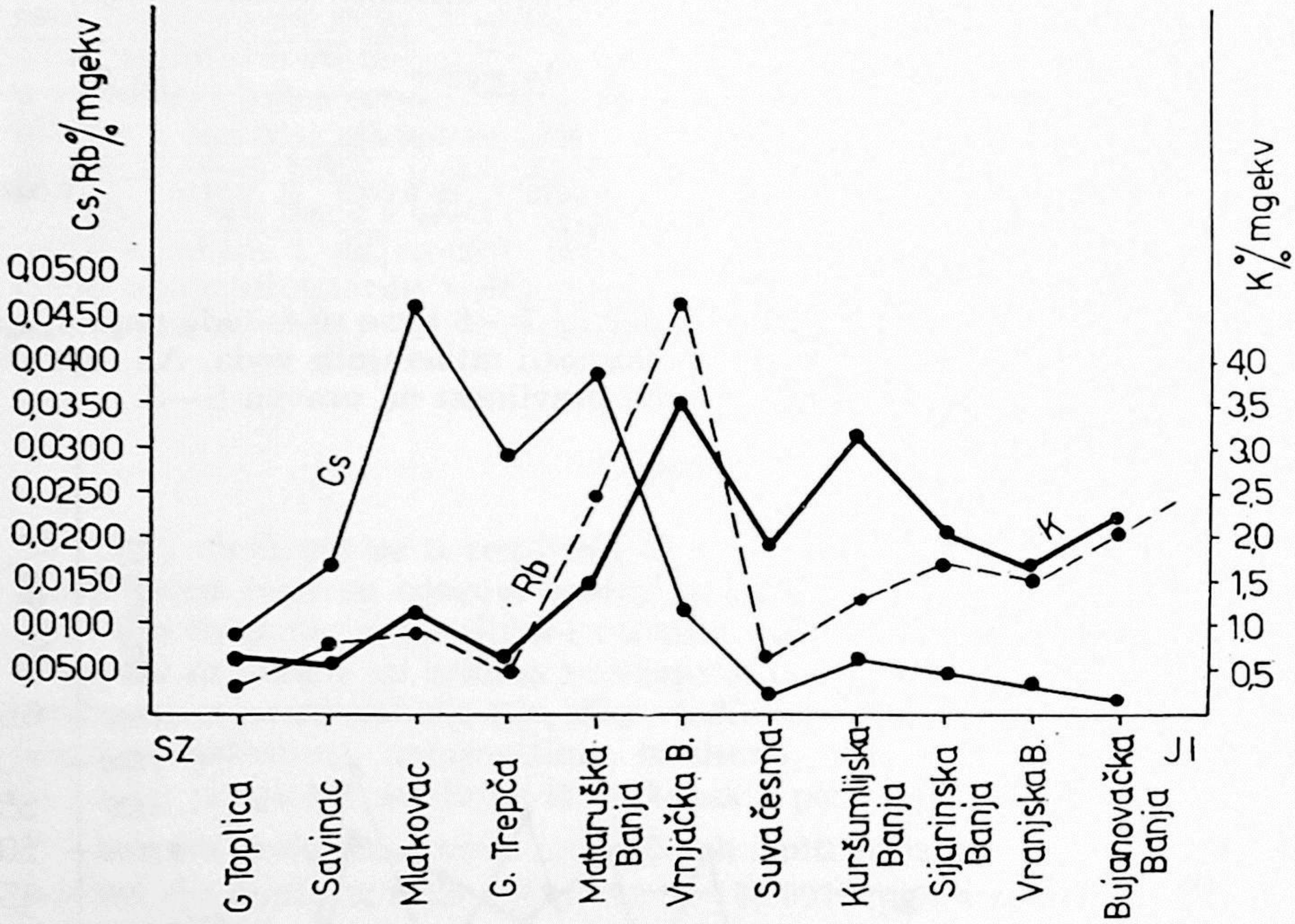
mg/l		N=31		% mgekv		N=31	
$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$
0,20	0,03	0,18	0,10	0,0076	± 0,0021	0,0116	0,0025

koeficijent anomalnosti sadržaja Cs dostiže 5—6 čime se takođe najavljuje prostorna neujednačenost cezijumnonosnosti mineralnih voda. Ali, upravo zahvaljujući tome ocrtava se i izvesna pravilnost na pravcu S—J.



Sl. 5. — Raspored sadržaja Cs, K i Na na pravcu Valjevo—Bujanovac.

Težinski sadržaji pokazuju da se kroz severnu i južnu grupu ležišta mestimično javljaju slične količine naglašavajući da se najjače obogaćenje sreće u severnoj grupi, u tektonskoj zoni pravca S—J (Mataruška banja — Ljig). Međutim, relativna zastupljenost (% mgekv) Cs nedvosmisleno pokazuje njegov prosečni porast od juga prema severu skoro do oboda Panonskog basena. Reljefnost varijacione krive (Sl. 6) Cs otkriva da se polje povišene cezijumnonosnosti sreće u strukturnoj zoni gde je razvijen i mladotercijarni vulkanizam (Kraljevo — G. Milanovac — Ljig), a najviši sadržaji Cs se nalaze u vodama koje se javljaju na preseku tektonskih linija.



Sl. 6. — Zastupljenost Cs, Rb i K (% mgekv) na profilu Valjevo—Bujanovac.

Tabela 14. — Odnosi alkalnih elemenata u mineralnim vodama Srbije (% mgekv)

Lokalnost	Rb/Cs	K/Cs	Na/K
Koviljača	3,83	998	36
G. Toplica	0,33	66	20
Savinac	0,45	35	20
Ovčar Banja	0,54	250	17
Mlakovac	0,20	21	13
Brđani	0,25	61	70
G. Trepča	0,14	17	8
Mataruška banja	0,65	38	31
Lopatnica	2,35	505	35
Bogutovačka banja	1,65	200	30
Jošanička banja	0,94	200	59

Lokalnost	Rb/Cs	K/Cs	Na/K
Sirča	0,38	66	60
Vrnjačka banja	4,38	369	16
Vitanovac	—	1425	167
Beljanica	1,50	252	30
Sokobanja (izvor)	1	1	3,6
Suva česma (Prokuplje)	2,30	840	45
Ribarska banja	4,10	371	151
Kuršumlijska banja (1)	2,00	549	23
Kuršumlijska banja (2)	1,40	462	27
Niška banja	0,71	430	20
Sijarinska banja (1)	3,70	408	43
Sijarinska banja (2)	7,50	1012	40
Vranjska banja	5,61	581	42
Bogutovačka banja	14,71	1514	41
Brestovačka banja br. 1	1	1	573
Brestovačka banja br. 2	1	1	560
Aranđelovac 1	11,5	2776	17
Aranđelovac 2	3,0	515	29
Aranđelovac 3	3,4	460	27
Aranđelovac 4	2,5	770	48
Palanački Kiseljak	—	—	48

Tabela 15. — Sadržaj i zastupljenost cezijuma u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije

Ležište	Pretežno	Cs		M
		mg/l	% mgekv	gr/l
Višnjica	H_2S	0,015	—	1,40
G. Toplica		0,078	0,0090	0,47
Koviljača	H_2S	0,020	0,0011	1,33
Savinac		0,220	0,0170	0,73
Brđani	H_2S	0,110	0,0045	1,41
Mlakovac	slabo H_2S	0,500	0,0460	0,65
G. Trepča	slabo H_2S	0,270	0,0290	0,55
Ovčar banja	slabo H_2S	0,030	0,0020	0,66
Sirča	H_2S	0,120	0,0063	0,90
Mataruška banja	H_2S slabo CO_2	1,000	0,0373	1,38
Vitanovac	H_2S	0,010	0,0004	1,05
Bogutovačka banja	slabo H_2S	0,030	0,0023	0,53
Lopatnica		0,006	0,0009	0,35
Vrnjačka banja	CO_2	0,500	0,0110	2,94
Jošanička banja	H_2S	0,027	0,0074	0,27
Suva česma	H_2S	0,170	0,0023	4,30
Ribarska banja	H_2S	0,012	0,0011	0,40
Kuršumlijska banja (česma)	H_2S+CO_2	0,310	0,0062	2,90
Kuršumlijska banja	H_2S, sl. CO_2	0,330	0,0065	3,00
Sijarinska Banja (S)	CO_2	0,310	0,0044	3,40
Sijarinska banja (G)		0,210	0,0023	5,70
Vranjska banja	H_2S	0,063	0,0029	1,80
Bujanovac	CO_2	0,090	0,0014	4,10
Aranđelovac 1	CO_2	0,040	0,0015	1,50
Aranđelovac 2	CO_2	0,240	0,0051	2,70
Aranđelovac 3	CO_2	0,350	0,0060	3,20
Aranđelovac 4		0,130	0,0080	0,98

Ležište	Pretežno	Cs mg/l	Cs % mgekv	M gr/l
Niška banja	radioakt.	0,010	0,0012	0,37
Sokobanja	slabo H_2S + radioaktivna	—	—	0,35
Sokobanja		—	—	0,47
Brestovačka banja	slabo H_2S	—	—	0,82
Brestovačka banja	slabo H_2S	—	—	0,76
Beljanica		0,005	0,0006	0,53
Palanački kiseljak (uporedna)	CO_2	—	—	7,32
Katlanovo (Makedonija)	H_2S	0,140		2,00

Ako se područje Vardarsko-šumadijske zone u Srbiji podeli na dva dela zapaziće se u nekim slučajevima vidljive razlike u koncentrisanju pojedinih sastojaka. Pri tome je južna granica severne grupe ležišta mineralnih voda ibarska i gružanska dolina (Kraljevo) a severna obod Panonskog basena; južna grupa ležišta dopire do Bujanovca. Ove grupe se ipak ne razlikuju (Tabela 16) po srednjim sadržajima Cs.

Tabela 16. — Ponašanje srednjih sadržaja Cs, Rb, K i Na u toplim i hladnim mineralnim vodama Vardarske zone (Srbija).

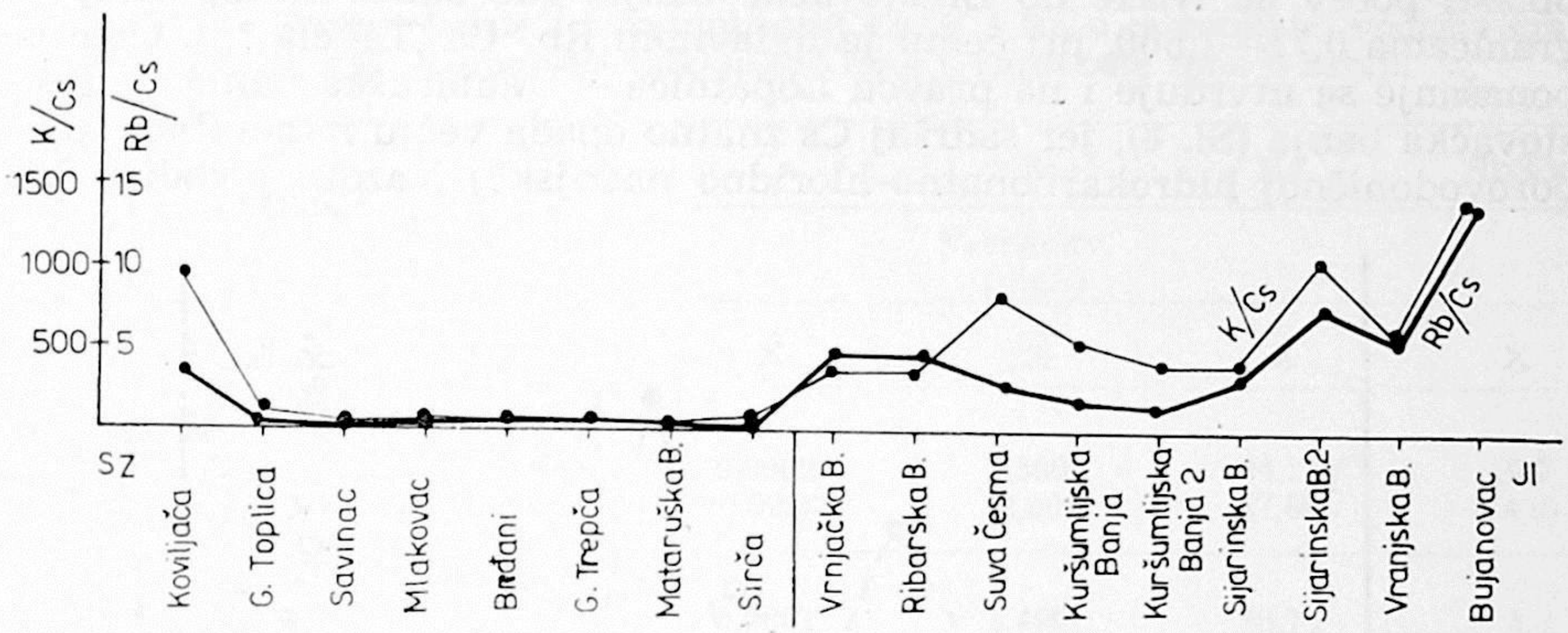
Elementi	$\bar{X}$ mg/l	Severna grupa N=12+4 $\bar{X}$ % mgekv	Južna grupa N=10 $\bar{X}$ mg/l	$\bar{X}$ %mgekv	Severna / južna grupa % mgekv
Ca	0,190($_{0,18}$) +	0,0123($_{0,0153}$)+	0,200	0,0046	2,6($_{3,3}$)+
Rb	0,158($_{0,071}$)+	0,0095($_{0,0059}$)+	0,530	0,0156	0,6($_{0,4}$)+
K	9,80 ($_{3,2}$)+	1,22($_{0,670}$)+	34,590	2,180	0,6($_{0,3}$)+
Na	172,20($_{80,8}$) +	32,77($_{19,940}$)+	692,700	79,410	0,4($_{0,2}$)+
Rb/Cs		0,77($_{0,38}$)+		3,30	0,23($_{0,11}$)+
Cs		0,0051		0,0035	

+ U zagradi su označene vrednosti bez ugljenokiselih voda Aranđelovca.

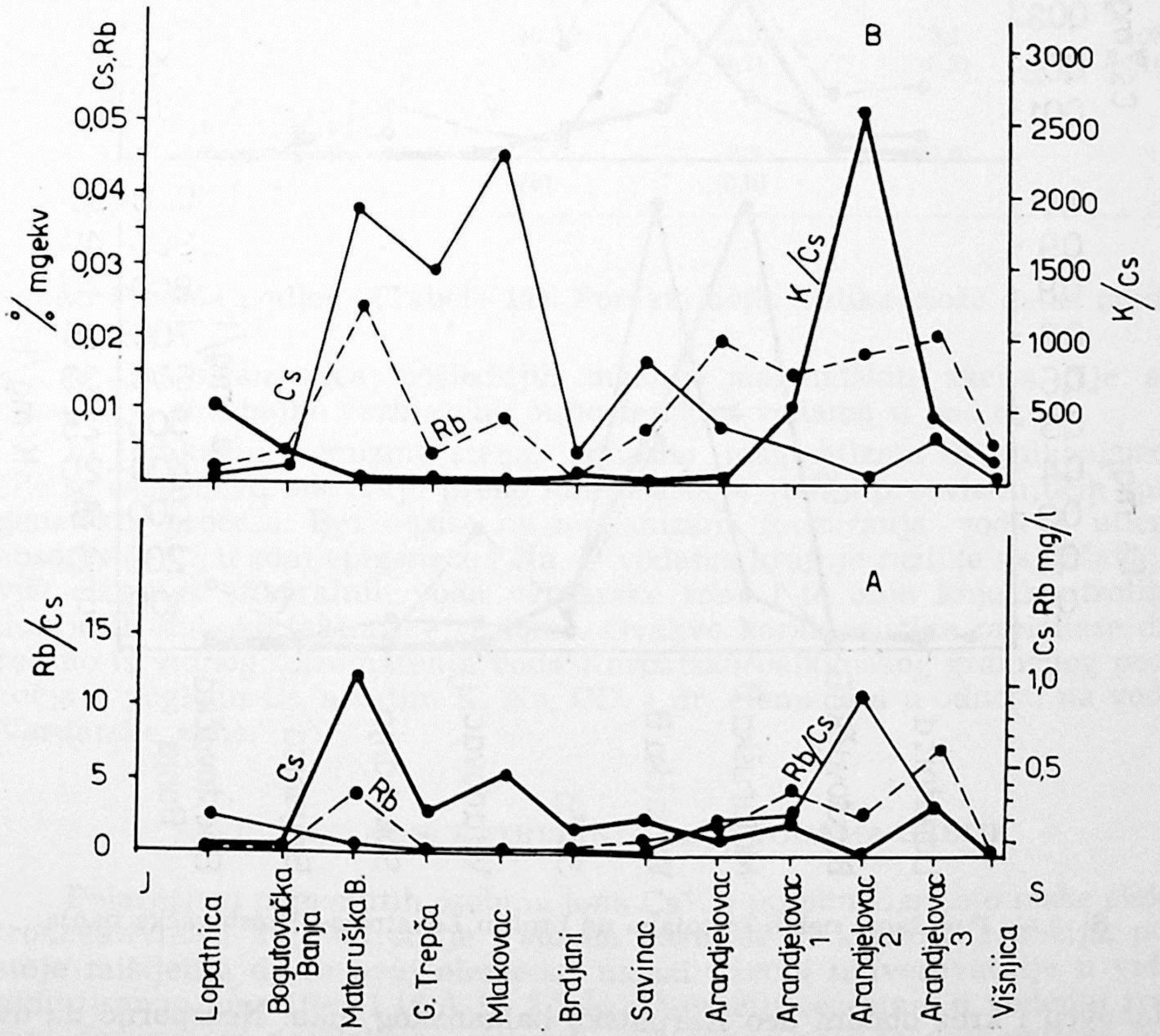
Pojavu poklapanja srednjih vrednosti težinskih sadržaja Cs objašnjava relativna zastupljenost koja ističe očigledne razlike i formiranje dveju populacija. Ovo se potvrđuje preko $t_1=6,4$ koje je veće od teorijskih »t« ukazujući da geometrijske sredine (% mgekv) zaista označavaju posebne grupacije sadržaja prouzrokovane genetskim faktorima stvaranja voda u izdvojenim prostornim grupama, što će kasnije da bude bliže razjažnjeno. Sa druge strane, nasuprot cezijumu, zastupljenost Rb prosečno raste južno od ibarske-gružanske doline. Ovo se odražava upravo na odnosu Rb/Cs koji se u severnoj grupi nalazi u okviru 0,14—0,94 a u južnoj dostiže i 15,0. Polje smanjenog odnosa Rb/Cs poklapa se sa pravcem tektonske zone na prostoru Ljig — Kraljevo, odnosno sa područjem pojava mladotercijarnih vulkanita od kojih su neki obogaćeni Cs (14). Slično je i sa odnosom K/Cs koji takođe stvara polje negativnih anomalija na istom području (Sl. 7).

Na profilu Lopatnica — Aranđelovac odnosi Rb/Cs i K/Cs rastu od centralnog dela prema obodu, dok centralni deo profila označava negativ-

nu anomaliju sa odnosom Rb/Cs 0,14—0,65. Porast sadržaja Rb, koji kontroliše ovaj odnos (Rb-Cs), karakteriše ležišta mineralnih voda južno od Mataruške banje i, severno, u Aranđelovačkom basenu (Sl. 8; A i B).

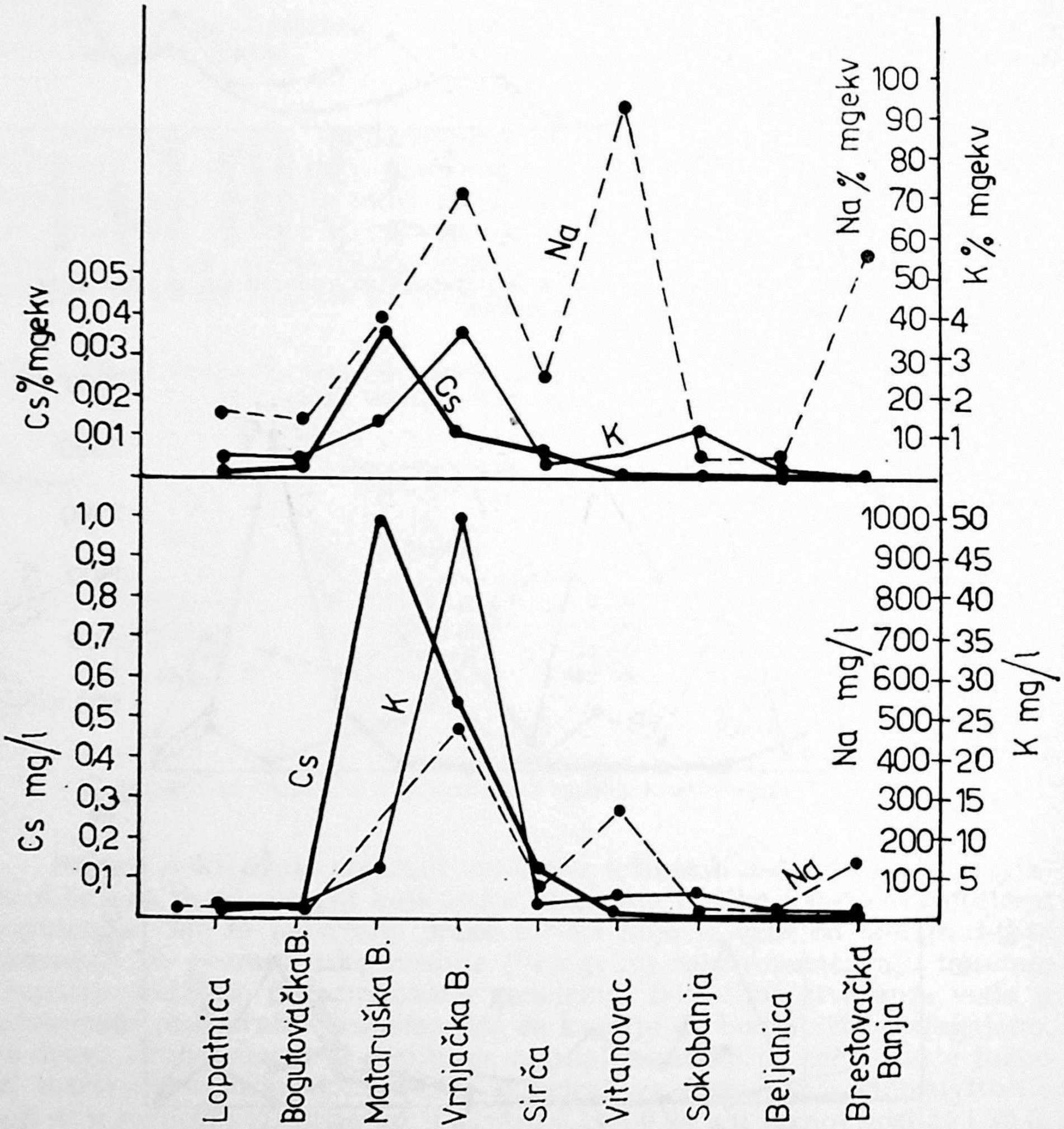


Sl. 7. — Ponašanje odnosa Rb/Cs i K/Cs u mineralnim vodama na profilu Ljig — Bujanovac.



Sl. 8 — Ponašanje sadržaja Cs i Rb i odnosa Rb/Cs i K/Cs na profilu Lopatnica—Gornja Trepča—Aranđelovac—Višnjica.

Ranija naša zapažanja da se sadržaj Cs značajno smanjuje u zoni Karpatsko-balkanskog luka (8, 9, 10, 11, 22, 23) potvrđuje se i njegovim odsustvom u Brestovačkoj banji. Ova pojava se prati u celoj graničnoj oblasti počev od Niške do Brestovačke banje, gde odnos Rb/Cs ostaje u granicama 0,71—1,500, pri čemu je uglavnom Rb>Cs (Tabela 13). Ovakvo ponašanje se utvrđuje i na pravcu Lopatnica — Mataruška banja — Brestovačka banja (Sl. 8), jer sadržaj Cs znatno opada već u mineralnoj sumporovodoničnoj hidrokarbonatno-hloridno natrijskoj i azotnoj vodi u Vi-



Sl. 9. — Ponašanje nekih sastojaka na profilu Lopatnica—Brestovačka banja.

tanovcu i kroz obodni deo Karpatsko-balkanskog luka. Neosporno da ovo zavisi od mnogih činilaca kojima će kasnije da bude posvećeno više pažnje. Značajno je, međutim, da su prisutne opšte razlike u zastupljenosti Cs i

drugih sastojaka u mineralnim vodama Vardarske zone i graničnog područja Karpatsko-balkanskog pojasa (Tabela 17). Koeficijent koncentracije Cs, K, Na i dr. ističu razlike u hemizmu voda povezanih genetski sa du-

Tabela 17. — Srednji sadržaji i zastupljenost Cs, K i Na u mineralnim vodama graničnog dela Karpatsko-balkanskog luka i Vardarske zone u Srbiji.

Oblasti	Cs	K	Na	Rb/Cs
	% mgekv (mg/l)			
	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$
1. Granično područje Karpato-balkanskog luka (N=10)	0,0002 (0,0026)	0,590 (2,00)	24,17 (57,60)	19,0 (14,0)
2. Vardarsko-šumadijska tektonska zona (N=25)	0,0081 (0,2070)	1,490 (19,47)	50,70 (365,9)	1,2 (1,4)
Koeficijent koncentracije:				
a) Vardarska zona:				
Karpato-balkanski luk	40 (70)	2,5 (9,7)	2,1 (6,3)	0,06 (0,10)
b) Srbija:				
Granično područje Karpato-balkanskog luka	38 (76)	2,3 (8,0)	1,6	

bokim zonama podloge (Tabela 17). Poreklo ovih razlika može da se predstavi kao:

a) Delimičan uticaj poslednjih znakova magmatskih akcija čije su emanacije značnajno razblažene atmosferskim vodama u podlozi.

b) Indikacije hemizma stena, odnosno magmatizma ili vulkanizma, čije se osobenosti otkrivaju preko mikrosastava voda i preovlađujućih epigenetskih procesa. Bez obzira na mehanizam formiranja voda i uticaj absorbcije Cs u zoni epigeneze i Na — vodama krajnje razlike naglašavaju viši alkalitet mineralnih voda vardarske zone i to onih koje kontrolišu dublje ili duboke tektonske razlome. Ovakve karakteristike proizilaze direktno iz vidnog osiromašenja voda Karpatsko-balkanskog graničnog područja u pogledu Cs, a zatim K, Na, CO_2 i dr. elemenata u odnosu na vode Vardarske zone.

ZAVISNOST KONCENTRISANJA Cs U VODAMA SRBIJE

Polazeći od pomenutih osobina jona Cs^+, a posebno izrazito niske elektronegativnosti koja određuje i stepen baznosti ili kiselosti reakcija, postoje mišljenja da se ovaj elemenat nalazi u vodi najverovatnije u vidu hidratisanog jona (R_i=1,16 Å ili 2,2 Å). Migraciji cezijuma u vodenoj sredini, jednom od najelektropozitivnijih jona, kao najjače geohemijske barijere javljaju se glinoviti minerali, među kojima montmorionit zauzima

najvažnije mesto (H o r s t m a n L. E., 1959). Ispiranje Cs iz glinovitih minerala je, naprotiv, veoma otežano. Jačina absorbcije u zoni hipergeneze slabi od Cs prema Rb, K, Na i Li, odnosno u pravcu porasta jonskih potencijala $J_p = \frac{\text{valenca}}{R_i}$. Ovoj pojavi doprinosi takođe i natrizacija voda, porast mineralizacije i osiromašenje u slobodnom CO_2 (33), dok je u zemnoalkalnim vodama proces adsorbcije znatno slabije izražen.

Ove manje ili više potvrđene činjenice često su zavisne od različitih geohemijskih uslova, tako da se migrativnost Cs, na primer u Vardarskoj zoni, različito ponaša često odstupajući od nekih slučajeva u svetu. U stvari, cezijum prati ugljenokisele vode ili je slabo u njima izražen, a takođe i izrazito sumporvodonične (H_2S+HS) vode. U tom cilju ispitaćemo međuzavisnost sadržaja Cs i nekih drugih faktora koji mogu da utiču na njegovo ponašanje u rastvorima i na genezu.

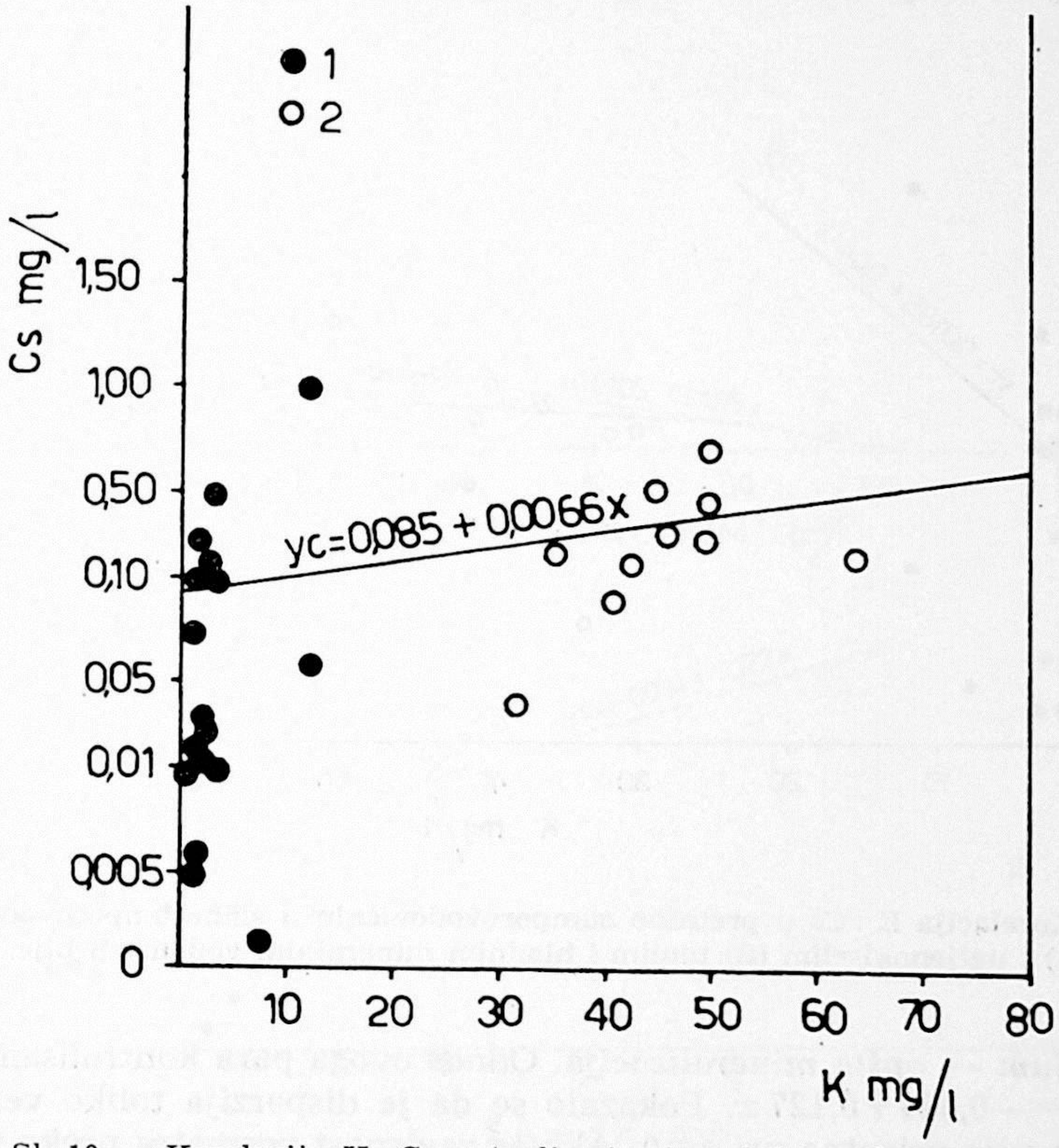
Kalijum-cezijum. Geohemijski put cezijuma i kalijuma je uglavnom povezan do izvesne mere u skladu sa njihovom zastupljenošću u mineralima. Razilaženje njihovih puteva migracije ogleda se i u slučajevima kad se Cs sreće van kalijumovih alumosilikata (beril, gline i dr.). U vodama se zapaža zavisnost njihovog koncentrisanja, ali i remećenje takvog odnosa što se drastično izražava veličinom K/Cs (33, 34, 8, 9).

U mineralnim vodama Srbije visoki i povišeni sadržaji Cs nisu uvek praćeni izrazito povećanim količinama K, mada se izdvaja populacija ugljenokiselih (CO_2) voda obogaćenih kalijumom sa uobičajenim sadržajima Cs (mg/l) ili ove ne dostižu stepen cezijumonosnosti kakav je karakterističan za sumporovodonične i slabosumporvodonične.

Na dijagramu korelacije (Σ N) ocrtava se izdvajanje dveju populacija (Sl. 10) po težinskim sadržajima K i Cs. Koeficijent korelacije, dobijen preko $Yc = 0{,}085 + 0{,}0066\,x$, iznosi $r = 0{,}40$ koji na nivou $P_{005}\% = 0{,}37$ i $P_{001}\% = 0{,}48$ za $df = 28$ jedva da ukazuje na prisutnu zavisnost ovih sastojaka u vodama ($r^2 = 16\%$). Ako se posebno prouči zavisnost u prvoj populaciji za $df = 17-2 = 15$ koeficijent $r = 0{,}60$ je značajan na oba nivoa ukazujući da ova veza nije slučajna, iako je dosta niska ($r^2 = 36\%$). Populacija ugljenokiselih voda (Sl. 10,B) za $df = 10-2 = 8$ se odlikuje niskim koeficijentom korelacije ($r = 0{,}33$) koji treba da bude veći od $P_{005}\% = 0{,}63$ i $P_{001}\% = 0{,}77$ da bi pokazivao zavisnost koncentrisanja Cs od porasta sadržaja K.

Ovim postupkom okarakterisane su obe populacije gde se u prvoj (A) utvrđuje slaba zavisnost, dok u drugoj (B) ova nije prisutna. Obogaćenje ugljenokisele grupacije voda kalijumom je 15 a cezijumom 1,7 puta veće u odnosu na sumporvodoničnu grupaciju (A) u apsolutnim sadržajima. Izraženo u vidu relativne zastupljenosti (% mgekv), u odnosu na katjonski sastav, u sumporvodoničnim i slabosumporovodoničnim vodama cezijum je zastupljen za 1,8 puta više nego u ugljenokiselim vodama u kojima kalijum po sadržaju nadvišava sumporovodonične za 4—15 puta (Tabela 18, A). Kada bi se proučio veći broj ležišta ugljenokiselih voda može se možda računati da bi se ova razlika u pogledu cezijumonosnosti smanjila u odnosu na sumporvodonične vode u proučavanom regionu (?). Odsustvo veze koncentrisanja kalijuma i cezijuma u ugljenokiselim hidrokarbonatnim, ređe hidrokarbonatno-hloridnim natrijskim vodama, povišene mine-

ralizacije, ukazuje da postoje »ugljenokisele« vode sa višim sadržajem kalijuma čak i bez prisustva Cs (osetljivost metode 0,002 mg/l). Ovakvi slučajevi se zaista sreću kod ugljenokiselih voda (Palanački kiseljak) a takođe

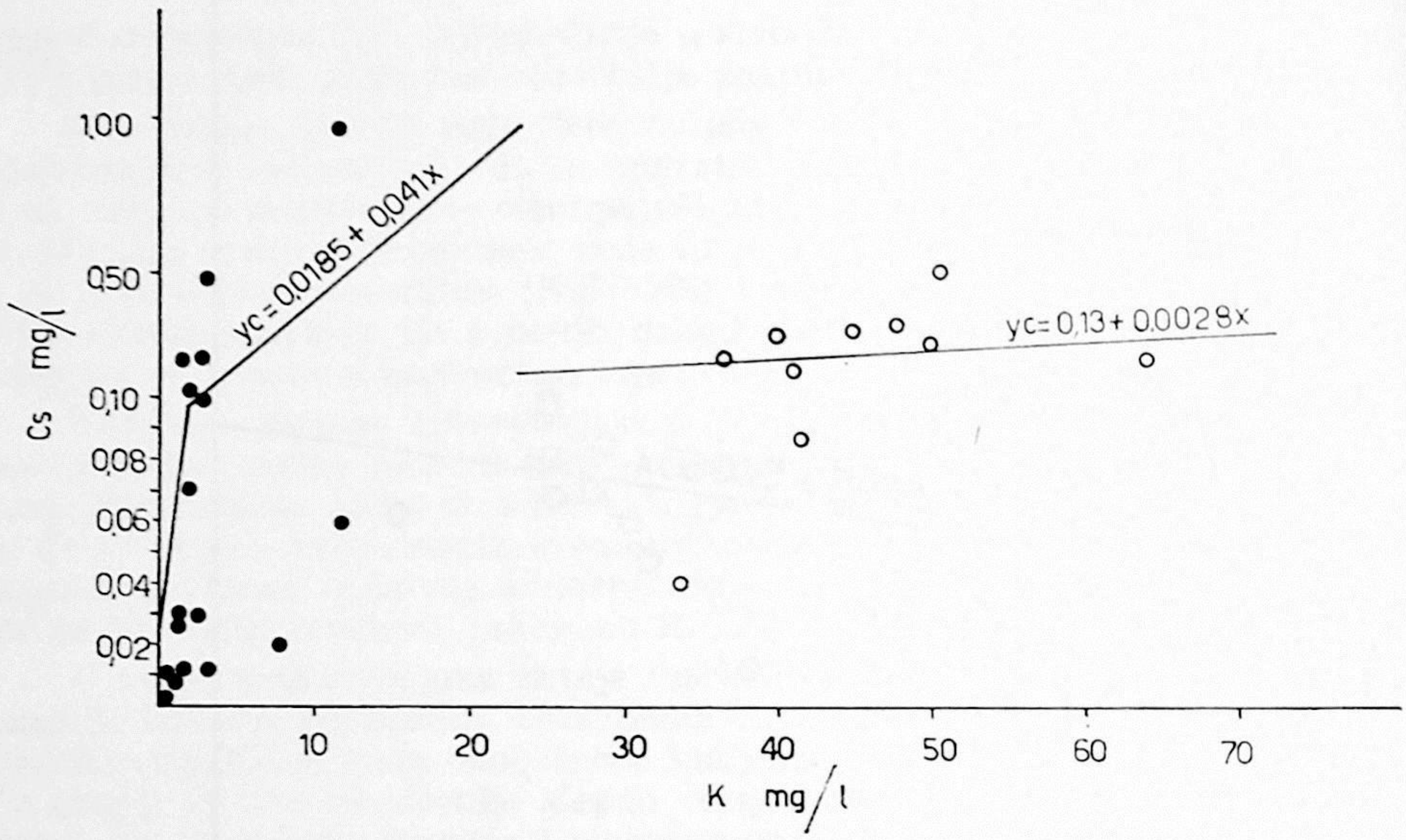


Sl. 10 — Korelacija K : Cs u toplim i mineralnim vodama Srbije:
1 — tople i mineralne (sumporovodonične ili slabo sumporovodonične).
2 — pretežno ugljenokisele (CO_2) tople i hladne mineralne vode.

Tabela 18. — Odnos srednjih vrednosti za Cs i K u grupaciji ugljenokiselih i grupaciji sumporvodoničnih mineralnih voda (Srbija)

Osnovne grupacije	Cs		K	
	mg/l	% mgekv	mg/l	% mgekv
A. Sumporvodonične i dr.	0,15	0,0099	3,1	0,71
B. Ugljenokisele	0,25	0,0055	44,0	2,87
Koeficijent koncentracije u odnosu na grupacije:				
A : B	0,6	1,8	0,07	0,24
B : A	1,7	0,55	15,00	4,1

i u mineralnim ili običnim vodama Vojvodine sa povišenom mineralizacijom, kod kojih su vidne genetske razlike u odnosu na proučavanu grupaciju ležišta. Mešane vode (H_2S+CO_2) pokazuju da je prisutna pojava povišenog sadržaja Cs i sniženog sadržaja K (Mataruška banja).

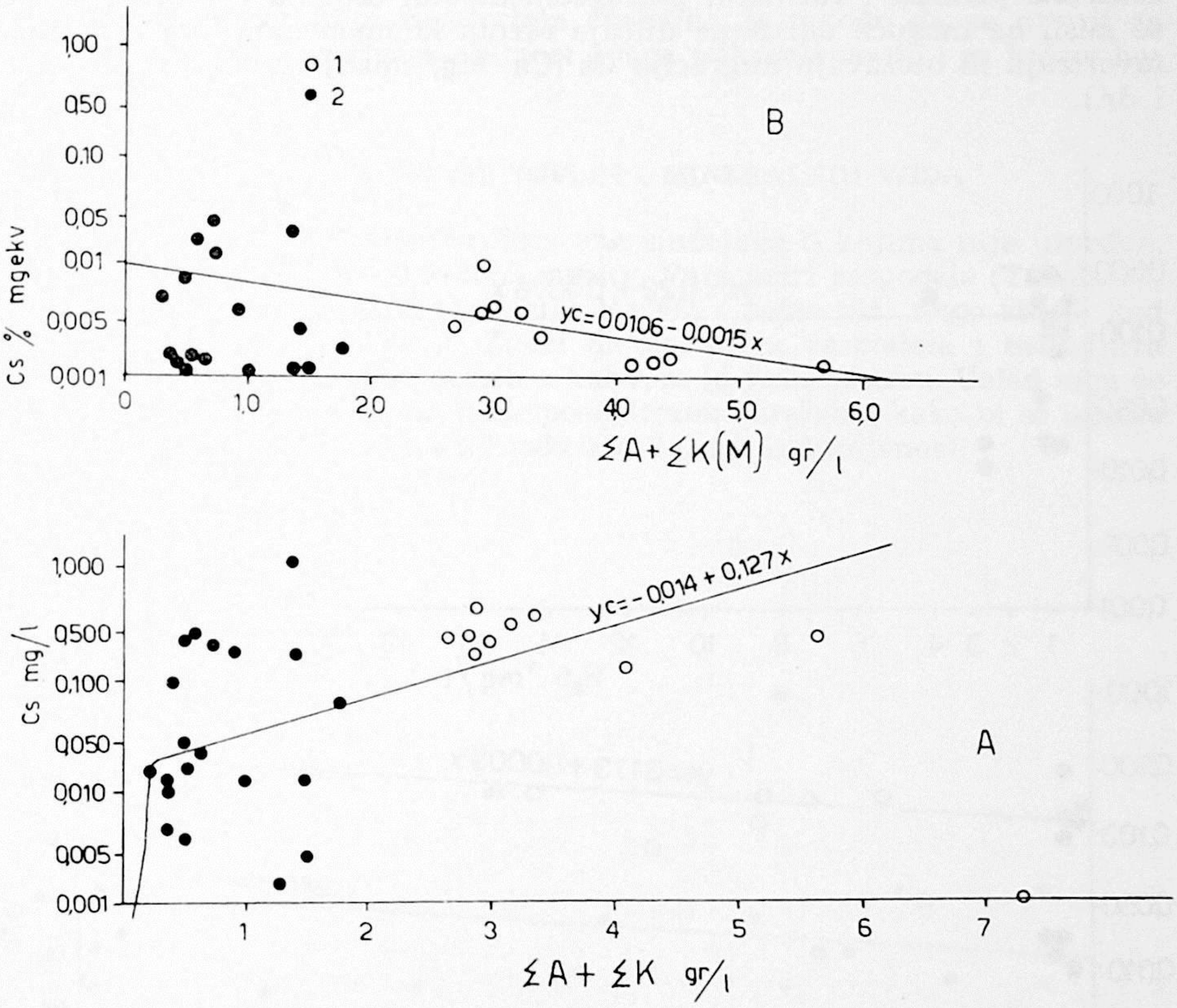


Sl. 11 — Korelacija K : Cs u pretežno sumporovodoničnim i slabosumporovodoničnim (A) i ugljenokiselim (B) toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Cezijum — opšta mineralizacija. Odnos ovoga para kontrolisan je pomoću $Y_c=-0{,}014+0{,}127\,x$. Pokazalo se da je disperzija toliko velika da korelacija nije prisutna pri $r=0$. Ako se zavisnost posmatra preko zastupljenosti (% mgekv) onda $Y_c=0{,}0106-0{,}0015\,x$ otkriva tendenciju opadanja procentualne zastupljenosti Cs sa porastom ukupne količine soli. Ovakva negativna korelacija posmatranog para izražena je koeficijentom $r=-0{,}26$ za $N=27-2$. Nema sumnje zavisnost je veoma niska i za posmatranu masu uzoraka još uvek nije značajna na nivoima poverenja. Može da se očekuje da u većoj masi uzoraka ova veza bude i sigurnije izražena a najavljena težnja potvrđena. Međutim, značajno je zapažanje da faktor opšte zasoljenosti zaista deluje smanjujući značaj učešća Cs u ovim vodama, posebno u jače mineralizovanim ugljenokiselim, nasuprot sumporovodoničnim (Sl. 12, B: 1 i 2) očigledno slabije ili niskomineralizovanim.

Cezijum — CO_2—H_2S. Opšti raspored Cs u ugljenokiselim i sumporovodoničnim vodama, toplim i hladnim, pokazuje da se najveći sadržaji (mg/l) sreću upravo u sumporovodoničnim (H_2S+HS) toplim vodama sa nešto povišenom količinom CO_2 (Mataruška banja 400 mg/l CO_2). U stvari, izrazite razlike između ovih tipova voda u pogledu cezijumonosnosti nisu do sada zapažene, jer se najveća učestanost sadržaja Cs kreće u granica-

ma 0,1—0,50 mg/l. Srednji sadržaj, koji kod ugljenokiselih voda čak i nešto viši (Tabela 18), ovo najbolje i potvrđuje. Sa druge strane, cezijum je nekada i odsutan bez obzira na gasni tip vode.

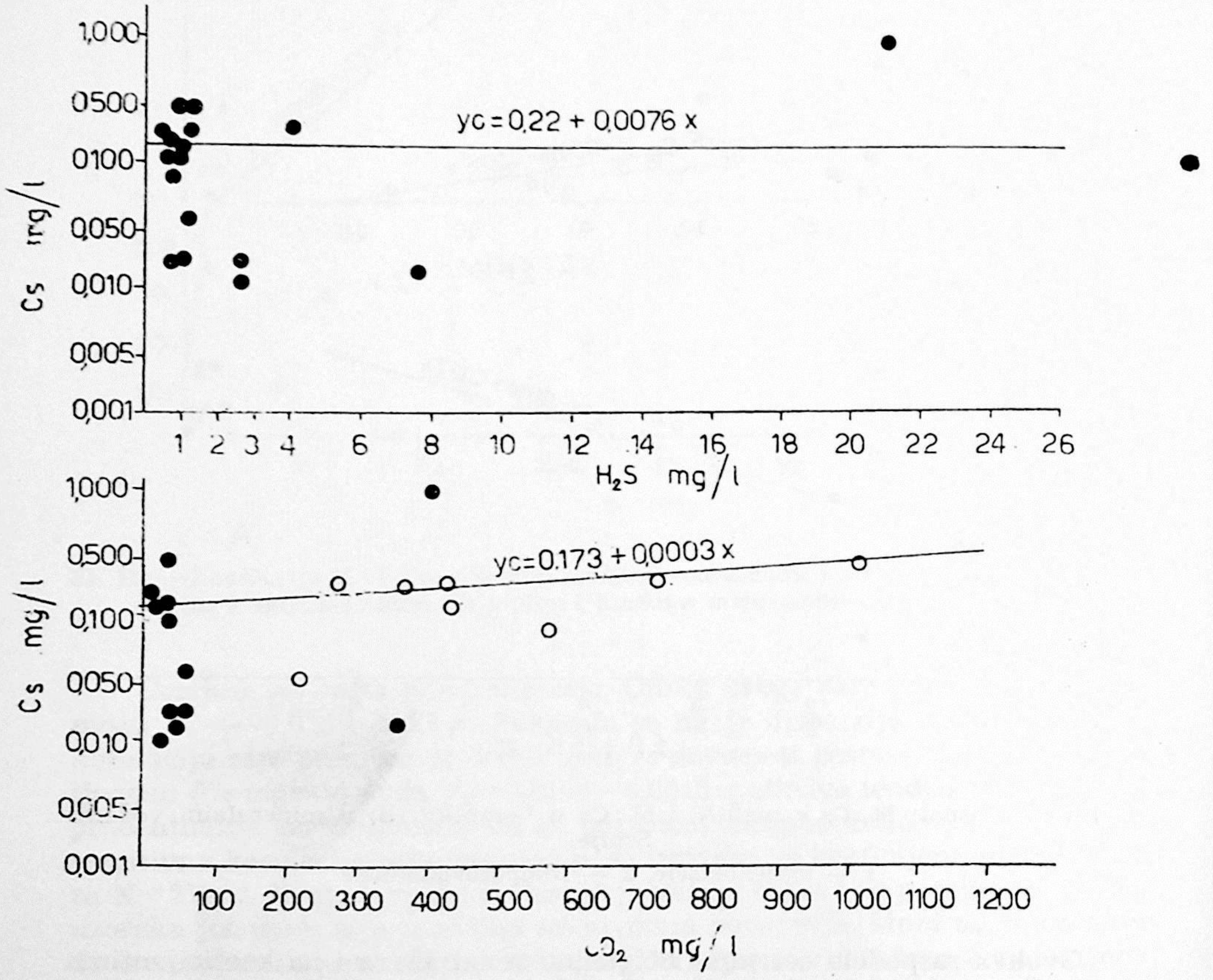


Sl. 12 — Zavisnost M : Cs u mg/l(A) i M : Cs u % mgekv (B) u mineralnim vodama Srbije.

1 — ugljenokisele, 2 — sumporovodonične

Ovakva raspodela cezijuma očigledno se odražava i na koeficijentima korelacije parova CO_2 : Cs ili H_2S : Cs. Zavisnost koncentrisanja Cs od porasta količine CO_2 kontroliše se koeficijentom $r_i = 0{,}22$ za $N = 19—2$, pri čemu je $P_{005} = 0{,}46$, a $P_{001} = 0{,}58$. Ovim putem se pokazuje da ne postoji težnja međuzavisnosti jer se ova ne potvrđuje na nivoima sigurnosti. Znači varijacije ove gasne komponente ne uslovljavaju kretanje sadržaja Cs u oba tipa toplih i hladnih voda. Agresivnost CO_2, odnosno H_2CO_3 i karakter sredine inače treba da doprinesu dostizanju postojećeg nivoa sadržaja Cs u ugljenokiselim vodama. Potrebno je da se iz ovakvog tvrđenja izuzme uticaj taloženja Cs bilo usled natrizacije vodenih rastvora ili absorbcije glinama i geloznim česticama iz vode, što je za sada nemoguće kontrolisati u svakom ležištu posebno.

U slučaju para H_2S : Cs ne otkriva se nikakva međuzavisnost koja se definiše koeficijentom $r=0$ (Sl. 12). Pa ipak nije poznato šta se događa u prisustvu obe pomenute komponente (CO_2+H_2S+HS i dr.) u istom hidrotermalnom sistemu i kakvi su uticaji kompletnog hemijskog sastava u uslovima pritiska i različitih petrogeohemijskih osobina kolektora. Ovde se misli na moguće udružene uticaje raznih komponenata koje mogu da favorizuju ili otežavaju migraciju Cs (Ca, Mg, smanjena Na komponenta, i dr.).



Sl. 13 — Korelacija Cs : CO_2 i Cs : H_2S u toplim i mineralnim vodama Srbije

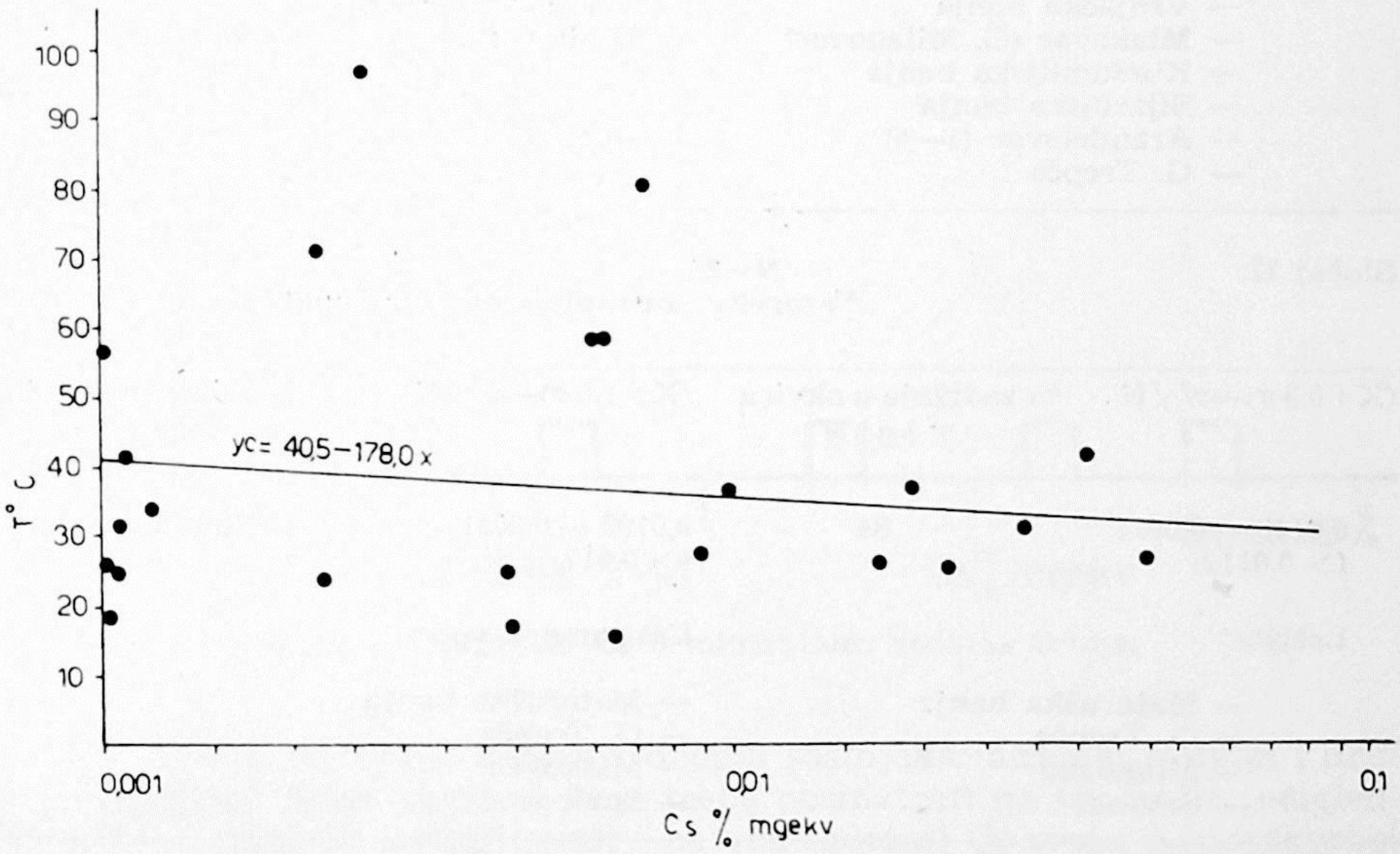
Cezijum — temperatura vode. Ako se izvrši prosto poređenje, ne vodeći računa o mnogobrojnim faktorima, lako se zapaža da vode najviše temperature ne odlikuju i najviši sadržaj Cs. Naprotiv, zastupljenost ovoga elementa naglašava da je trend porasta Cs usmeren prema srednjetemperaturnim (ispod 50° C) ili čak hipotermalnim. Korelacijom preko $Y_c = 40{,}5—178{,}0\,x$ dobija se koeficijent $r=0$. Samim tim zavisnost sadržaja Cs od porasta temperature hidrotermalnog sistema se ne utvrđuje u posmatranoj masi ležišta imajući u vidu tople, a da se ne govori o hladnim

mineralnim vodama. Čini se, naprotiv, da postoji blaga težnja da sa porastom temperature opada sadržaj Cs, što se za sada takođe ne utvrđuje koeficijentom korelacije.

Analizirajući povezanost Cs sa različitim činiocima koji prate njegovu migraciju u mineralnim rastvorima značajno je takođe da se utvrdi za koje je vode vezana najveća obilnost ovoga mikroelementa i za kakav hemizam.

CEZIJUMONOSNOST TOPLIH I MINERALNIH VODA

Zastupljenost Cs, zanemarujući one slučajeve u kojima nije utvrđen, leži u granicama 0,0004—0,0460% mgekv. Parametri raspodele (Tabela 13) pokazuju da je koeficijent varijacije V=66% nešto niži nego što je kod težinskih sadržaja (V=90%). Znači da postojeća raspodela i uslovljava značajnu disperziju Cs, bez obzira u kakvom je vidu izražen. Usled toga će raspodela ovoga elementa da bude posmatrana paralelno kako bi se istaklo dejstvo opšte zasoljenosti na težinski sadržaj ili zastupljenost.



Sl. 14 — Korelacija T° : Cs u toplim i mineralnim vodama Srbije.

Koristimo li podatke sredina (Tabela 14) i disperziju Cs, datih u vidu težinskih sadržaja (I) ili % mgekv (II), zahvaljujući faktoru mineralizacije, dolazi se do vidljivih razlika u krajnjem zaključku (Tabela 19) i do različitih granica selekcije. U prvom slučaju, na rastojanju $\bar{X}+0{,}5\,\sigma$ i gde je $P_1=0{,}26$ mg/l, oko 81% sadržaja spada u normalno rasejavanje. Na granici $\bar{X}+1{,}0\,\sigma$ pri $P_2=0{,}38$ mg/l značajno se povećava učešće sadržaja Cs u normalnom rasejavanju, tako da svega 9% ležišta, po ovome kriterijumu, predstavljaju izrazite cezijumove vode (Tabela 20, slučaj I).

Ako se isti statistički postupak sprovede pomoću relativne zastupljenosti ovoga elementa slika selekcije je najadekvatnija, ali se i drastično menja. U koloni $(\bar{X}+0,5\,\sigma)-\sigma\sqrt{N}=0,0119\%$ mgekv pojavljuju se četiri od ukupno deset ležišta naznačenih u istom okviru (Slučaj I, Tabela 19), a

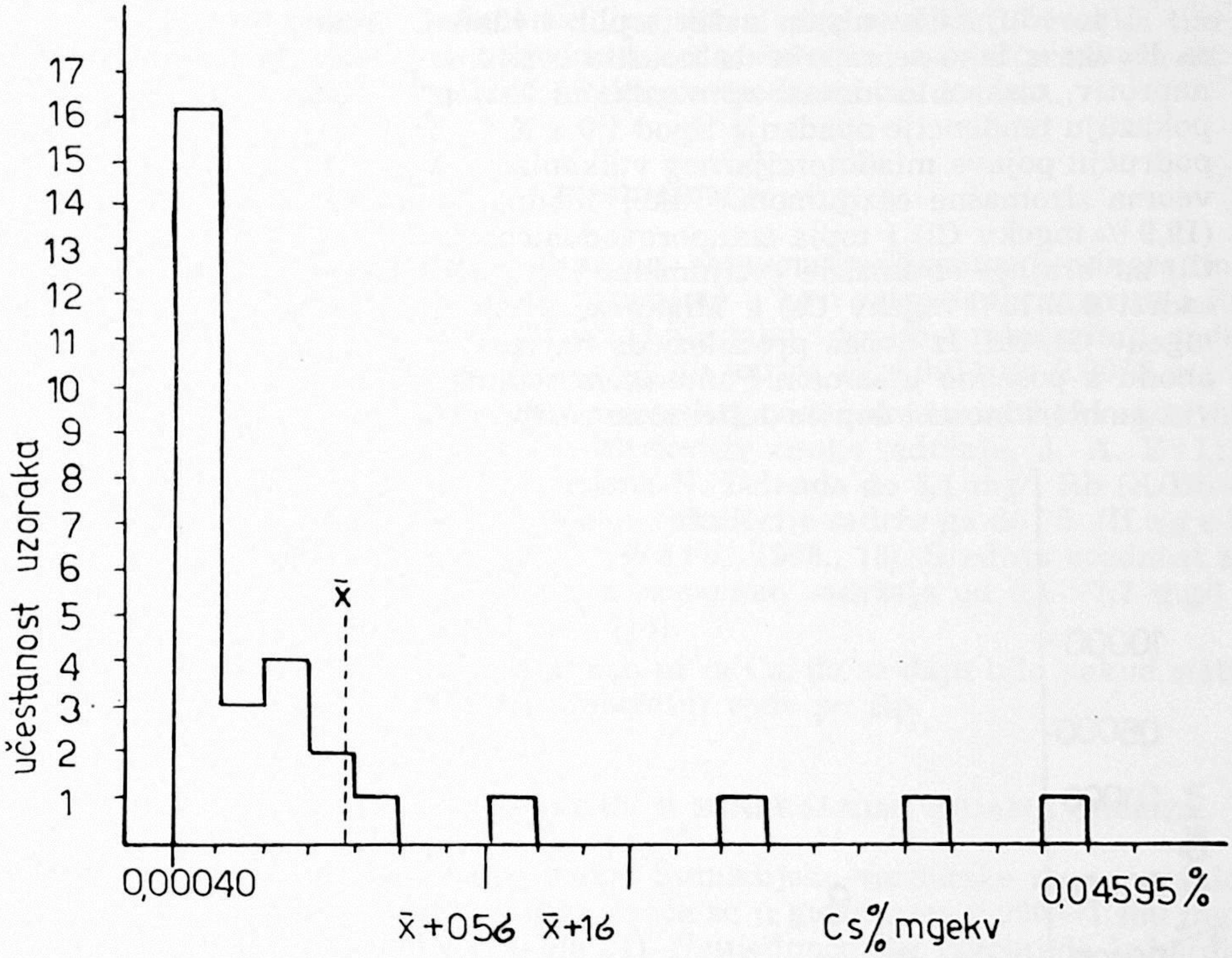
Tabela 19. — Statističke granice Cs za imenovanje mikrotipova toplih i hladnih mineralnih voda po katjonskom sastavu (Srbija)

Slučaj I.		N=34 mg/l	
$(\bar{X}+0,5\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+0,5\sigma$	$(\bar{X}+1,0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+1,0\,\sigma$
0,29 — 0,03 = (> 0,26)	81	0,41 — 0,03 (> 0,38)	91
Ležišta:			
— Mataruška banja		— Mataruška banja	(M=1,4 gr/l)
— Vrnjačka banja		— Vrnjačka banja	(M=2,94 gr/l)
— Mlakovac (G. Milanovac)		— Mlakovac	(M=0,730 gr/l)
— Kuršumlijska banja			
— Sijarinska banja			
— Aranđelovac (1—4)			
— G. Trepča			

Slučaj II.		N=34 % mgekv (zastupljenost preračunata na ΣK)	
$(\bar{X}+0,5\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+0,5\,\sigma$	$(\bar{X}+1,0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+1,0\,\sigma$
0,0140 — 0,0021 (> 0,0119)	84	0,0192 — 0,0021 (> 0,0171)	88
Ležišta:		Cezijumove vode:	
— Mataruška banja		— Mataruška banja	
— G. Trepča		— G. Trepča	
— Mlakovac		— Mlakovac	
— Savinac		— Savinac	

granica u okviru $(\bar{X}+1,0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}=0,0171\%$ mgekv izdvaja izrazite cezijumove vode. Vrednost 0,0171 % mgekv u isto vreme predstavlja k r i t i č n u granicu cezijumovih voda imajući u vidu sigurnosni prag zbog različitih faktora koji mogu da utiču pri ovakvim proučavanjima obuhvatajući uticaje mnogih činilaca koji dejstvuju na formiranje hemijskog sastava vode u kojoj se javlja i cezijum. Svakako time se daje mogućnost upoređenja stvarne zastupljenosti Cs a ne one koju bi imao u vodi u odsustvu pretpostavljenih geohemijskih barijera (adsorbcija, natrizacija) ili razlika u hemizmu (Ca — Mg, Mg — Ca, Na, CO_2, H_2S, itd.; piroklastiti, pojačana alteracija cezijumonosnih minerala u liskunovitim i dr. stenama).

Na osnovu, »kritične granice« za Cs, kao što se vidi, izdvojene su vode Mataruške banje, G. Trepče i Mlakovca, dok Savinac leži u okviru praga sigurnosti. Ovde je karakteristično da su G. Trepča i Mlakovac sa manjom opštom mineralizacijom nego Vrnjačka banja, ali ova poslednja mineralna voda ipak nije dostigla po cezijumu (0,0110% mgekv) ni prag sigurnosti, iako su im bliski težinski sadržaji Cs.



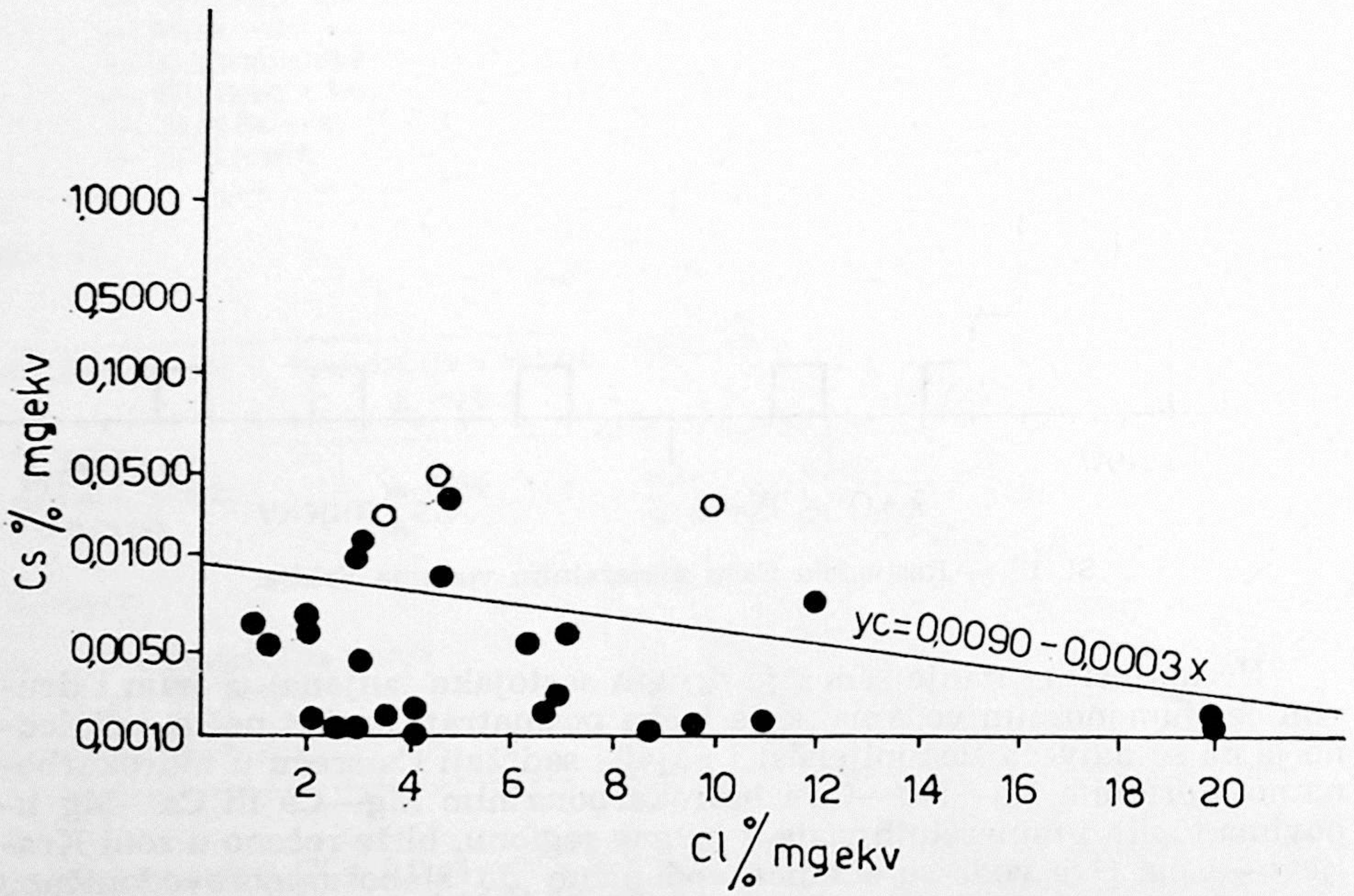
Sl. 15 — Raspodela Cs u mineralnim vodama Srbije.

Ne ulazeći u pitanje sadržaja drugih sastojaka (anjona) u ovim i drugim cezijumonosnim vodama, koje treba posmatrati na isti način, očigledno je da se najveća zastupljenost i najviši sadržaji Cs sreću u hidrokarbonatno-hloridnim Na—Mg—Ca i hidrokarbonatnim Mg—Ca ili Ca—Mg tipovima toplih i mineralnih voda u ovome regionu, bliže rečeno u zoni Kraljevo—Ljig. Ove vode su sumporovodonične do slabosumporovodoničnog gasnog tipa, nekada sa $CO_2 + H_2S$ a nalaze se u području poznotercijarnog vulkanizma gde odnosi Rb/Cs ili K/Cs znatno opadaju.

Na Kavkazu (33, 34) termalne ugljenokisele i hladne vode obično sadrže Cs ispod 0,5 mg/l. Međutim, u posebnim grupama CO_2 — voda ovaj dostiže i do 3 mg/l. Takva su područja alpske tektonike na Velikom Kavkazu gde cezijumonosne vode teže prema pojavama poznotercijarnog magmatizma (pliocen i pleistocen na Elbrusu). Vode se odlikuju visokom hloridnošću (Cl—Na i Cl—HCO_3—Na) i natrijskim karakterom u kojima se

sadržaj Cs i Cl povećava prema poznotercijarnim pojavama vulkanizma uz prisutnu korelaciju Cl : Cs. U tome slučaju odnos Na/K pada čak do 4, korelaciona veza Cs : K se narušava, vrednost K/Cs spušta se do 20 a odnos Rb/Cs do 0,5. Utvrđeno je čak da je u ovakvim vodama migrativnost najveća kod Cs u vodama duboke cirkulacije, dok visok porast odnosa K/Cs ukazuje na adsorbciju Cs u aridnim uslovima i rastresitim hipergenim sedimentima.

Upoređujući hemizam naših toplih i hladnih mineralnih voda i onih sa Kavkaza lako se zapaža da izrazito cezijumove vode kod nas odlikuje, naprotiv, niska hloridnost, zemnoalkalni katjonski sastav, a odnosi Rb/Cs pokazuju tendencije opadanja ispod 1,0 a K/Cs do 17 grupišući se zaista na području pojava mladotercijarnog vulkanizma. Vode najjače hloridnosti su veoma siromašne cezijumom. Tako, hladna sumporovita voda Višnjice (19,9 % mgekv Cl) i topla sumporovodonična voda Koviljače (20% mgekv Cl) su krajnje siromašne cezijumom. Mataruška banja sa 10% mgekv Cl sadrži 0,0373% mgekv Cs, a Mlakovac svega 4,4% mgekv Cl i 0,0460% mgekv Cs, itd. Iz ovoga proizilazi da najveća hloridnost odlikuje vode na obodu a posebno u samom Panonskom sedimentnom basenu gde su vode visoke hloridnosti i uopšte deficitarne cezijumom.



Sl. 16 — Korelacija Cl : Cs u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Posmatra li se cela masa sadržaja Cl i Cs u vodama iz ispitivanog vulkanogenog stedimentnog regiona Srbije ističe se slaba tendencija da sa porastom zastupljenosti Cl opada zastupljenost Cs. Međutim, ovo se ne potvrđuje koeficijentom korelacije $r_1 = -0{,}15$ za $N = 27-2$, jer se nalazi ispod nivoa važnosti sigurnosnih teorijskih r_2 (5%) i r_3 (1%). U svakom slučaju

nije prisutna ni pozitivna korelacija ovih elemenata, iako se smatra da se Cs može naći u rastvoru u vidu CsCl ili čak sulfata, a veruje se da migrira i kao slobodan jon.

Kao što se vidi, ovi eksperimentalni podaci su u suprotnosti sa tvrđenjem da opšta hloridnost uslovljava povećanu cezijumonosnost voda (33, 1970). Kasnija detaljnija proučavanja (34) otkrivaju da su hloridnost ugljenokiselih i drugih voda (Kavkaz) i njihova cezijumonosnost sasvim genetski nezavisni ali često podudarne i pojave u istoj sredini. U vezi sa tim i naši podaci potvrđuju da hloridnost voda obavezno ne utiče na porast i koncentrisanje Cs u mineralnim i drugim podzemnim vodama.

RUBIDIJUM

Rubidijum je jako rasprostranjen elemenat u stenama i mineralima koji sadrže kalijum. Njihovom alteracijom u kori raspadanja migrira i Rb kako pod uticajem hladnih običnih (7,53) tako i toplih i mineralnih voda. U rekama S. Amerike srednji sadržaj Rb varira od 0,0011 do 0,0015 mg/l, dok je u jezerskoj vodi $\bar{X}=0{,}0011$ a morskoj vodi i okeanima 0,12 mg/l (18). Nasuprot ovome, u hidrotermama Rb dostiže visoke sadržaje. J. A. Ellis i Mahon (1964) našli su u termama N. Zelanda do 3,1 mg/l Rb (K/Rb= =60—280) a neke tople vode duboke cirkulacije sadrže ga do 75 (Hegelson, 1958; 18), pa čak i 169 mg/l (Wite, 1968., 18). Srednja vrednost za 180 uzoraka iznosi 0,82 mg/l Rb sa rasponom sadržaja od 0,1—7,7 mg/l i geometrijskom sredinom 0,32 mg/l (18).

Do danas nije bilo pokušaja, kao ni za Cs, da se daju bilo kakve statističke granice koje obeležavaju mikrotip vode po Rb.

RASPORED I ZASTUPLJENOST Rb U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

Sadržaj rubidijuma na području Šumadijsko-vardarske zone i graničnog dela karpato-balkanskog luka kreće se u granicama 0,000—1,400 mg/l ili 0,000—0,0470% mgekv (Tabela 21). Neujednačenost rasporeda je karakteristična po pružanju zone od Ljiga do Bujanovca i izražava se u srednjim sadržajima na delovima zone u odnosu na parametre sredina koji karakterišu sadržaj i zastupljenost Rb u vodama Srbije (Tabela 14 i 20). Zapažena razlika rubidijumonosnosti ogleda se u razlici aritmetičke i geometrijske $\bar{X}/\bar{\gamma}=3$ ili 2,4 (Tabela 20). Pri tome, koeficijent anomalnosti za težinske sadržaje dostiže 20, a u slučaju relativne zastupljenosti do 11 puta u odnosu na normalno rasejavanje ($\bar{\gamma}$). Time se potvrđuje prisustvo čini-

Tabela 20. — Srednji sadržaji Rb u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije

mg/l N = 34				% mgekv N = 34			
$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$
0,240 ± 0,065		0,065	0,074	0,0099 ± 0,0015		0,0092	0,0040

laca koji utiču na ovako heterogenu raspodelu Rb. Ovi proizilaze iz prostornih genetskih razlika i uticaja hemizma, odnosno povezanosti sastojaka u procesima migracije.

Nema sumnje da prostorni raspored, povezan sa hemizmom, otkriva tendencije rubidijuma da se više koncentriše u mineralnim vodama južne grupe (Tabela 23) nego u vodama severozapadnog dela posmatrane zone. Slično se događa sa sadržajem K i Na, a sve se to potvrđuje porastom odnosa K/Cs i Rb/Cs u južnom delu (Vrnjačka banja — Bujanovac) (Sl. 5, 6, 7). Veća opšta rubidijumonosnost južne grupe ležišta i niža zastupljenost cezijuma upravo i ističu regionalne razlike čineći ih tako upadljivim u njihovom globalnom vidu. Pri ovome, posebnu ulogu imaju ugljenokisele vode u severnoj grupi kao i one koje se nalaze van glavne ose zone Ljig — Vrnjačka banja, a o čemu će biti reči kasnije.

Tabela 21. — Sadržaj i zastupljenost rubidijuma u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

	Rb		
	mg/l	% mgekv	M gr/l
Višnjica	—	—	1,40
G. Toplica	0,019	0,0030	0,47
Savinac	0,066	0,0077	0,73
Koviljača	0,066	0,0040	1,33
Brđani	0,018	0,0011	1,41
Mlakovac	0,065	0,0093	0,65
G. Trepča	0,030	0,0040	0,55
Ovčar-banja	0,009	0,0011	0,66
Sirča	0,030	0,0024	0,90
Mataruška banja	0,420	0,0244	1,38
Vitanovac	—	—	1,05
Bogutovačka banja	0,033	0,0044	0,53
Lopatnica	0,012	0,0012	0,35
Vrnjačka banja	1,400	0,0470	2,94
Jošanička banja	0,016	0,0070	0,27
Suva česma	0,260	0,0055	4,30
Ribarska banja	0,032	0,0046	0,40
Kuršumlijska banja (č)	0,41	0,0128	2,90
Kuršumlijska banja (k)	0,30	0,0091	3,00
Sijarinska banja (S)	0,75	0,0164	3,40
Sijarinska banja (G)	1,02	0,0171	5,70
Vranjska banja	0,24	0,0162	1,80
Bujanovac	0,88	0,0205	4,10
Aranđelovac: 1	0,30	0,0184	1,50
2	0,46	0,0152	2,70
3	0,74	0,0203	3,20
4	0,21	0,0200	0,98
Niška banja	0,004	0,0009	0,37
Sokobanja (M)	0,028	0,0051	0,35
Sokobanja (i, u p.)	0,030	0,0079	0,47
Brestovačka banja (k)	0,080	0,0084	0,82
Brestovačka banja (č)	0,070	0,0072	0,76
Beljanica	0,005	0,0009	0,53
Palanački kiseljak (b)	0,420	0,0048	7,32
Katlanovo	0,260	0,0130	2,00
Ilidža (kod Sarajeva)	0,030	0,0008	3,20

Tabela 22. — Odnosi K—Rb i Rb—Na u mineralnim vodama Srbije (% mgekv)

Lokalnost	K/Rb	Na/Rb
Koviljača	260	9608
G. Toplica	200	4000
Savinac	78	1572
Ovčar-banja	456	7756
Mlakovac	105	1395
Brđani	737	16616
G. Trepča	125	1000
Mataruška banja	59	1867
Lopatnica	214	7433
Bogutovačka banja	102	3132
Jošanička banja	211	11154
Sirča	171	10342
Vrnjačka banja	78	1282
Vitanovac	—	—
Belanica	167	5021
Palanački kiseljak	223	19791
Sokobanja	273	1062
Sokobanja	1995	11725
Suva česma	353	15733
Ribarska banja	90	13537
Kuršumlijska banja	265	6317
Kuršumlijska banja	328	9123
Niška banja	599	12191
Sijarinska banja	114	4339
Sijarinska banja	134	5392
Vranjska banja	102	4424
Bujanovačka banja	102	4272
Brestovačka banja	241	4319
Aranđelovac: 1	173	5138
2	136	3755
3	411	

Tabela 23. — Ponašanje srednjih sadržaja Rb, K i Na u toplim i hladnim mineralnim vodama Vardarske zone (Srbija).

Elementi	$\bar{X}$ mg/l	Severna grupa ležišta N=12+4 $\bar{X}$ % mgekv	$\bar{X}$ mg/l	Južna grupa ležišta N=10 $\bar{X}$ % mgekv	Sever-jug iz % mgekv
Rb	0,158 ($_{0,071}$)*	0,0095 ($_{0,0039}$)*	0,53	0,0156	0,6 ($_{0,4}$)
K	9,80 ($_{3,2}$)*	1,22 ($_{0,67}$)*	34,59	2,18	0,6 ($_{0,3}$)
Na	172,2 ($_{80,8}$)*	32,77 ($_{19,94}$)*	692,7	79,41	0,4 ($_{0,2}$)
Rb/Cs		0,77 ($_{0,38}$)* (Rb < Cs)		3,30 (Rb > Cs)	0,23 ($_{0,11}$) ili jug-sever: 4,3 ($_{8,6}$)*
Rb/Cs					
K/Rb		197		179	

* U zagradi su označene vrednosti sadržaja dobijene bez kiselih mineralnih voda aranđelovačkog basena »+4«.

Ako se u severnoj grupi uporede srednji sadržaji mikroelemenata bez ugljenokiselih voda (CO_2) i sa ugljenokiselim vodama odmah se vidi kakav uticaj ove imaju na bilans rubidijuma. Međutim, čak i ukupna masa sadržaja označava razlike između severne i južne grupe čiji uzroci leže i u hemizmu voda.

Odnos K/Rb koleba se uglavnom u granicama 59—600 i zavisi od koncentracionih nivoa obe komponente. Njegovo opadanje ipak ne označava visoko obogaćavanje Rb u svim slučajevima, već zavisi, čak i pri niskim sadržajima (mg/l), od zastupljenosti jednog i drugog elementa (Tabela 22). Ovo se posebno ističe na profilu Kraljevo — G. Toplica — Ljig gde je karakteristično osiromašenje vode kalijumom i rubidijumom (izuzev Mataruške banje) za razliku od mineralnih voda u južnom delu ove zone (Kraljevo — Bujanovac). Ovaj parametar, kao i odnos Na/Rb koji samo mestimično ukazuje na intenzivnu natrizaciju, nije izrazito povoljan indikator uslova migracija za razliku od uloge odnosa Rb/Cs (Tabela 14).

Tabela 24. — Srednji sadržaji Rb, K i Na u toplim i hladnim mineralnim vodama Karpatobalkanske i Vardarske zone u Srbiji.

Oblast	Rb		K		Na		K/Rb
	mg/l	%mgekv	mg/l	%mgekv	mg/l	%mgekv	
A. Karpato-balkansko granično područje (N=6)	0,037	0,0038	2,0	0,590	57,6	24,17	155
B. Vardarska tektonska zona (N=26)	0,296	0,0111	19,47	1,490	365,9	50,70	134
Obogaćenje: B : A	8,2	2,9	9,7	2,5	6,3	2,1	

Odnosi između sadržaja i zastupljenosti Rb i drugih sastojaka u oblasti Vardarske zone i karpatobalkanskog područja (Tabela 24) su toliko jasni da neosporno ističu vidne razlike ne samo u pogledu Rb već ukazuju i na druge hemijske razlike ovih zona. Očigledno je da se vode Vardarske zone odlikuju višim alkalitetom, iako je statistička masa sadržaja iz Karpatobalkanskog graničnog područja za sada još uvek mala za definitivnu potvrdu ovih indikacija. Međutim, ako se posmatra opšti hemizam ove razlike ipak nalaze svoje opravdanje, što će se videti iz povezanosti pojedinih sastojaka u vodama.

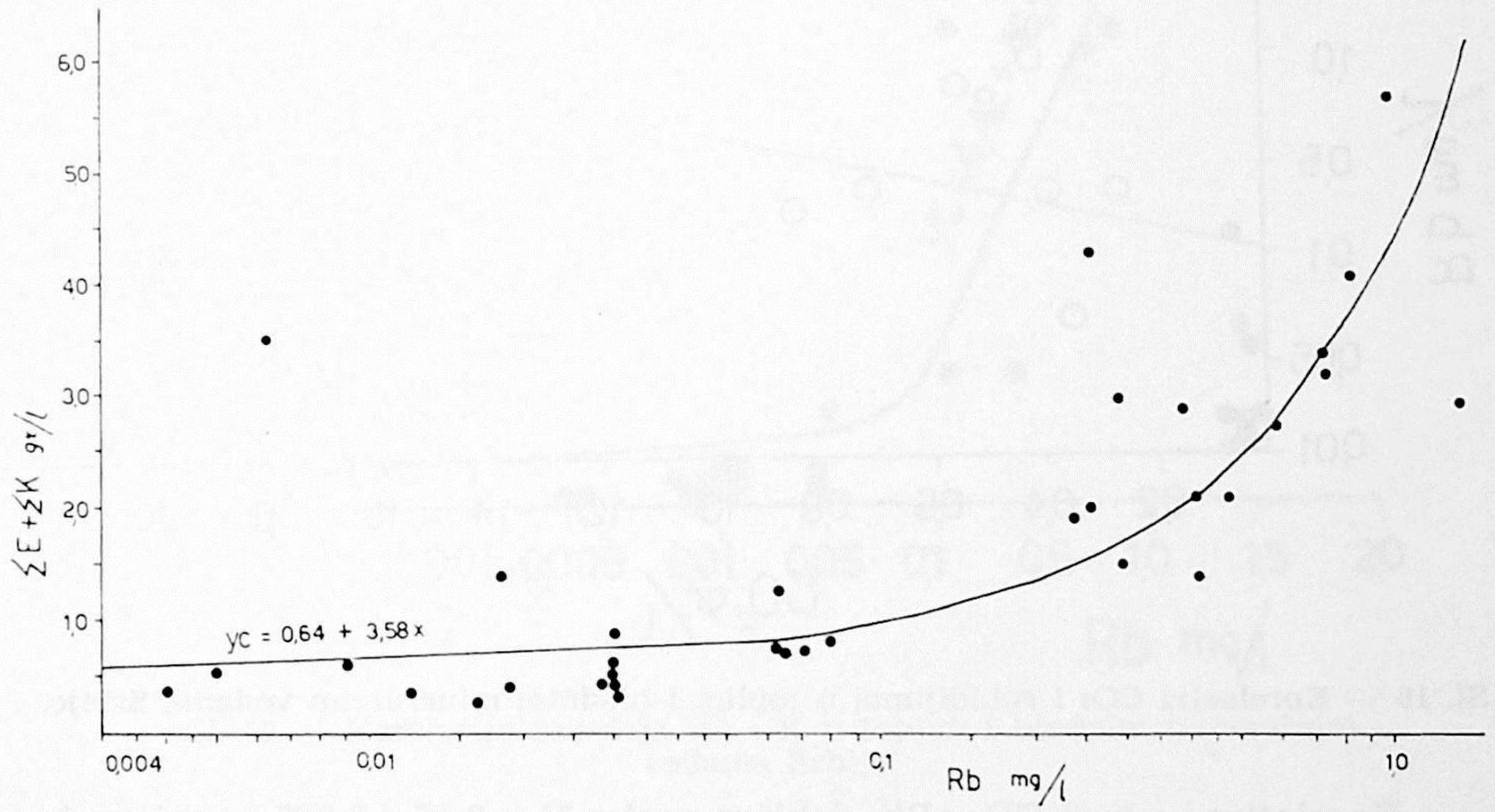
ZAVISNOST KONCENTRISANJA RUBIDIJUMA I DRUGIH SASTOJAKA MINERALNIH VODA

Sva dosadašnja proučavanja migracije Rb, bilo u kojoj sredini, vezivala su je za put migracije K. Takve opšte poznate karakteristike se odnose na njegovo magmatsko ili supergeno kretanje u kori raspadanja ili, pak, u živom svetu. Njihovi odnosi se pomeraju u pojedinim sredinama ali se ovi elementi uvek prate. Znači, faktori koji utiču na raspored kalijuma u određenim proporcijama deluju i na Rb. U nekim sredinama se Rb, zbog

opšte malog dejstva nekog činioca na kretanje kalijuma, može naći van uticaja na njegovu migraciju. Usled toga posmatraćemo odnose Rb i nekih sastojaka u vodama.

Rubidijum — opšta mineralizacija. Znatno kolebanje sadržaja Rb u okviru 0,004—1,400 mg/l javlja se u vodama čija opšta mineralizacija ($\Sigma A + \Sigma K$) varira od 0,27 do 7,2 gr/l. Pri ovome se postavlja pitanje koliko opšti hemijski sastav vode utiče na postojanost Rb, odnosno ima li bilo kakve povezanosti između zasoljenosti i količine Rb u vodi.

Pomoću $Y_c = 0{,}64 + 3{,}58\,x$ dobija se koeficijenat korelacije $r_1 = 0{,}70$ za $df = 30$. Važnost r_1 na nivou $P_{005}\% = 0{,}35$ i $P_{001}\% = 0{,}45$ nesumnjivo ukazuje na visoku zavisnost sadržaja Rb od $\Sigma A + \Sigma K$ u vodi. Ova zavisnost (49%) pokazuje karakter krivolinijske veze, kao što je to čest slučaj u vodama. Jer, izgleda postoji određena granica smanjenja ove veze na krajnjim delovima krive. To bi značilo da zavisnost slabi u oblasti niskih a takođe i visokih sadržaja soli u toplim i hladnim mineralnim vodama (Sl. 17).



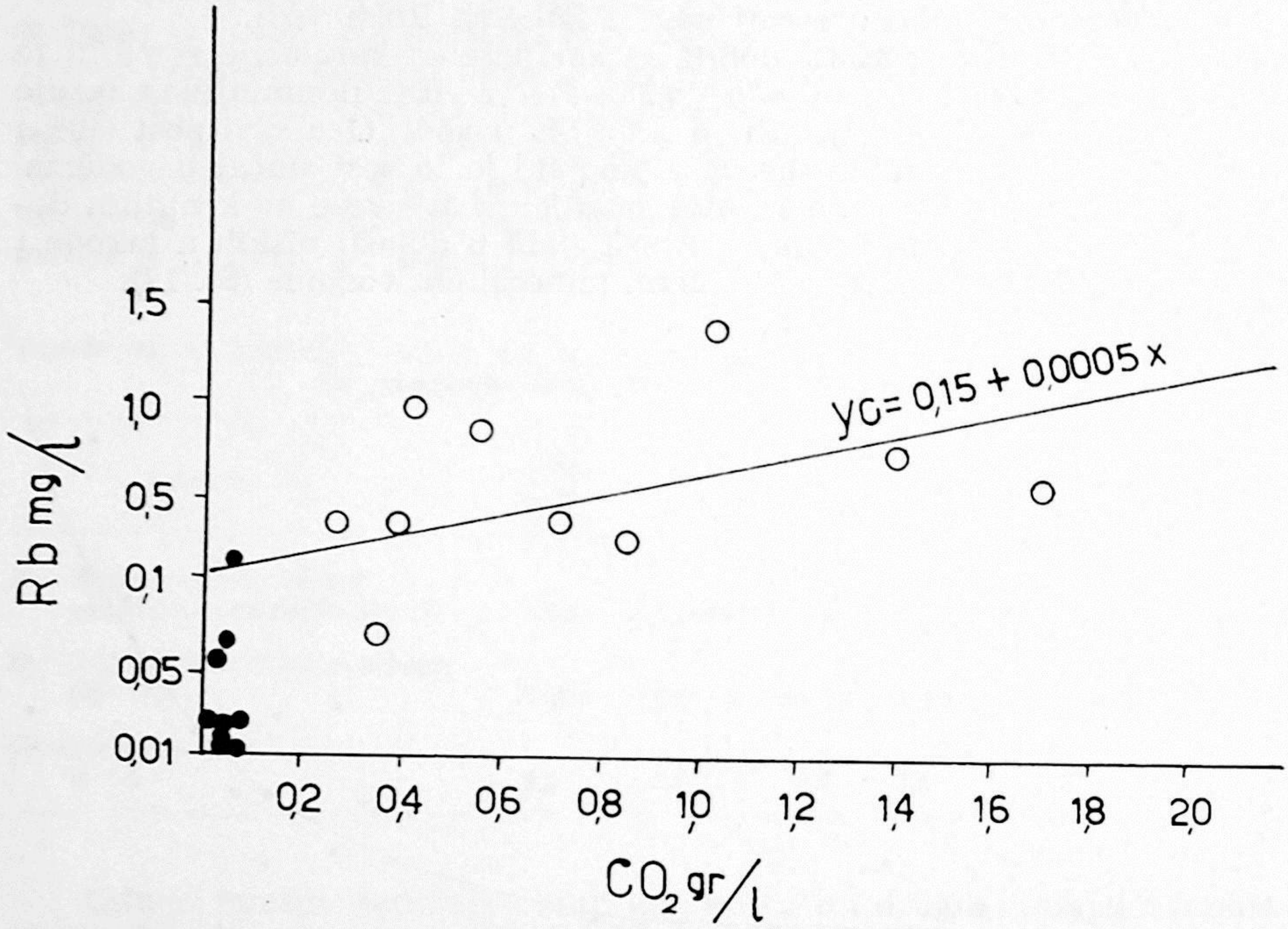
Sl. 17 — Korelacija opšte mineralizacije i Rb u toplim i hladnim mineralnim vodama u Srbiji.

Rubidijum — CO_2 i Rb — K. Ugljena kiselina u vodama se javlja, kao što je poznato, u vidu zasićene kiseline i obično izražene u obliku HCO_3, CO_3 (pH > 8,0), zatim slobodne ugljena kiselina CO_2 i H_2CO_3 rastvorene u vodi* sa osobinom značajne agresivnosti prema sredini kroz koju prolazi zajedno sa vodenim rastvorom. Ugljenokisele vode na ovome području uvek imaju povišenu mineralizaciju (1,5—7,2 gr/l) u kojoj HCO_3, u našem slučaju, predstavlja vodeći jon. Stoga, ako postoji zavisnost između opšte mineralizacije i rubidijuma u ovim vodama, ugljena kiselina u vezanom i slobodnom stanju neosporno sledi ovu zavisnost.

---

* Svi ovi oblici ugljene kiseline se nalaze, kao što je poznato, u određenoj ravnoteži.

Obogaćene vode sa CO_2 i ugljenom kiselinom (H_2CO_3) prati povišeni sadržaj HCO_3 u proučavanim vodama. Ova zavisnost (HCO_3 : Rb) za sada se izražava sa $r=0{,}62$ ili 39%. To znači da opšta mineralizacija prema rubidijumu i hidrokarbonatni jon prema CO_2 stoje u sigurnoj mada ne i u apsolutnoj zavisnosti. Usled toga posmatraćemo i odnos CO_2 : Rb u istoj sredini (Sl. 18).



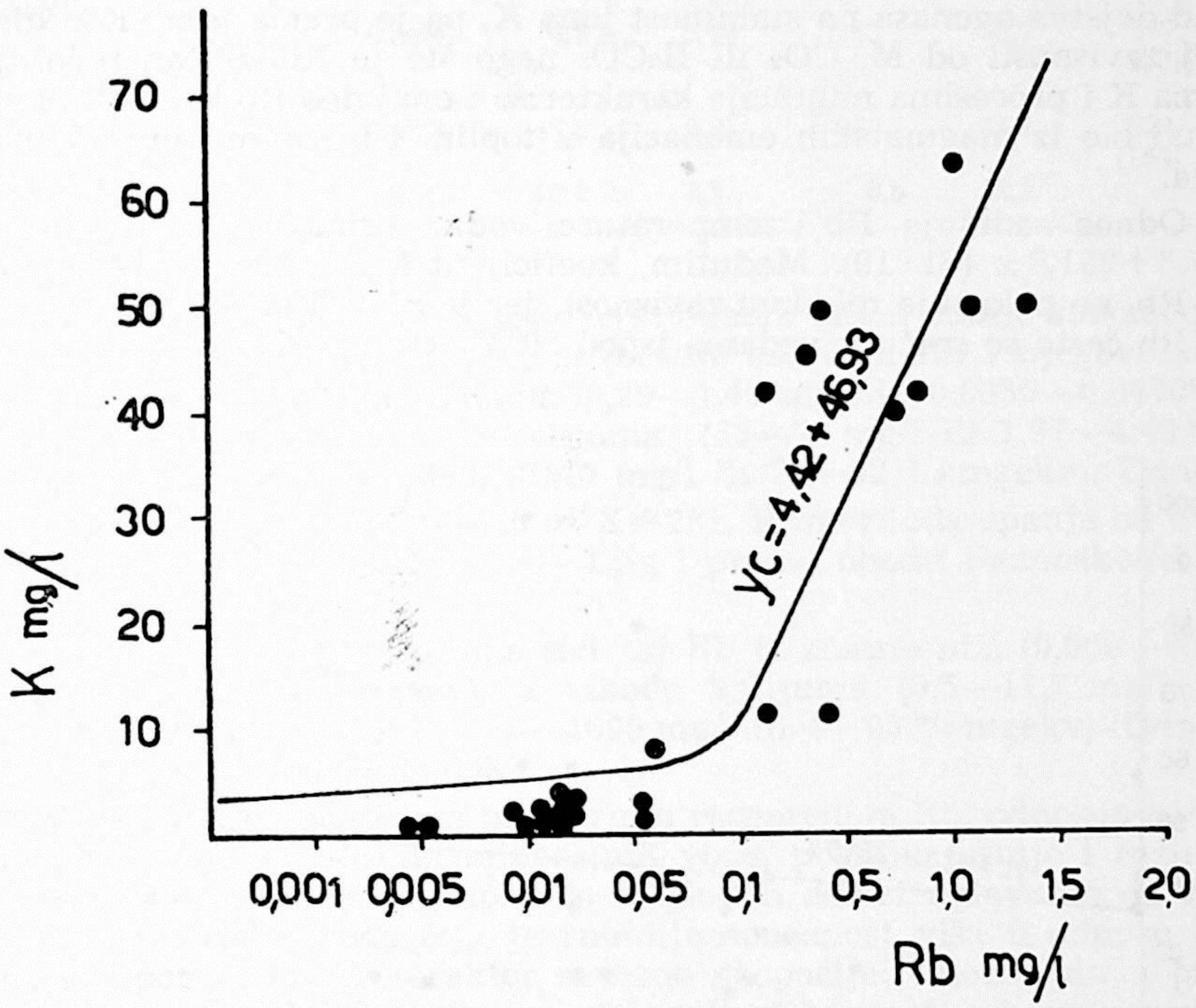
Sl. 18 — Korelacija CO_2 i rubidijuma u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Korelativni odnos CO_2 : Rb, dobijen preko $Y_c=0{,}15+0{,}005\,x$, pokazuje se kao pozitivan pri $r=0{,}64$ za $df=(18—2)$. Zavisnost ovoga para je važeća na 5% i 1% nivou sigurnosti i dostiže 42%, što označava da osim CO_2 na sadržaj Rb utiču i drugi činioci.

Raspodela kalijuma i rubidijuma, s obzirom na sličnost fizičko-hemijskih osobina jona, pokazuje visok stepen korelacije. Pomoću $Y_c=4{,}42+$ $+46{,}93\,x$ dobijen je koeficijent korelacije $r_1=0{,}86$ za $N=(26—2)$. Na nivoima važnosti $P_{005}\%=0{,}39$ (r_2) i $P_{001}\%=0{,}50$ pokazuje se da je $r_1>r_3>r_2$. Time se ova zavisnost, zastupljena sa 75%, približava funkcionalnoj vezi odražavajući visok uticaj sadržaja K na kretanje rubidijuma čija je migracija jača u zoni hipergeneze nego u dubljim delovima podloge (33, 34). Međutim, u tako složenim sistemima kao što su vode deluju brojni faktori. Zato će se putem parcijalne korelacije utvrditi prava vrednost koeficijenta »r« za par K — Rb imajući u vidu dejstva na relaciji K — CO_2 ili K — M — Rb.

Izvođenjem čiste korelacije iz koeficijenata više parova kao što su: M : K, Rb : K i CO_2 : Rb utvrdiće se čista zavisnost po poznatom postupku:

$$r_{1,2} = Rb : K = 0{,}86$$
$$r_{1,3} = M : Rb = 0{,}70$$
$$r_{2,3} = CO_2 \cdot Rb = 0{,}64$$

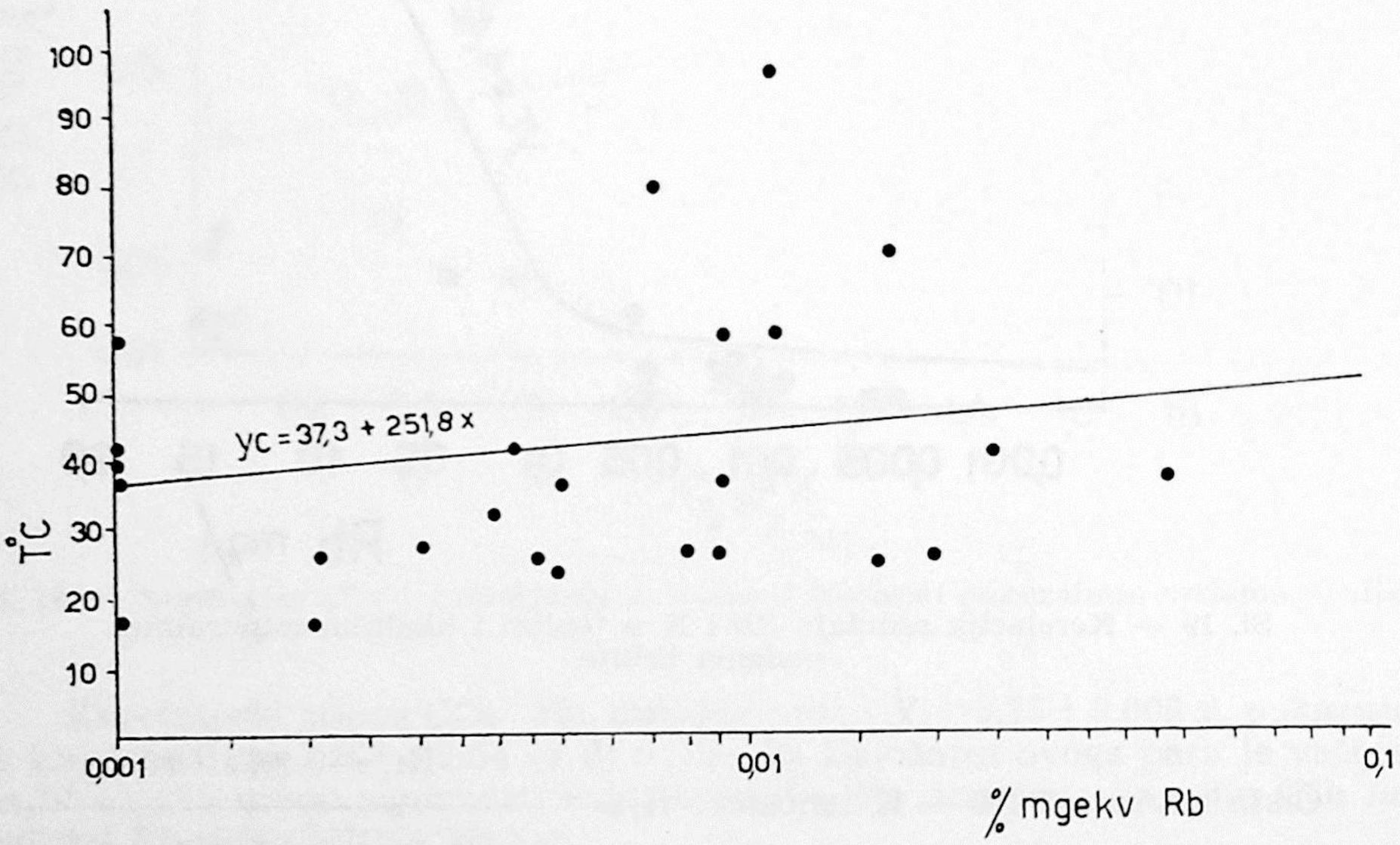


Sl. 19 — Korelacija sadržaja Rb i K u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Čista zavisnost Rb — K iznosiće: $r_{1,2} = \dfrac{R_{1,2} - r_{2,3} \cdot r_{1,3}}{\sqrt{(1{,}00 - r^2_{1,3})\,(1{,}0 - r^2_{2,3})}} =$ $= 0{,}76$. Na taj način se smanjuje zavisnost Rb — K zbog uticaja raznih faktora, a to se događa i sa parom M — Rb ($r = 0{,}50$), dok je ovo najsnažnije odraženo na paru CO_2 — Rb ($r = 0{,}02$). Sve se to javlja zbog ponašanja kalijuma pod uticajem ranije pomenutih činilaca, njihove uzajamne veze, a naročito Rb i K. Koncentracioni nivoi K i Rb, odnosno njihova zastupljenost, najbolje se karakterišu prosečnom vrednošću odnosa K/Rb = 193, i to u korist veće zastupljenosti K. Samim tim, dejstvo ugljene kiseline ili uticaj opšte mineralizacije se sigurno oštrije odražava na K nego na Rb. Ako se tome doda da su K — Rb »izomorfan« par i da rubidijum zavisi od zastupljenosti kalijuma jasno je da prisustvo kalijuma, bez obzira na stvarno poreklo u vodama, povlači i prisustvo Rb saglasno njihovom pro-

sečnom odnosu. Ekstremni porast ili opadanje ovoga odnosa označava rast sadržaja K i stagnaciju sadržaja Rb ili obrnuto sa svim mogućim drugim slučajevima. Ovakva povezanost u vodama, ako je njihovo iznošenje vršeno uglavnom putem alteracije minerala nosilaca K, uslovljena je izlaženjem K iz strukture liskuna, feldspata i drugih minerala. S obzirom na izomorfizam K — Rb, pomeranjem K dolazi i do posrednog iznošenja Rb. Ovo se javlja zbog labilnosti prvobitne strukture u kojoj je K a ne Rb glavna komponenta. Na taj način se Rb podvrgava procesu koji se odvija usled dejstva agenasa na stabilnost jona K, pa je prema tome K u direktnijoj zavisnosti od M, CO_2 ili H_2CO_3 nego što je Rb. Sličan položaj Rb prema K i procesima migracije karakteriše i onaj deo Rb i K koji bi eventualno bio iz magmatskih emanacija u toplim i hladnim mineralnim vodama.

Odnos sadržaja Rb i temperature voda posmatran je preko $Y_c = 37{,}3 + 251{,}8\,x$ (Sl. 19). Međutim, koeficijent korelacije, saglasno raspodeli Rb, ne pokazuje nikakvu zavisnost, jer je $r = 0$. Ustvari povišeni sadržaji Rb često se sreću u vodama ispod 50° C, kao i u hladnim.



Sl. 19a — Međuzavisnost T° vode i sadržaja Rb u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Ako se izvrši analiza svih razlika i zavisnosti Rb od posmatranih komponenata zapaža se da je, utsvari, kalijum glavni činilac na koga deluju i koji »nosi« Rb u određenim kvantitativnim odnosima izraženim veličinom K/Rb. Uticaj opšte zastupljenosti, koja stoji u zavisnosti i od sadržaja ugljene kiseline (CO_2, HCO_3, H_2CO_3, CO_3), zatim prisustvo ugljenokiselih i sumporovodoničnih voda, zahteva da se raspodela rubidijuma sagleda i u ovakvim grupacijama (Tabela 25).

Tabela 25. — Sadržaj i zastupljenost Rb u sumporovodoničnim i ugljenokiselim toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije ($\bar{X}$).

Gasni tip vode	Rb mg/l	%mgekv	K mg/l	%mgekv	Na mg/l	%mgekv	K/Rb mg/l %mgekv
A. Sumporovodonične N=21	0,071	0,0056	4,7	0,74	143	35,7	177 (132)
B. Ugljenokisele N=11	0,63	0,0170	47,8	2,81	943	81,1	221 (164)
B : A	8,8	3,0	10,1	3,7	6,5	2,2	

Izrazite razlike između ovih grupacija odmah ističu ranije razmatrane faktore i njihovo dejstvo. Opšte povećanje sadržaja Rb i njegove zastupljenosti u ugljenokiselim vodama (0,26—1,40 mg/l ili 0,0055—0,0470% mgekv) prati prosečni porast kalijuma (33—78 mg/l ili 1,97—4,42 % mgekv), a slično je i sa Na (340—2140 mg/l ili 77—92 % mgekv). Odnos K/Rb kreće se u granicama 78—410 sa $\bar{X}$=221. Primeri odstupanja od ove pravilnosti sreću se u zoni Kraljevo—Ljig i prema obodu Panonskog basena ($CO_2 + H_2S$ vode).

U sumporovodoničnim vodama sadržaj Rb je znatno niži (0,009—0,42 mg/l ili 0,0011—0,0244% mgekv), a takođe kalijuma (0,5—11,7 mg/l ili 0,10—1,44 % mgekv) i natrijuma (6—1099 mg/l ili 4—95 % mgekv). Odnos K/Rb leži u intervalu od 17 do 593.

Upoređujući ove podatke sa prostornim rasporedom Rb, odnosno sumporvodoničnih i ugljenokiselih mineralnih voda, postaju jasnije i razlike između »severne« i »južne« grupe. To očigledno dolazi uglavnom od *rasporeda ugljenokiselih voda* čija je rubidijumonosnost viša u odnosu na pretežno sumporvodonični karakter severne grupacije. Ovome idu u prilog mineralne ugljenokisele vode aranđelovačkog basena*, a i sumporovodonična topla voda Mataruške banje, kao i druge koje sadrže povećane količine CO_2 čije je epigenetsko dejstvo neosporno. U južnoj grupi preovlađuju ugljenokisele sa pratećim H_2S kod kojih je naglašen porast sadržaja kalijuma koga prati rubidijum. Varijacije jednog i drugog sastojka regulišu veličinu K/Rb koja se kreće u bliskim granicama, dok se srednje vrednosti ovoga parametra za obe grupe samo neznatno razlikuju. Slične karakteristike prate i karpatobalkansko granično područje, čije se vode pretežno ne odlikuju povišenim sadržajem CO_2.

Kao što se vidi, zavisnost K i Rb je neosporna u vodama što je inače poznato u stenama i mineralima. Njihov odnos u vodama se nalazi veoma blizu vrednostima za kisele, sedimentno-metamorfne ili kiselo-bazične stene (Tabela 26). Ovo potvrđuje da je geohemijski put K i Rb, čak i u vodenoj sredini, usko povezan u okviru međusobnih odnosa uslovljenih koncentracionim nivoima bilo u magmatskom ili hipergenom stadijumu.

---

* Ovo se sigurno odnosi na mnoge ugljenokisele vode u severnoj grupi koje nisu obuhvaćene ovim proučavanjima.

Tabela 26. — Odnosi K i Rb u nekim glavnim grupacijama stena (A. A. Vinogradov, 1962).

Elementi	Kisele stene $\bar{x}$	Sedimentne (škriljci, glinci) $\bar{x}$	Kisele + bazične $\bar{x}$
K (%)	3,34	2,28	2,5
Rb (%)	0,02	0,021	0,015
K/Rb	167	114	166

	Sumporvodonične vode	Ugljenokisele vode	Tople i hladne mineralne vode Srbije
K (% mgekv)	0,74	2,81	1,4900
Rb (% mgekv)	0,0056	0,0170	0,0099
K/Rb (iz % mgekv)	132	165	150

RUBIDIJUMONOSNOST MINERALNIH VODA SRBIJE

Dosadašnja analiza rasporeda Rb u prostoru zahteva da se statistički ispita rubidijumonosnost ovih voda na osnovu težinskih sadržaja a osobito u odnosu na relativnu zastupljenost Rb. Raznolika rubidijumonosnost i voda se ogleda u rasponu sadržaja od 0,009—1,40 mg/l ili 0,0007—0,0470% mgekv, kao i u drugim parametrima (Tabela 21).

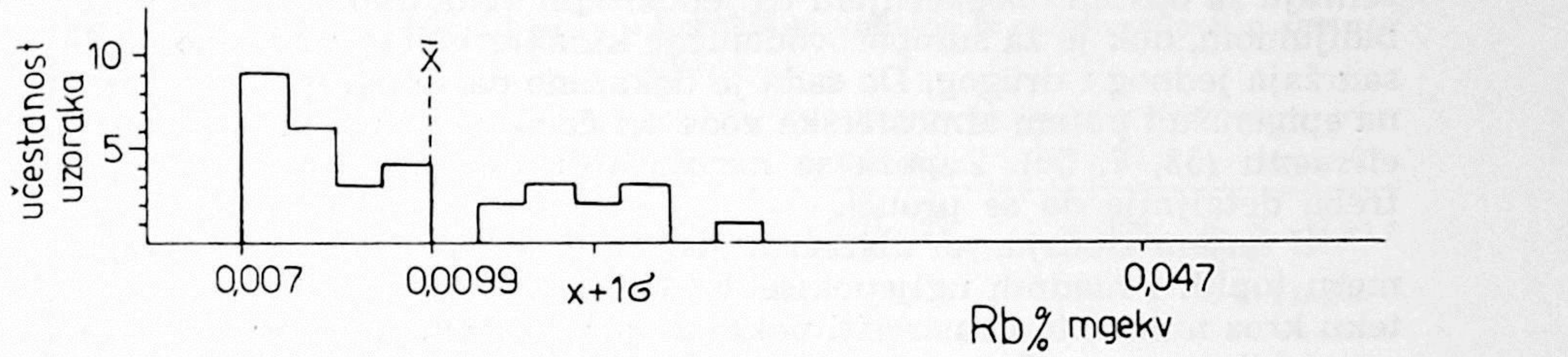
Raspodela sadržaja Rb u okviru $X+0,5\,\sigma$ označava sigurnosni prag izražen sa 0,42 mg/l (Tabela 28). Na toj granici, zapravo, i počinje nova populacija. Međutim, tek iznad $(X+1,0\,\sigma)—\sigma/\sqrt{N}$ ili $> 0,51$ mg/l ističe se izrazito obogaćenije vode rubidijumom.

Tabela 27. — Statističke granice Rb za imenovanje mikrotipova toplih i hladnih mineralnih voda (Srbija).

mg/l		N = 34	
$(\bar{X}+1,0\,\sigma)—\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $X+0,5\sigma$	$(\bar{X}+0,5\,\sigma)—\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+1,0\sigma$
(0,42 — 0,065)	74	(0,584)	83
> 0,355		> 0,519	
Ležišta:		Izrazite rubidijumove vode:	
— Vrnjačka banja		— Vrnjačka banja	
— Mataruška banja		— —	
— Bujanovačko vrelo		— Bujanovačko vrelo	
— Sijarinska banja		— Sijarinska banja	
— Palanački kiseljak		— —	
— Aranđelovac		— Aranđelovac (1, 2, 3, 4).	

Primenimo li sličan metod na njihovu zastupljenost statističke granice se jasnije definišu (Tabela 28). Takve granice u okviru $(\bar{X}+1,0\,\sigma)—\sigma/\sqrt{N}$, pokazuju da se siguurnosni statistički prag rubidijumovih voda nalazi na 0,0176 %mgekv (Sl. 20, Tabela 29). Ovakva raspodela izdvaja novu popu-

laciju koja se proteže uglavnom na ugljenokisele vode i veoma retko na sumporovodonične sa povišenim sadržajem slobodne CO_2 (Mataruška banja). Ustvari, izrazite rubidijumove vode se nalaze iznad $\bar{X}+1{,}0\,\sigma$, odnosno $> 0{,}0176\%$ mgekv. Ovaj ekstremni deo rubidijumove anomalne populacije



Sl. 20 — Raspodela Rb u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

zahvata hidrotermalne sisteme poznatih mineralnih voda duž Vardarske zone. Istovremeno se iz pomenute dve grupacije sa određenim gasnim karakteristikama izdvajaju upravo one koje su najviše obogaćene Rb računajući dejstvo zasoljenosti vode na stvarnu zastupljenost ovoga elementa. Pomenuto dejstvo se nesumnjivo odražava na razlikama koje se javljaju u postupku I i II (Tabela 27 i 28), pri čemu apsolutni sadržaji Rb (mg/l) ne daju pravu sliku upoređenja i selekcije ležišta.

Tabela 28. — Statističke granice Rb za imenovanje mikrotipova toplih i hladnih mineralnih voda po mikrosastavu (Srbija).

II.	Preračunat na katjonski sastav % mgekv N = 34			
$(\bar{X}+0{,}5\,\sigma/-\sigma\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+0{,}5\,\sigma$		$(X+1{,}0\,\sigma/-\sigma\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\bar{X}+1{,}0\,\sigma$
(0,0145 — 0,0015) $> 0{,}0130$	70		(0,0191 — 0,0015) $> 0{,}0176$	85
Ležišta:			Rubidijumove vode:	
— Vrnjačka banja			— Vrnjačka banja (CO_2)	
— Mataruška banja			— Mataruška banja ($H_2S+HS+CO_2$)	
— Vranjska banja			—	
— Bujanovačko vrelo			— Bujanovačko vrelo (CO_2)	
— Sijarinska banja			— Sijarinska banja (CO_2)	
— Aranđelovac			— Aranđelovac (CO_2)	

Razmatranjem anomalnosti i rubidijumonosti anomalne grupacije, a posebno one iznad $0{,}0176\%$ mgekv gde se nalaze hladne i tople vode (do 50° C), nedvosmisleno se zapaža preplitanje različitih procesa od kojih se mogu istaći sledeći:

a) Povezanost migracije K i Rb u magmatskim i supergenim procesima.

b) Uticaj epigenetskih procesa na formiranje i metamorfizaciju voda u višim stratigrafskim nivoima podloge u kojoj se formiraju i kroz koju cirkulišu vode. Noseći sa sobom prvenstveno CO_2 i druge agense ove vode iznose putem alteracije kalijum, a sa njime i rubidijum, iz strukture kalijskih minerala (biotit, feldspat i dr). Ovakve teorijske mogućnosti se koreliraju sa opštim obogaćenjem ugljenokiselih voda bilo kalijumom ili rubidijumom, dok je za sumporovodonične karakterističan niži nivo srednjih sadržaja jednog i drugog. Do sada je dokazano da se kalijski minerali stena epigenišu i putem atmosferske vode pri čemu se iznose K i Rb, kao i dr. elementi (53, 7, 50). Zapaža se narušavanje ovih odnosa, ali ta pojava treba detaljnije da se prouči.

U našem slučaju, ne ulazeći u geohemijski balans elemenata, na primeru toplih i hladnih ugljenokiselih voda iz Aranđelovca (bušotine) koje teku kroz mikašiste i rastresiti pokrivač može grubo da se uoči uticaj epigenetskih procesa. Ovi se izražavaju u vidu iznošenja alkalnih elemenata iz glavnog nosioca — biotita (Tabela 29). Počev od biotita sa karakterističnim polihrozimom preko izbeljenog sa zaostacima biotita do potpunog »muskovitiziranog« (beli liskun) sadržaj svih alkalnih mikroelemenata značajno opada. Krajnji produkt je osiromašen u Rb i Cs od 6 do 14 puta u odnosu na svežiji mineral. Ova pojava potvrđuje da se znatne količine ovih sastojaka iznose u epigenetskim procesima pri dejstvu ugljene kiseline i drugih agenasa i time obogaćuju vode. Nije moguće utvrditi za sada koje su to unete količine u opštem bilansu Rb u ugljenokiselim ili drugim vrstama vode.

Tabela 29. — Iznošenje elemenata iz biotita mikašista kroz koje teku ugljenokisele vode (Aranđelovac, bušotina, gr/t).

Elementi	Svež biotit	Jako alterisan biotit	Potpuno »muskovitiziran« biotit	Mikašist
Rb	500	230	80	180
Cs	140	30	10	80

Pojačana kalijumonosnost vulkanskih diferencijata u Dinarskoj geohemijskoj zoni je apsolutno dokazana. Međutim, raznolikost rasporeda Rb i K u vodama ove provincije i oštro diferenciranje po gasnom sastavu daju povod da se ova pojava posmatra ne samo sa stanovišta gasnog sastava i raznolike podloge (liskunski škriljci, kalijski diferencijati, krečnjaci, itd.) već i sa stanovišta veze sa hemizmom magmatizma aktivnog u različitim etapama. To znači da sveukupnost uslova, kao i starost struktura pojedinih ležišta mineralnih voda, prouzrokuje utvrđeni prostorni raspored i raspodelu rubidijuma u vodama koje su vezane za tektonske linije.

LITIJUM

Geohemijske osobine i raspored litijuma u stenama i mineralima, primarnim ili sekundarnim, dobro je poznat. Njegov sadržaj i poreklo u vodama je takođe masovno proučen, a naročito u rečnoj, morskoj i različi-

tim podzemnim vodama. Jedino se za termalne i hladne mineralne vode može reći da još uvek nisu ispitane u dovoljnoj meri. Međutim, u odnosu na Cs i Rb čak i one su detaljnije istraživane (Tabela 30), pri čemu su uvek sadržaji Li izraženi u mg/l.

Tabela 30. — Srednji sadržaji za Li u termalnim vodama iz raznih oblasti u svetu (mg/l).

Vrsta vode	X	/N	od—do	N	Autori*
Termalne vode	8,2	± 0,4	0,01—27	258	K. S. Heir G. K. Bilings

* Handbook of Geochemistry II-2 (prema podacima: Ellis and Mahon, 1964; Ellis i Wilson, 1960; Golding i Speer, 1961; Wite i dr., 1963.

Kao što je poznato, međunarodna granica za imenovanje mineralnih voda po Li (1 mg/l) ne vodi računa o brojnim neophodnim faktorima pri definisanju ovoga parametra. Za naše vode ne postoje nikakve srednje vrednosti bilo u kakvom obliku. Usled toga, ovakva analiza je potrebna da bi se pokazale osobine raspodele i zavisnost od osnovnih paragenetskih činilaca.

RASPORED I ZASTUPLJENOST LITIJUMA U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

Litijum je uvek prisutan mikroelemenat u toplim i hladnim mineralnim vodama Vardarske zone i graničnog Karpato-balkanskog luka. Njegovi sadržaji se nalaze u granicama 0,002—8,00 mg/l a zastupljenost od 0,01—2,797% mgekv. Ovakvi intervali sadržaja, odnosno zastupljenosti Li, prouzrokuju jako naglašenu disperziju i razlike između geometrijske i aritmetičke sredine. Za težinske odnose Li $X/\gamma = 6,7$ a relativnu zastupljenost $\bar{X}/\bar{\gamma} = 2,9$. Sve ovo, zajedno sa parametrima sredina (Tabela 31), proizilazi iz raznolikog prostornog rasporeda Li, hemijskih i hidrogeoloških uslova formiranja i cirkulacije posmatranih voda.

Tabela 31. — Srednje vrednosti za Li u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

mg/l N=35				% mgekv N=34			
$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$
1,34	± 0,30	1,747	0,20	0,592	± 0,13	0,791	0,20

Ako se, kao i u ranijim primerima, analizira prostorni raspored sadržaja Li i njegove zastupljenosti u smislu uslovne podele na severnu i južnu grupu otkrivaju se indikacije o necelishodnosti ovakve podele. Oči-

gledno je da se sadržaji (X) Li ili veoma približavaju po vrednosti ili je zastupljenost Li u severnoj grupi čak i viša kada se uzmu u obzir svi gasni tipovi voda bez izuzetka (Tabela 32).

Tabela 32. — Sadržaj i zastupljenost Li u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Ležišta	Li mg/l	Li % mgekv	M gr/l
G. Toplica	0,110	0,271	0,470
Višnjica	0,067		1,52
Savinac	0,180	0,259	0,73
Koviljača	0,200	0,151	1,33
Brđani	0,310	0,243	1,41
Mlakovac	0,270	0,476	0,65
G. Trepča	0,030	0,077	0,55
Ovčar banja	0,073	0,103	0,66
Sirča	0,180	0,182	0,90
Mataruška banja	3,900	2,797	1,38
Vitanovac	0,070	0,080	0,05
Bogutovačka banja	0,072	0,118	0,53
Lopatnica	0,025	0,056	0,35
Vrnjačka banja	3,800	1,572	2,94
Jošanička banja	0,058	0,311	0,27
Suva česma	1,210	0,339	4,30
Ribarska banja	0,130	0,232	0,40
Kuršumlijska banja (č)	2,030	0,779	2,90
Kuršumlijska banja (k)	1,800	0,673	3,00
Sijarinska banja	1,700	0,458	3,40
Sijarinska banja	2,150	0,443	5,70
Vranjska banja	0,580	0,485	1,80
Bujanovac	1,320	0,378	4,10
Aranđelovac: 1	3,700	2,791	1,50
2	3,200	1.334	2,70
3	8,000	2,697	3,20
4	1,800	2,074	0,98
Niška banja	0,022	0,057	0,37
Sokobanja (M)	0 014	0,031	0,35
Sokobanja (.i u p.)	0,014	0,019	0,47
Brestovačka banja	0,030	0,036	0,82
Brestovačka banja (č.)	0,020	0,022	0,76
Beljanica	0,012	0,025	0,53
Palanački kiseljak	2,450	0,298	7,20
Ilidža (Sarajevo)	0,200	0,050	3,20

Tabela 33. — Sadržaj i zastupljenost Li u toplim i hladnim mineralnim vodama severne i južne grupe Šumadijsko-vardarske zone u Srbiji (X).

Prostorne grupe	Li % mgekv	Li mg/l	Na mg/l	Na % mgekv
Severna grupa N = 17	0,806 ($_{0,371}$)* (N = 13)	1,369 ($_{0,42}$)* (N = 13)	172,2 ($_{81}$)*	32,8 ($_{10,9}$)* (N = 12)
Južna grupa N = 10	0,568	1,477	692,7	79,41

* Bez kiselih (CO_2) voda Aranđelovačkog basena.

Uporede li se na isti način sadržaji Li u vodama Šumadijsko-vardarske zone i vodama graničnog područja Karpatsko-balkanskog pojasa sreću se izrazite razlike (Tabela 34). Pri tome se Li u vodama sa područja Karpatsko-balkanskog pojasa nalazi u granicama 0,002—0,030 mg/l ili 0,019—0,055% mgekv. Osiromašenje ovih voda litijumom lako se vidi i iz odnosa prema srednjim vrednostima Li u vodama Vardarske zone ili parametra za celu vulkanogeno-sedimentno-metamorfnu oblast Srbije (Tabela 31 i 34). Takve osobine indiciraju značajne razlike između ove dve tektonske zone i njihovih hidrotermalnih sistema. Ali, da bi se one bar delom objasnile neophodno je da se prouči odnos Li i drugih komponenata paragenetski povezanih u procesu migracije.

Tabela 34. — Sadržaj i zastupljenost Li u toplim i hladnim mineralnim vodama Vardarske zone i graničnog pojasa Karpato-balkanskog luka (Srbija).

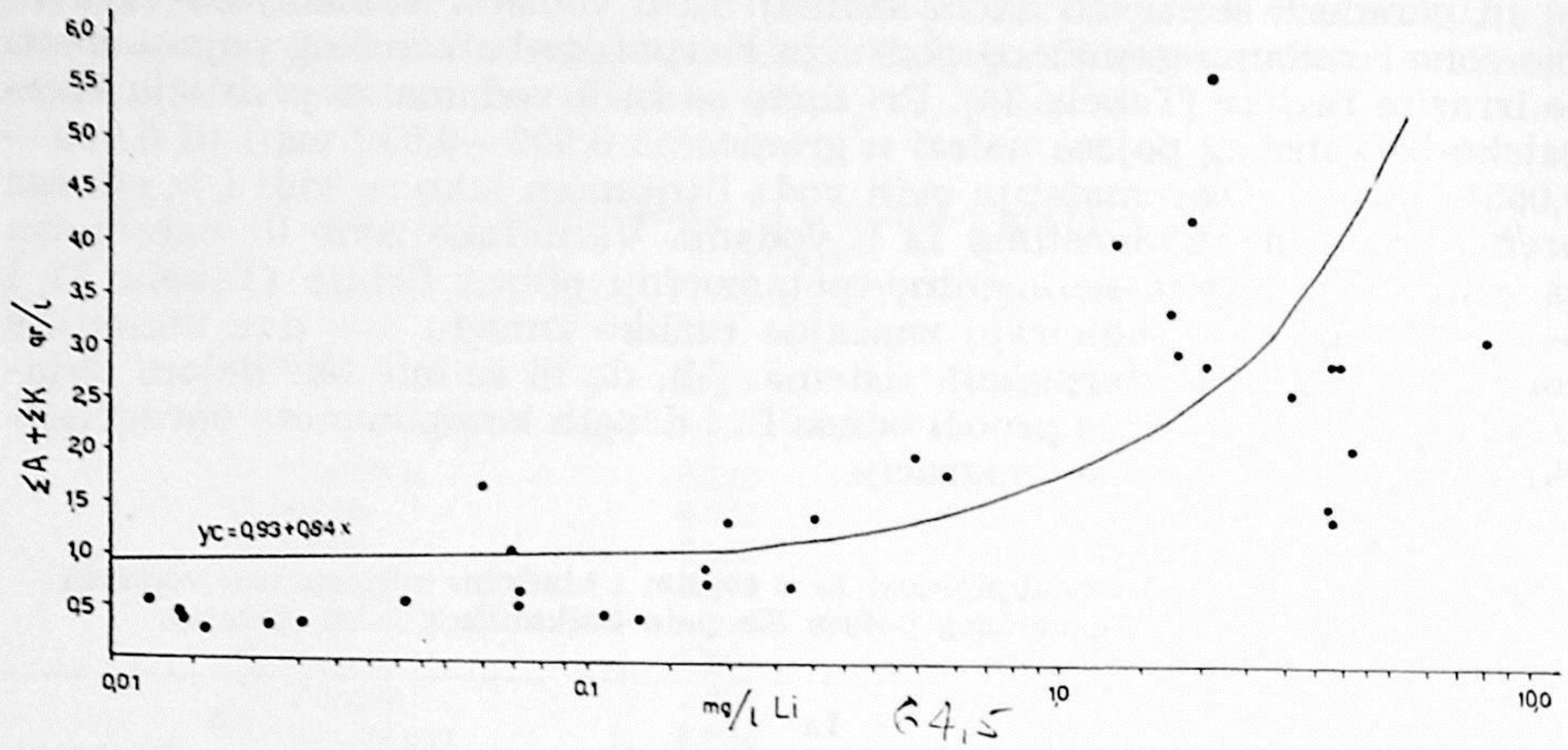
Zone	Li		Na	
	mg/l $\bar{X}$	% mgekv $\bar{X}$	mg/l $\bar{X}$	% mgekv X
Vardarska zona N=27	1,493	0,703	365,9	50,7
Granično područje Karpato-balkanskog pojasa N = 10	0,015	0,031	57,6	24,2

LITIJUM I DRUGI SASTOJCI

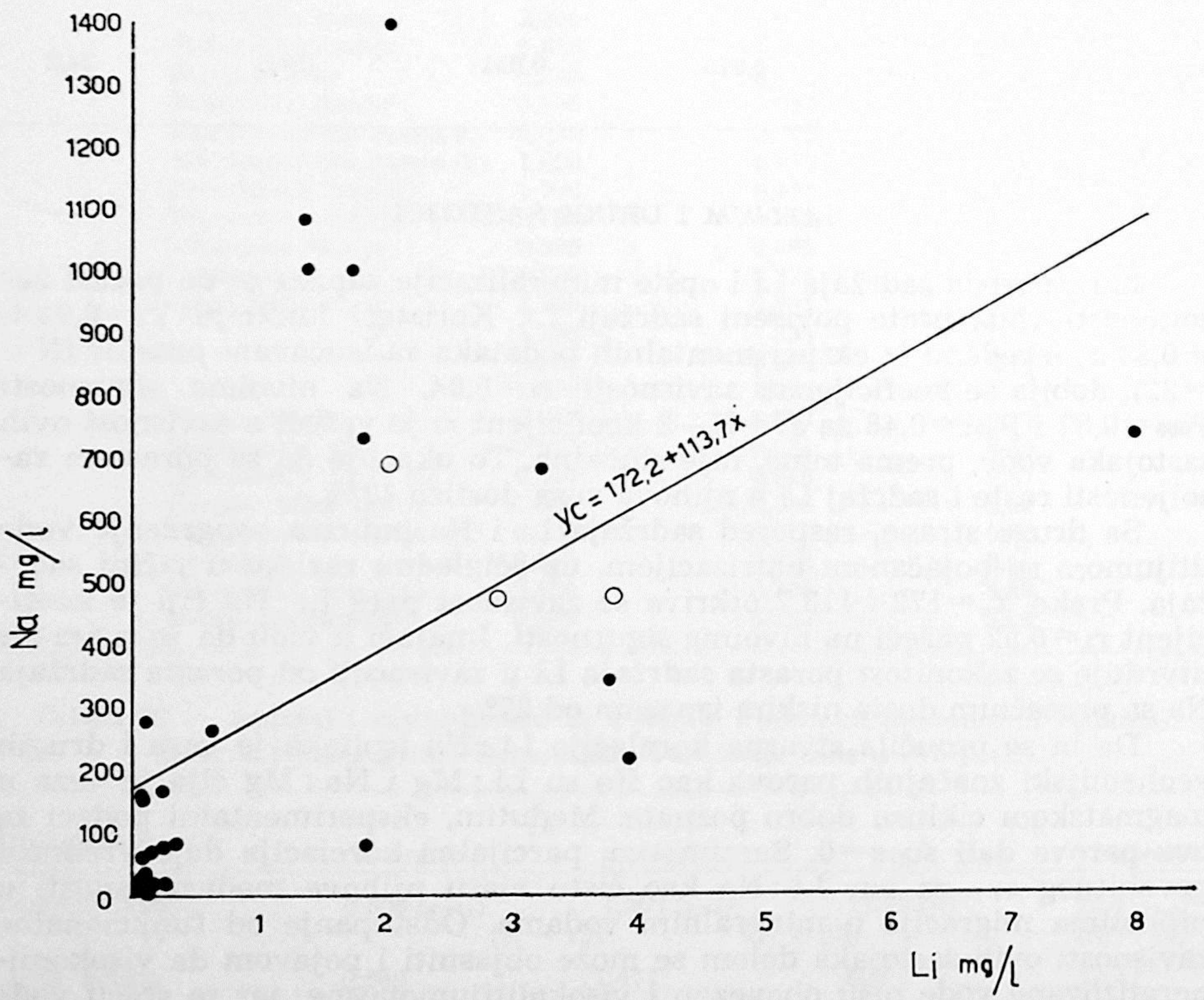
Iz rasporeda sadržaja Li i opšte mineralizacije zapaža se da porast zasoljenosti voda prate povišeni sadržaji Li. Koristeći funkciju $Y_c = 0{,}93 + +0{,}84\,x$, izvedenu iz eksperimentalnih podataka za izučavani prostor (N = =32), dobija se koeficijenat zavisnosti $r_1 = 0{,}64$. Na nivoima sigurnosti $P_{005} = 0{,}37$ i $P_{001} = 0{,}48$ za $df = N-2$ koeficijent r_1 je važeći a zavisnost ovih sastojaka vode, prema tome, nije slučajna. To ukazuje da sa porastom zasoljenosti raste i sadržaj Li a njihova veza dostiže 42%.

Sa druge strane, raspored sadržaja Li i Na indicira obogaćenje vode litijumom sa pojačanom natrizacijom, uz očiglednu razliku u jačini sadržaja. Preko $Y_c = 172 + 113{,}7$ otkriva se zavisnost para Li : Na čiji je koeficijent $r_1 = 0{,}52$ važeći na nivoima sigurnosti. Imajući u vidu da je $r_1 > r_3 > r_2$ utvrđuje se zakonitost porasta sadržaja Li u zavisnosti od porasta sadržaja Na sa prosečnim dosta niskim iznosom od 27%.

Da bi se proučila stvarna korelacija Li : Na ispitana je veza i drugih geohemijski značajnih parova kao što su Li : Mg i Na : Mg čija je veza u magmatskom ciklusu dobro poznata. Međutim, eksperimentalni podaci za ove parove dali su $r = 0$. Samim tim, parcijalna korelacija daje vrednost prvobitnog »r« za par Li : Na kao čistu meru njihove međuzavisnosti u procesima migracije u mineralnim vodama. Odstupanje od funkcionalne zavisnosti ovih sastojaka delom se može objasniti i pojavom da visokomineralizovane vode nisu obavezno i visokolitijumonosne, jer se sreću vode visokolitijumonosne ali i srednje mineralizovane. Zavisnost otkrivena kod para Li : Na proizilazi i iz konfrontacije dve osnovne populacije od kojih

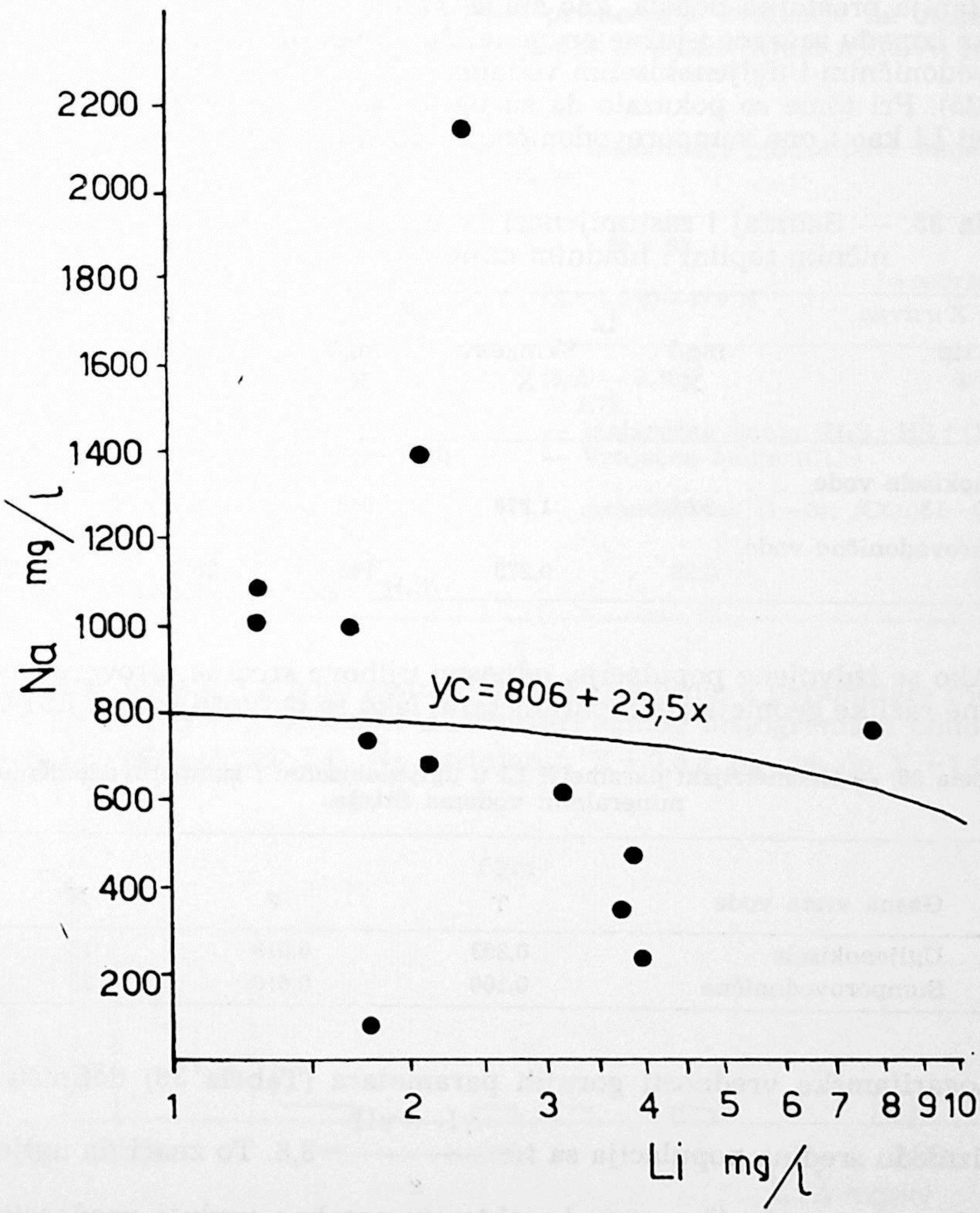


Sl. 21. — Zavisnost Li od $\Sigma A + \Sigma K$ u mineralnim vodama Srbije.



Sl. 22. — Zavisnost sadržaja Li od sadržaja Na u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

ona u oblasti povišenih sadržaja Li posebno utiče na ovu vezu. Međutim, sama za sebe pokazuje tendenciju zaostajanja sadržaja Li sa porastom količine Na. Preko $Y_c = 806 - 22{,}3\,x$ samo kvalitativno indicira zaostajanje litijuma u odnosu na porast mineralizacije natrijumom (Sl. 23), ali se ona kvantitativno ne potvrđuje. To dolazi usled pojave što je $r_1 = -0{,}31$, koji nije važeći na nivoima sigurnosti. Samim tim se posredno dokazuje da neosporno dolazi do upadljivog zaostajanja rasta ove komponente u oblasti povećane mineralizacije, odnosno Na, u poređenju sa učešćem obe populacije i njihovim zajedničkim $r = 0{,}52$ koje označava opštu pozitivnu zavisnost.



Sl. 23 — Korelacija sadržaja Li : Na u populaciji povišene mineralizacije i sadržaja Li u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Ovakva globalna povezanost, ocrtavanje dveju populacija i odsustvo zavisnosti u populaciji povišenih sadržaja Li i Na, zahtevaju i njihovo razvrstavanje u odnosu na gasni sastav, odnosno prema sadržaju CO_2 i H_2S. Na ovakvu analizu upućuje pre svega geohemijska statistička veza Li : CO_2 u ukupnoj masi ispitivanih voda.

Koristeći $Y_c = 0{,}22 + 0{,}0034\,x$, za N = 19, kod para CO_2 : Li dobija se $r = 0{,}74$. Za $df = N - 2$. Teorijski koeficijenti korelacije na nivou $P_{005}\% = 0{,}46$ i $P_{001}\% = 0{,}58$ označavaju da pedesetpetoprocentna veza Li i CO_2 nije slučajna, već da odražava povezanost migracije litijuma sa količinom slobodne ugljene kiseline u rastvoru. Istovremeno, postojeća zakonitost, najzad, daje mogućnost da se sadržaj Li posebno posmatra u ugljenokiselim i sumporovodoničnim ili slabosumporovodoničnim mineralnim vodama.

Ranija prostorna podela, kao što se videlo, nije dovela do značajnijih razlika između severne i južne grupe ležišta. Međutim, raspodela Li u sumporovodoničnim i ugljenokiselim vodama se zaista drastično razlikuje (Tabela 35). Pri tome se pokazalo da su ugljenokisele vode uglavnom glavni nosioci Li kao i one sumporovodonične sa povišenim sadržajem CO_2.

Tabela 35. — Sadržaj i zastupljenost Li u ugljenokiselim i sumporovodoničnim toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Gasni tip	Li		Na		CO_2
	mg/l $\bar{X}$	% mgekv $\bar{X}$	mg/l $\bar{X}$	% mgekv $\bar{X}$	mg/l $\bar{X}$ (N = 18)
Ugljenokisele vode N = 10—13	3,03	1,278	943	81,1%	620
Sumporovodonične vode, N = 23	0,28	0,273	143	35,7	39

Ako se izdvojene populacije, odnosno njihove sredine, provere putem kritične razlike geometrijskih parametara, lako se potvrđuje veza Li i CO_2.

Tabela 36. — Geometrijski parametri Li u ugljenokiselim i sumporovodoničnim mineralnim vodama Srbije.

Gasna vrsta vode	mg/l γ	σ	N
Ugljenokisele	0,303	0,018	13
Sumporovodonične	0,100	0,610	23

Logaritamske vrednosti gornjih parametara (Tabela 36) definišu razlike između sredina populacija sa $t_1 = \dfrac{\gamma I - \gamma II}{s} = 8{,}8$. To znači da ugljenokisele i sumporovodonične vode karakterišu posebne srednje vrednosti jer je $t_1 > t_3(2.73) > t_2(2.04)$.

LITIJUMONOSNOST TOPLIH I HLADNIH MINERALNIH VODA

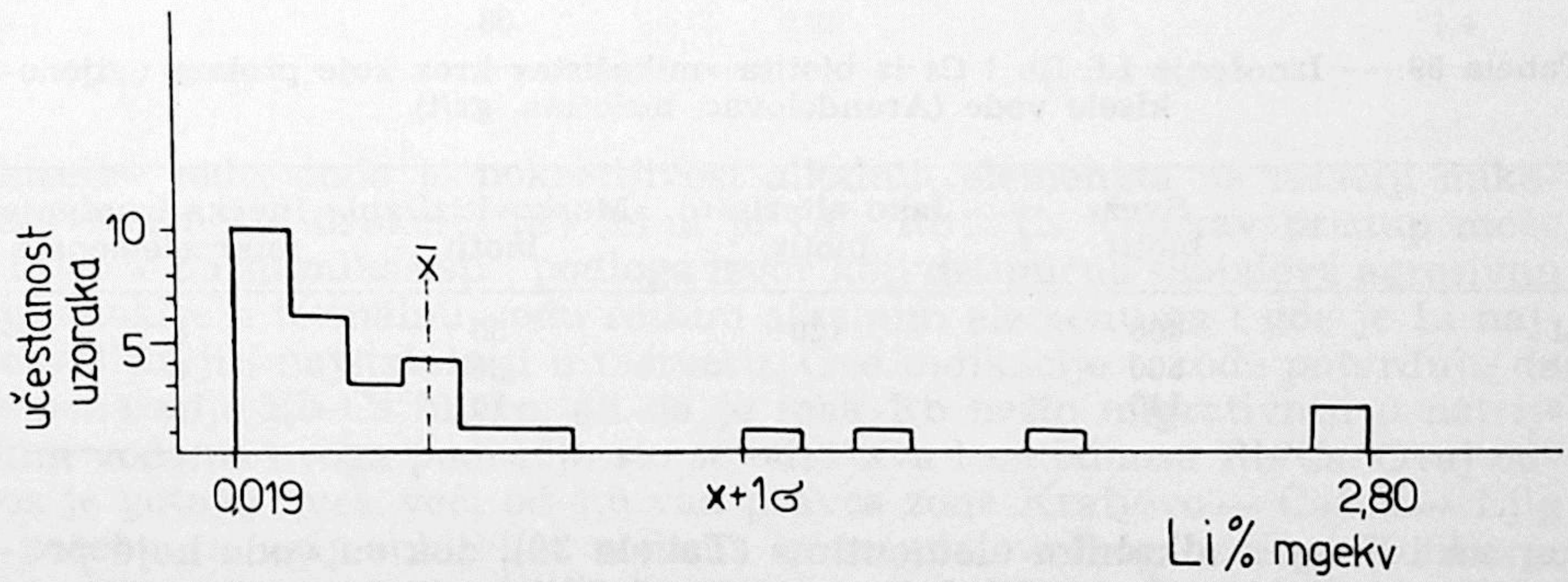
S obzirom na raspon sadržaja u kojima se javlja litijum u našim mineralnim vodama, što se potvrđuje i njihovom disperzijom, izražena je raznolika litijumonosnost pojedinih hidrotermalnih sistema ili ležišta mineralnih voda. Zastupljenost Li se kreće od 0,01—2,797% mgekv. U slučaju takvog rasipanja sadržaja Li korisno je, saglasno parametrima sredine, istaći ona ležišta koja se u ovim geohemijskim uslovima mogu okvalifikovati i kao ležišta litijumovih voda.

Raspodela Li, određena sa $\overline{X}$ i σ u mg/l, u okviru $\overline{X}+0{,}5\,\sigma$ (Tabela 37) pokazuje da u normalno rasejavanje spada 73% sadržaja. Stvarni početak anomalne populacije se nalazi van ovoga sigurnosnog intervala, na granici $(\overline{X}+1{,}0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$. Ali, kao i u gornjim primerima, svođenje na uticaj opšte mineralizacije predstavlja egzaktniji prilaz uvažavajući njihovu međusobnu zavisnost.

Tabela 37. — Statističke granice sadržaja Li za imenovanje mikrotipova mineralnih voda (Srbija)

I	mg/l	N = 33	
$(\overline{X}+0{,}5\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $X+0{,}5\sigma$	$(\overline{X}+1{,}0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $\overline{X}+1{,}0\sigma$
(2,21—0,30)	74	(3,09 — 0,30)	82
> 1,91		> 2,79	
Ležišta:		— Mataruška banja ($H_2S+HS+CO_2$)	
— Mataruška banja (Sl. CO_2+H_2S)		— Vrnjačka banja (CO_2)	
— Vrnjačka banja (CO_2)		. . . . .	
— Sijarinska banja (CO_2)		— Aranđelovac (1—3); (CO_2)	
— Aranđelovac (1—4); (CO_2)		. . . . .	
— Palanački kiseljak (b), CO_2			
— Kuršumlijska banja (CO_2+H_2S)			

Analizirajući relativnu zastupljenost Li na osnovu parametara njegove raspodele zapaža se i promena u strukturi samog histograma u odnosu na apsolutne sadržaje (Sl 24). Na rastojanju $X+0{,}5\,\sigma$ pa sve do $\overline{X}+1{,}0\,\sigma$ ne



Sl. 24 — Raspodela sadržaja Li (% mgekv) u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

sreću se anomalni sadržaji. Prag sigurnosti se poklapa sa početkom anomalne populacije (Tabela 38).

Tabela 38. — Statističke granice Li za imenovanje mikrotipova mineralnih voda po mikrosastavu (Srbija).

	Preračunato na katjonski sastav			
II	% mgekv		N = 34	
$(\bar{X}+0,5\ \sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $X+0,5\sigma$		$(X+1,0\ \sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% sadržaja u okviru $X+1,0\sigma$
(0,987—0,13) > 0,857	83		(1,383 — 0,13) > 1,253	83
Ležišta:				
— Mataruška banja			— Mataruška banja ($H_2S+HS+CO_2$)	
— Vrnjačka banja			— Vrnjačka banja (CO_2)	
— Aranđelovac (1—4)			— Aranđelovac (1—4; CO_2)	
— Kuršumlijska banja (?)			. . . . .	

Iz ovoga razmatranja se vidi da pojačano koncentrisanje Li u mineralnim vodama prati upravo vrstu ugljenokiselih voda i onih u čijem sastavu CO_2 nije zanemarljiv sastojak. S obzirom na rastvaračko dejstvo ugljene kiseline ova pojava nije slučajnost što se čak vidi i pri korelaciji CO_2 : Li ili Li : Na (Sl. 23). Odstupanje sadržaja Li od prosečne zavisnosti je ponekad toliko da oni delimično ukazuju na određene faktore koji utiču na obogaćenje voda litijumom (Aranđelovac). Ovi se ogledaju u pojačanom prisustvu ugljene kiseline u prirodnom rastvoru i u litijumonosnosti formacija kroz koje cirkulišu mineralne vode. Ako se analizira primer iz aranđelovačkog basena onda se još jasnije sagledavaju složeni uticaji formiranja krajnjeg sastava ovih kiselih voda.

U skladu sa ovim posmatraćemo neke naše podatke o ugljenokiselim vodama iz Aranđelovca (»Bukovička kisela voda«). Ugljenokisele vode iz bušotine prolaze kroz mikašist, odnosno podlogu iz oboda granitskog masiva. Stena je veoma bogata biotitom koji je prošao razne stadijume epigeneze i toliko je alterisan da se sreću prelazi od svežeg do belog obezbojenog liskuna-»muskovita«. Muskovitizirani biotit je krajnje osiromašen litijumom i drugim alkalnim elementima (Tabela 39), dok su vode koje prolaze kroz kristalastu seriju i druge stene u dubljim nivoima koncentrisale Li od 1,33—2,79% mgekv i istovremeno su obogaćene i slobodnom uglje-

Tabela 39. — Iznošenje Li, Rb i Cs iz biotita »mikašista« kroz koje prolaze ugljenokisele vode (Aranđelovac, bušotina, gr/t)

	Svež« biotit	Jako alterisani biotit	»Muskovitizirani« biotit	Indeks iznošenja mikroelemenata
Li	400	120	50	8
Rb	500		80	6
Cs	140		10	14

nom kiselinom (> 1000 mg/l). Ova veza između Li u steni i Li u vodi, na osnovu svih indikacija, sigurno postoji. Jer, kako se pokazalo (Tabela 39) u bezbojnom liskunu je sadržaj alkalnih mikroelemenata smanjen za nekoliko puta u odnosu na svež biotit, a voda je značajno obogaćena posebno litijumom. Ova pojava ukazuje da ugljenokisele vode trajno deluju na kontaktne stene, ali nisu isključena i odstupanja u drugim slučajevima sa drukčijom podlogom i drugim uslovima cirkulacije voda. Tako ugljenokisele vode preuzimaju neke količine alkalnih mikroelemenata. Ali, za sada nije poznato kakav je uticaj pojedinih formacija na profilu bušotine u odnosu na ukupni sadržaj retkih alkalnih elemenata u vodi.

Migrativnost retkih alkalnih elemenata u ovim natrijskim vodama koje prolaze kroz kristalaste i sedimentne stene, a možda i obod granitoida, očigledno je različita. Ova je izračunata po postupku P e r e l m a n a i to na sledeći način:

$$K_m = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x}$$

gde je m_x — sadržaj elementa u vodi, a — opšta mineralizacija vode i n_x — sadržaj elemenata u okolnim stenama iz kojih teku proučavane vode. Koeficijenti migracije Li, Rb i Cs (Tabela 40) pokazuju da se pokretljivost alkalnih mikroelemenata u ugljenokiselim vodama ovoga područja, posmatrana u površinskom delu izvora, kreće po sledećem redosledu: Li > Rb > Cs. Međutim, ako se uzme samo mikašist u odnosu na isti izvor

Tabela 40. — Koeficijenti vodne migracije Li, Rb i Cs u ugljenokiselim vodama (CO_2) iz Aranđelovca (Srbija)

	N	$\bar{X}$ u steni gr/t	$\bar{X}$ u vodi mg/l	Koeficijent vodne migracije u odnosu na okolne stene za područje	Koeficijent v. migracije u odnosu na mikašist (N=1)
Li	14	30	5,77	21	14
Rb	9	60	0,53	4,2	1,4
Cs	1	80	0,26	1,4	1,4

»kisele« vode, onda je pokretljivost alkalnih elemenata na relaciji mikašist-voda nešto drukčija pri čemu je Li > Rb ≅ Cs. Ovakav pristup može da ukaže da su mikašisti i podloga izvor koji delimično snabdeva agresivnu ugljenokiselu termalnu vodu retkim alkalnim elementima i gde je Li najpokretljiviji i najstabilniji u rastvoru. Ove indikacije takođe potvrđuju da je ponašanje Rb-Cs blisko, ali da je ipak Rb nešto migrativniji u natrijskim vodama ovoga područja što se odražava i na odnosu Rb/Cs. Ovaj odnos je gotovo uvek veći od 1,0 van pravca zone Kraljevo — Čačak — Ljig a posebno u ugljenokiselim vodama iz aranđelovačkog basena. Koliko je ovaj odnos povezan sa adsorbcijom Cs u natrijskim vodama teško je da se tvrdi, mada je istovremeno i odnos K/Cs u ovome basenu ponekad veći od 1000 što ide u prilog pojavi adsorbcije.

Temperatura toplih i hladnih mineralnih voda i njena povezanost sa sadržajem Li nije do sada dovoljno razmatrana. E l l i s i M a h o n (1964.) su eksperimentalno izučavali iznošenje Li zagrevajući vodeni rastvor sa stenom do 350° u vremenu od 300 časova. Zaključili su da je sadržaj Li u direktnoj funkciji sa temperaturom u laboratorijskim uslovima.

Posmatrajući ovaj problem putem korelacije Li : T° u prirodnim uslovima pojavljivanja mineralnih voda Srbije nije moglo da se dođe do stvarne veze između ovih promenljivih. Preko $Y_c = 29{,}1 + 23{,}5\,x$ međuzavisnost je okarakterisana sa $r = 0$, što može da bude i normalno za postojeću raspodelu Li na različitim vodopunktovima. Zato temperatura vode, prema dosadašnjim podacima, koja se kreće od oko 15—97°, sama za sebe, bitno ne utiče na formiranje litijumovih voda u ispitivanoj oblasti.

STRONCIJUM I BARIJUM

Stroncijum i barijum su elementi koji su dosta rasprostranjeni u zemljinoj kori i biosferi i često se prate. Migracija ovih elemenata stoji u izvesnoj vezi sa kalcijumom i kalijumom u stenama i mineralima, dok se u biosferi i hidrosferi različito ponašaju.

Na sadržaj barijuma u vodama presudno dejstvo imaju geohemijske barijere među kojima su adsorbcioni procesi (gline, bentoniti, hidroksidi Fe i Mn) a zatim sulfatizacija voda pri čemu se barijum, kao i stroncijum, obara u vidu sulfata. Rastvorljivost $BaSO_4$ kontroliše sadržaj barijuma u vodi i raste sa povećanjem pritiska CO_2. Slično je i sa $BaCO_3$ a na njegovu rastvorljivost utiče NaCl, KCl ili LiCl.

Hloridno-natrijske vode postižu najveće obogaćenje stroncijumom a čiji se sadržaj smanjuje prema hloridno-kalcijskim hidrokarbonatno-natrijskim i najniži sadržaj stroncijuma karakteriše sulfatne vode. Različiti koncentracioni nivoi sadržaja Sr i Ba u vodama dolaze od različite rastvorljivosti $SrCl_2$ i $BaCl_2$, odnosno $BaCl_2$ je manje rastvorljiv u sulfatnim vodama nego što je to slučaj kod $SrCl_2$.

Njihova migracija je najjače izražena u hloridnom i hidrokarbonatnom obliku, te je stoga iznošenje ovih elemenata iz naftonosnih sedimenata jače ako su u karbonatnoj formi i znatno slabija u sulfatnoj (42, 48). To se događa u hloridno-natrijskim naftonosnim vodama i one se jako obogaćuju stroncijumom i barijumom. Mešanjem voda povišenog sadržaja stroncijuma i barijuma sa sulfatnim vodama nastupa značajno taloženje jednog i drugog sastojka.

U slučaju hloridno-natrijskih voda, kao i drugih, pojava da se odnos Ca/Sr približava ili je manji od 1,0 ukazuje da koncentrisanje Sr teče na račun rastvaranja koncentracija njegovih minerala u sedimentima kroz koje cirkuliše voda. Na suprot tome, kod običnog epigenetskog ispiranja iz sedimentnih i karbonatnih stena odnos Ca/Sr u vodi iznosi oko 200, dok u vodama morskog porekla silazi prema indeksu 33 (48). Stoga, zavisno od uslova migracije, sadržaj Sr u podzemnim vodama može da dostigne do 300 mg/l a Ba do 80 mg/l.

Za naše vode do sada nisu postojale nikakve srednje vrednosti a posebno za termalne i mineralne bez obzira da li su poreklom iz sedimentnih zasoljenih naftnih formacija ili iz sedimentno-vulkansko-metamorfnih terena.

STRONCIJUM I BARIJUM U MINERALNIM VODAMA SRBIJE

Stroncijum i barijum, a naročito stroncijum, stalni su sastojci toplih i mineralnih voda posmatrane oblasti. Količinski odnosi se značajno razlikuju (Tabela 42) sa jedne strane zbog dejstva sulfatnih voda, koje se javljaju kao barijera, a sa druge strane zbog uticaja CO_2 na rastvorljivost

Tabela 41. — Statistički parametri za Sr u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije

mg/l			N=34	% mgekv			
				Preračunato na ΣK			
$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X}$	$\sigma/\sqrt{N}$	σ	$\bar{\gamma}$
0,77	±0,13	0,749	0,46	0,096	±0,010	0,056	0,080

Tabela 42. — Sadržaj i zastupljenost Sr i Ba u mineralnim vodama

Ležišta	Sr		Ba		M
	mg/l	% mgekv	mg/l	% mgekv	
G. Toplica	0,29	0,104	0,031	0,007	0,47
Višnjica	1,50	—	0,018	—	1,50
Savinac	0,35	0,080	0,036	0,005	0,73
Koviljača	0,35	0,042	0,033	0,003	1,33
Brđani	0,14	0,017	0,025	0,002	1,41
Mlakovac	0,52	0,145	0,100	0,018	0,65
G. Trepča	0,17	0,057	0,040	0,009	0,55
Ovčar banja	0,53	0,118	0,053	0,008	0,66
Sirča	0,26	0,042	0,027	0,002	0,90
Mataruška banja	1,20	0,136	0,090	0,006	1,38
Vitanovac	0,50	0,090	0,020	0,010	1,05
Bogutovačka banja	0,34	0,088	0,012	0,002	0,53
Lopatnica	0,28	0,097	0,022	0,005	0,35
Vrnjačka banja	4,70	0,307	0,660	0,028	2,94
Jošanička banja	0,03	0,022	0,003	0,002	0,27
Suva česma	1,70	0,071	0,052	0,001	4,30
Ribarska banja	0,70	0,0198	0,030	0,005	0,40
Kuršumlijska b. (č)	1,58	0,096	0,140	0,005	2,90
Kuršumlijska b. (k)	1,65	0,098	0,040	0,002	3,00
Sijarinska banja	1,02	0,044	0,140	0,004	3,40
Sijarinska banja	1,62	0,053	0,210	0,004	5,70
Vranjska banja	1,15	0,152	0,014	0,001	1,80
Bujanovac	1,33	0,064	0,007	0,000	4,10
Aranđelovac 1	0,45	0,054	0,100	0,008	1,50
2	2,70	0,176	0,270	0,011	2,70
3	1,28	0,069	0,220	0,007	3,20
4	0,37	0,067	0,067	0,008	0,98
Niška banja	0,22	0,089	0,016	0,004	0,37
Sokobanja (M)	0,22	0,081	0,010	0,002	0,47
Sokobanja (i)	0,22	0,081	0,010	0,002	0,47
Brestovačka b. (k)	0,82	0,157	0,090	0,010	0,82
Brestovačka b. (č)	0,76	0,153	0,080	0,010	0,76
Beljanica	0,15	0,049	0,017	0,004	0,53
Palanački kiseljak (b)	2,80	0,063	0,77	0,011	7,20
Ilidža (Sarajevo)	3,20	0,167	0,300	0,010	3,20

$BaSO_4$ ili $BaCO_3$. Važnu ulogu imaju i drugi spomenuti faktori čije delovanje na iznošenje iz kontaktnih stena pomaže migraciju barijuma zajedno sa stroncijumom.

Stroncijum. — Sadržaji stroncijuma se nalaze u okviru 0,03—4,70 mg/l ili 0,022—0,307% mgekv (Tabela 42). Rasipanje sadržaja stroncijuma nije naročito izraženo, što se zapaža iz njegovih parametara (Tabela 41). Sam odnos $\bar{X}/\bar{\gamma}=1{,}2$ sa svoje strane podvlači da je prisutna prosečno slaba heterogenost sadržaja. Jer, iako se u prostoru primećuju izvesne razlike i mestimična obogaćenja voda (mg/l) u sadržaju Sr, relativna zastupljenost (% mgekv), kao kontrolni faktor, u većini slučajeva čini ih zanemarljivim.

Ova pojava se najbolje vidi ako se posmatra raspored prosečnih sadržaja po prostornim grupacijama u okviru Vardarske zone i graničnog Karpatobalkanskog područja, ili, pak, po gasnom tipu vode (Tabela 43).

Tabela 43. — Raspodela Sr u vodama Vardarske zone i graničnog područja Karpatobalkanskog pojasa u Srbiji

Oblasti	mg/l Sr X	% mgekv Sr X
Severna grupa Vardarske zone N=12	0,49	0,084
Južna grupa Vardarske zone N=14		0,105
Vardarska zona N=26	1,02	0,096
Granično područje Karpatobalkanskog pojasa N=6	0,38	0,089

Uprkos tome što u nekim delovima pojedinih prostornih područja preovlađuje ugljenokiseli a u drugom sumporovodonični tip, računajući i mešanje ova dva tipa, ipak prosečna raspodela ne pokazuje bitna odstupanja. U slučaju gasnih tipova (Tabela 44) relativna zastupljenost Sr ne ističe posebno opredeljenje u pogledu koncentrisanja ovoga elementa u bilo kome tipu*. Istina u ugljenokiselim mineralnim vodama sreću se njegovi najviši sadržaji. No te mestimične razlike se kvantitativno ne potvrđuju za tip u celini, naročito kada se za sredine populacija ispita kritična vrednost »t_1«.

Iz gornjih podataka (Tabela 45) vidi se da je $t_1<t_2<t_3$ čime se ne zadovoljava zahtev da vrednost t_1 bude veća od teorijskih vrednosti. Samim tim, prisutne razlike između sredina ovih dveju populacija predstavljaju se kao slučajne. To znači da ugljenokisele i sumporovodonične vode imaju prosečno slične uslove za koncentrisanje Sr i njegovo održavanje u vodenoj sredini sasvim prirodno uvažavajući specifičnosti režima u kojima se

* Iz ovoga se izuzimaju naftne hloridno-natrijske vode (Panonski basen).

formiraju ugljenokisele vode. Ova pojava verovatno delimično nalazi svoje objašnjenje u povezanosti Sr i pojedinih sastojaka u mineralnim vodama.

Zavisnost Sr i nekih komponenata. Postavljeni problem zahteva da se ispita zavisnost HCO_3, Na i CO_2 sa jedne strane i Sr sa druge strane, odnosno onih sastojaka koji uglavnom značajno utiču na sadržaj opšte mineralizacije.

Tabela 44. — Sadržaj Sr u ugljenokiselim i sumporovodoničnim mineralnim vodama Srbije ($\bar{X}$)

Gasni tip	mg/l	% mgekv
Ugljenokisele N=12	1,83	0,100
Sumporovodonične N=22	0,50	0,085

Postavljanjem hidrokarbonatnog i jona stroncijuma u statistički odnos ustanovljava se sigurna zavisnost a slično je i kod Na (tabela 46). Očigledno je, pri tome, da jačina veze pojedinih katjona i anjona otkriva činioce koji jače ili slabije utiču na njegovo odražavanje u vodenoj sredini. Saglasno tome, ne uočava se isključivost uticaja samo jedne već je to slo-

Tabela 45. — Kritična razlika geometrijskih sredina Sr u ugljenokiselim i sumporovodoničnim vodama Srbije.

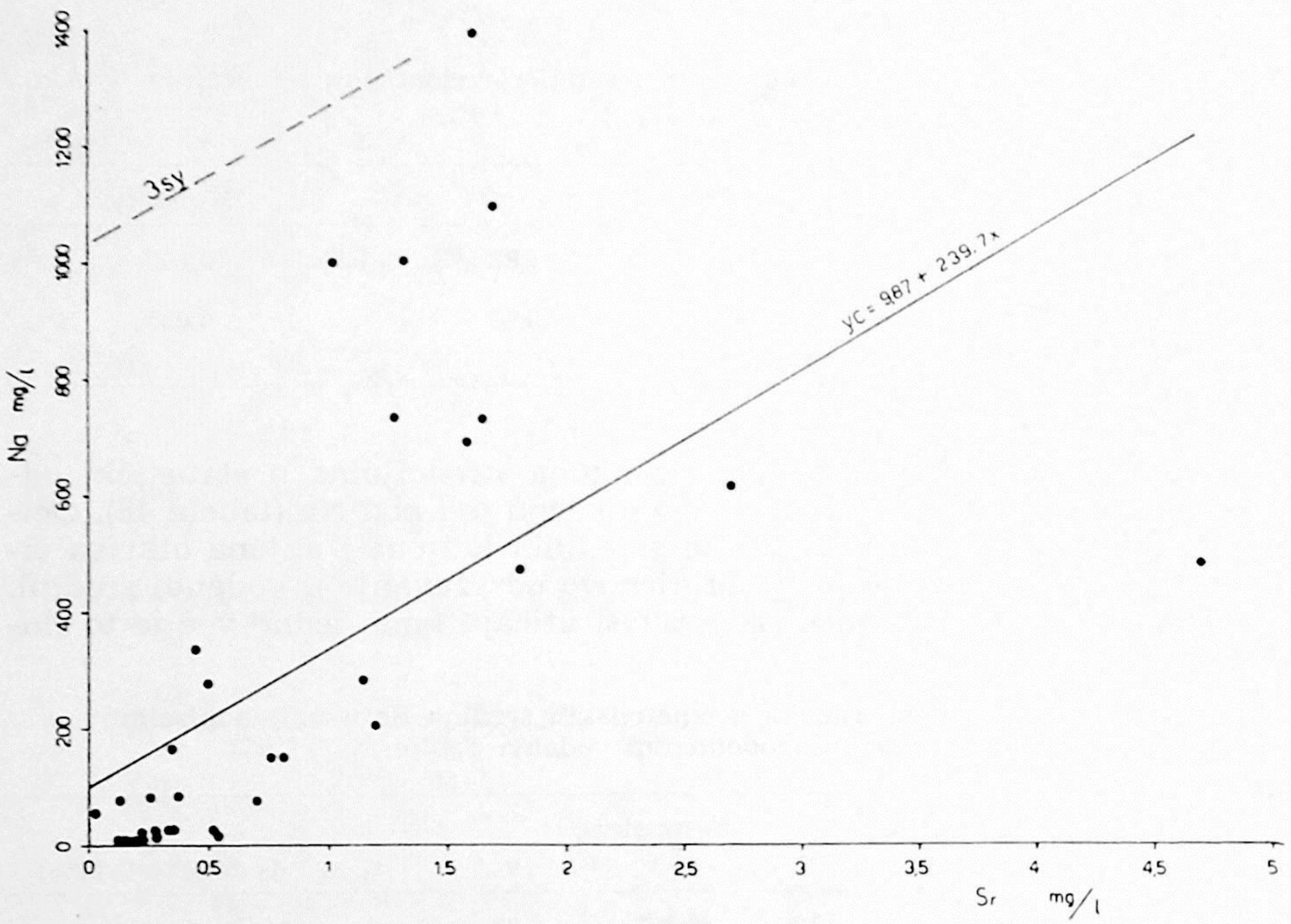
Gasni tip vode	% mgekv					
	N	$\bar{\gamma}$	σ	t_1	t_2 (5%)	t_3 (1%)
Ugljenokisele	12	0,083	0,23	1,10	2,04	2,75
Sumporovodonične	22	0,061	0,48			

ženo dejstvo više komponenata. U tome slučaju hidrokarbonatni i jon Na se odlikuju najjačom povezanošću sa stroncijumom u vodama posmatranog geološkog kompleksa, dok se veza CO_2 i Sr približava teorijskom nivou (95%) važnosti. Međutim, zbog uzajamnog pokrivanja dejstva prisutnih jona parcijalna korelacija razgraničava ovu međuzavisnost i dobija se drukčiji odnos proučavanih komponenata sa stroncijumom (tabela 47). Na ovaj način se dolazi do selekcije dejstva pojedinačnih parova. U stvari, pokazalo se da je neosporan uticaj HCO_3 i Na, kao i znatno slabije CO_2, na migraciju i koncentrisanje stroncijuma u ovim vodama, smanjujući uticaj SO_4 i drugih sastojaka na minimum.

Sulfatni jon (sl. 28) čak i kvalitativno ukazuje da se pri njegovim visokim sadržajima ne javlja izuzetno nizak sadržaj Sr. To se odnosi na hidrokarbonatno-sulfatne i sulfatne* gde sadržaj Sr retko doseže 1,3 mg/l

* Ova pojava se zapaža u ležištu mineralne vode Brestovačka banja, Brđani, Sirča, Vranjska banja i dr.

zbog čega je veza Sr : SO_4 odsutna, jer je $r_1 = 0{,}01$ (tabela 46). Negativna korelacija bi odražavala uslove mešanja sa kiselim sulfatnim vodama pri čemu se taloži $SrSO_4$. U našem slučaju, sudeći i po zastupljenosti Sr u svim hemijskim tipovima mineralnih voda, ova pojava nije uočljiva i ne utiče na raspodelu ovoga elementa u značajnijoj meri.



Sl. 25. — Korelacija Sr i Na u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Zavisnost Ca : Sr se izražava u vidu tendencije pozitivne korelacije, ali se ne potvrđuje kao opšta zakonitost usled niske vrednosti koeficijenta korelacije (tabela 46). Razlike u putevima migracije ova dva elementa, koja proističe iz hemizma vode, jasno se sagledavaju iz odnosa Ca/Sr. Indeksi

Tabela 46. — Zavisnost nekih sastojaka i Sr u mineralnim vodama Srbije

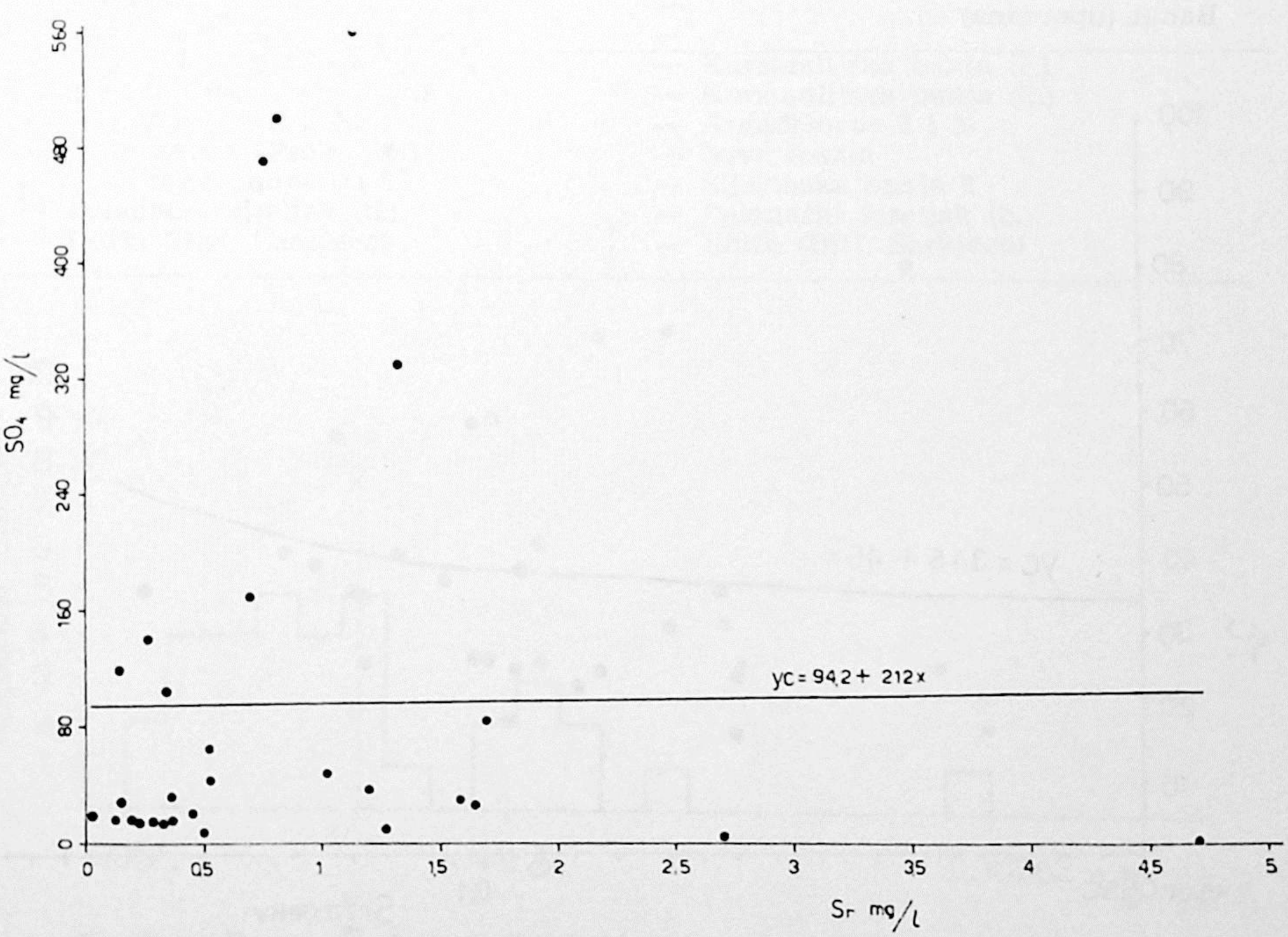
Analitički parovi	N	r_1	% zavisnost	Teorijski nivo važnost »r« P_{005}% (r_2)	P_{001}% (r_3)	Odnosi »r«
HCO_3:Sr	32	0,60	36	0,35	0,45	$r_1 > r_3 > r_2$
Na:Sr	32	0,58	34	0,35	0,45	$r_1 > r_3 > r_2$
Co_2:Sr	18	0,44	19	0,47	0,59	$r_1 < r_2 < r_3$
Ca:Sr	32	0,27	7,2	0,35	0,45	$r_1 < r_2 < r_3$
Sr:SO_4	32	0,01	0,001	0,35	0,45	$r_1 < r_2 < r_3$

vrednosti ovoga odnosa u raznim hemijskim vrstama mineralnih voda kreću se u granicama 6—706. Odstupanje od srednje vrednosti odnosa Ca/Sr = 165 i spuštanje prema nivou Ca : Sr = 1 : 1 navodi na zaključak da se u svakom takvom ležištu vrši pojačano pokretanje Sr iz kontaktnih formacija u čemu mogu da učestvuju jača ili slabija nagomilanja minerala stroncijuma.

Tabela 47. — Koeficijenti čiste zavisnosti nekih sastojaka i Sr u mineralnim vodama Srbije

Analitički parovi	Prvobitno »«r	Čisto »r«
HCO_3:Sr	0,60	0,49
Na:Sr	0,58	0,43
CO_2:Sr	0,44	0,16

Ovakav karakterističan odnos Ca/Sr sreće se za sada samo u vodama panonskih sedimenata u oblasti Banata (Ovča) i to u jako zasoljenim hloridno-natrijskim vodama. Mineralizacija ovih voda dostiže oko 17 gr/l soli (S. Pokrajac, Z. Červenjak). Odnos Ca/Sr približava se 1,0 pri sadržaju stroncijuma oko 48 mg/l i barijuma 12 mg/l (M. Arsenijević). Ova pojava je veoma indikativna i može da ima veze sa nagomilanjima Sr u podlozi i da posluži kao indikator za istraživanje stroncijumovih i drugih minerala njegovih pratilaca.

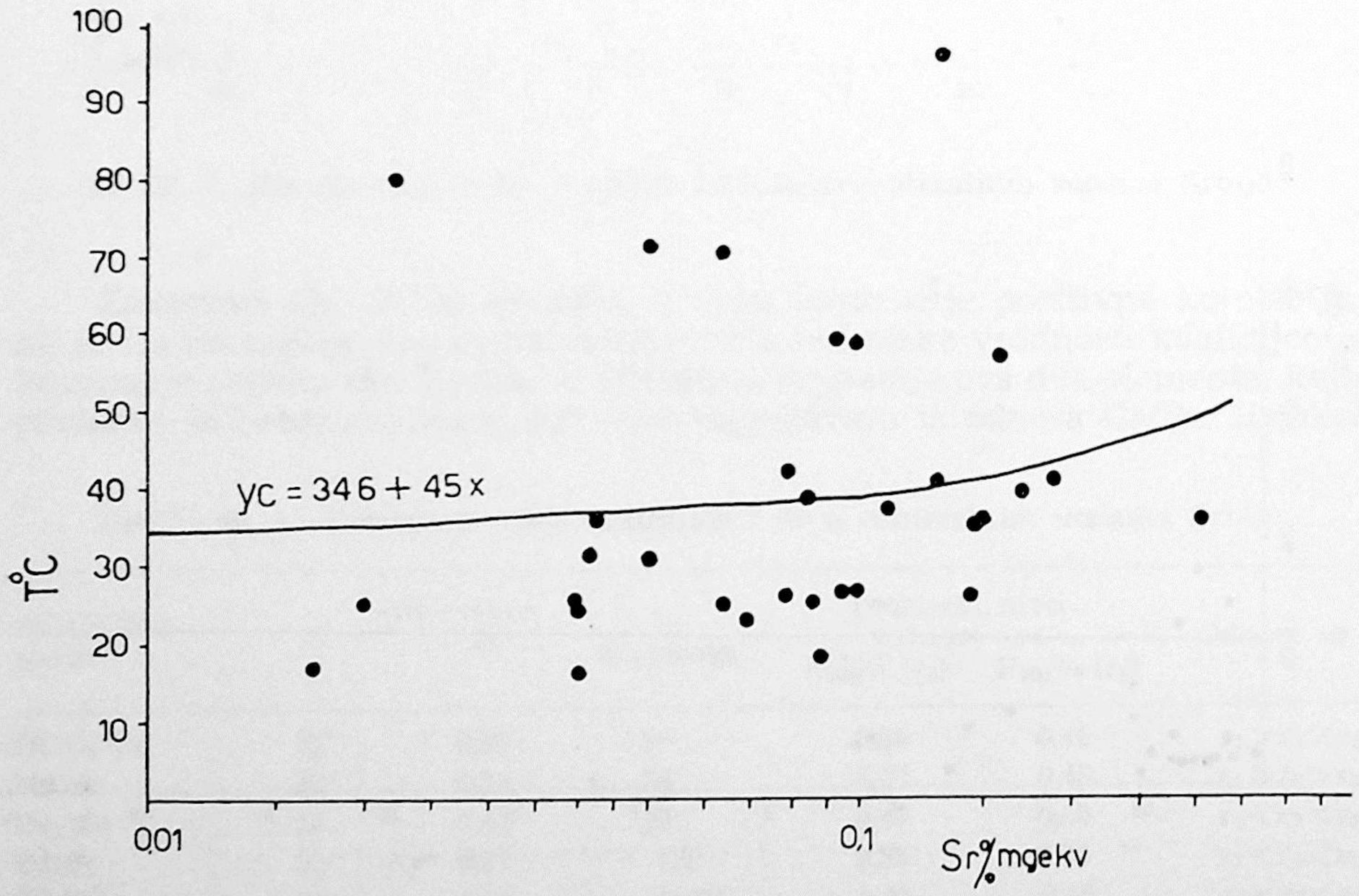


Sl. 26. — Dijagram rasturanja Sr:SO_4 u mineralnim vodama Srbije.

Pomenuti makro i mikrosastav voda se ne sreće među izučavanim toplim i mineralnim vodama Srbije osim što se dokazuje uticaj Na, HCO_3 i CO_2 na koncentrisanje ovoga elementa. Hloridnost za ove vode (bez Pa-

Tabela 48. — Odnos Ca/Sr u mineralnim vodama Srbije

Ležišta	Ca/Sr iz mg/l	Ležišta	Ca/Sr iz mg/l
Ovčar banja	181	Mlakovac	156
Mataruška banja	30	G. Trepča	289
Vrnjačka banja	10	Vitanovac	16
Bogutovačka banja	147	Ilidža (Sarajevo)	150
Lopatnica	128	Sirča	84
Sokobanja	661	Kuršumlijska banja	16
Sokobanja	381	Kuršumlijska banja	19
Jošanička banja	66	Suva česma	26
Koviljača	354	Sijarinska banja	50
Beljanica	706	Sijarinska banja	23
Vranjska banja	22	Brestovačka banja	107
Bujanovačka banja	27	Brestovačka banja	107
Ribarska banja	6	Aranđelovac	111
Niška banja	318	Aranđelovac	31
G. Toplica	250	Aranđelovac	82
Savinac	242	Aranđelovac	243
Brđani	428		
OVČA: hloridno-natrijska ~ Panonski basen, Banat (uporedna)	1,0		



Sl. 27. — Zavisnost Sr i T° u toplim i mineralnim vodama Srbije.

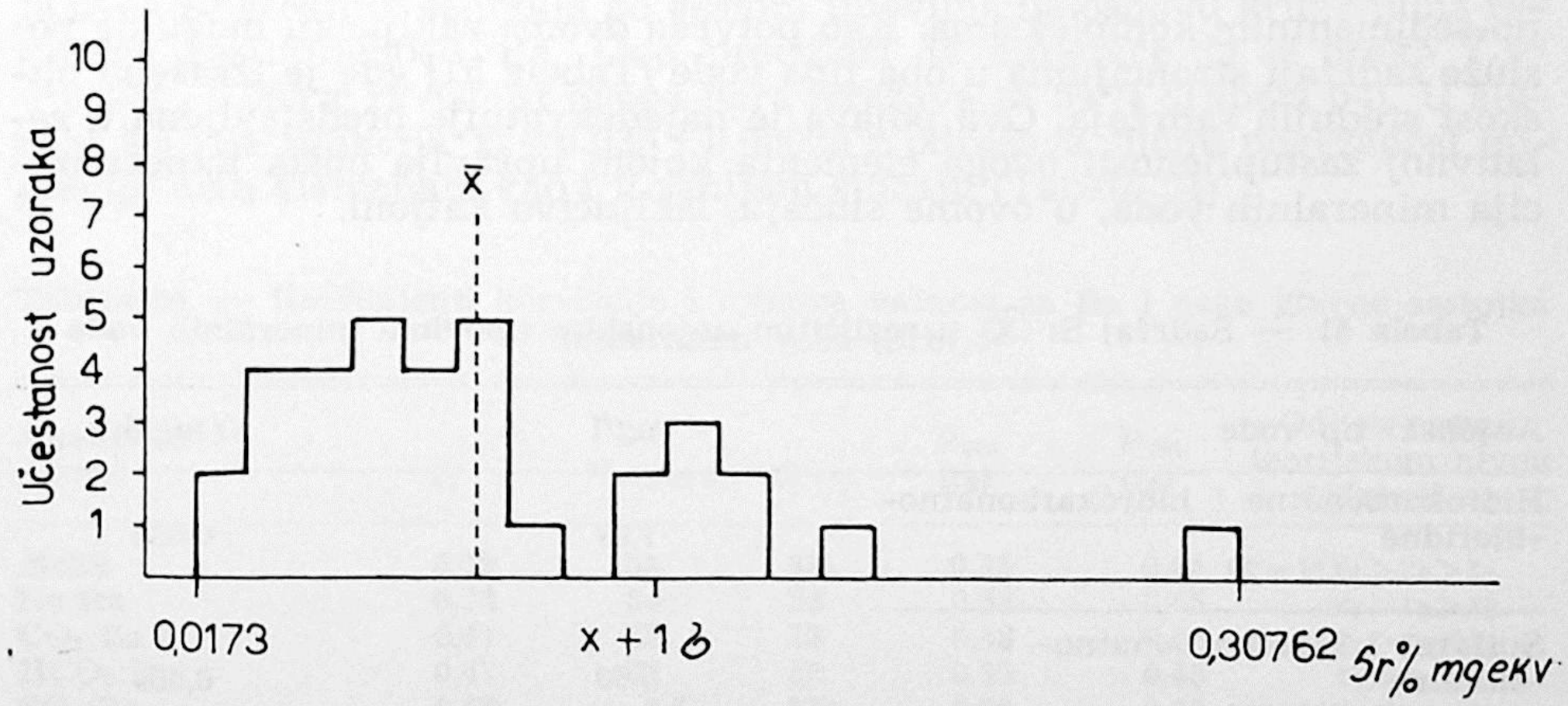
nonskog basena), očigledno nije karakteristična. Naprotiv, odlikuju se po pretežno hidrokarbonatno-natrijskom karakteru, što i objašnjava niže sadržaje Sr u odnosu na izrazito obogaćenje vode iz ležišta Ovča.

Osim toga, odnos sadržaja Sr i temperature vode daje koeficijent korelacije $r=0$. Ovaj parametar dovoljno jasno svedoči o slabom uticaju temperature na koncentrisanje stroncijuma u mineralnim vodama ovoga područja (Sl. 27.).

Stroncijumonosnost mineralnih voda. — S obzirom da se sadržaj Sr nalazi u pomenutim granicama korisno je da se ispita i uporedi raspodela težinske i relativne zastupljenosti (Tabela 49).

Tabela 49. — Statističke granice Sr za imenovanje mikrotipova mineralnih voda (Srbija)

I.	mg/l N=32		
$(\bar{X}+0{,}5\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $X+0{,}5\sigma$	$(\bar{X}+1{,}0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $X+1{,}0\sigma$
(1,15—0,13) > 1,03	60	(1,52—0,13) > 1,39	77
Ležišta:			
— Višnjica		— Višnjica	
— Vrnjačka banja		— Vrnjačka banja	
— Mataruška banja		—	
— Vranjska banja		—	
— Bujanovačko vrelo		—	
— Kuršumlijska banja		— Kuršumlijska banja (č.)	
— Kuršumlijska banja (k.)		— Kuršumlijska banja (k.)	
— Aranđelovac 1, 2 i 3		— Aranđelovac 2 i 3	
— Suva česma (Prokuplje)		— Suva česma	
— Sijarinska banja 1 i 2		— Sijarinska banja 2	
— Palanački kiseljak (b.)		— Palanački kiseljak (b.)	
— Ilidža (BiH, Sarajevo)		— Ilidža (BiH, Sarajevo)	



Sl. 28. — Raspodela Sr u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije.

Ako se uporede podaci (tabela 49, I i tabela 50, II) po oba postupka odmah se zapaža da težinski sadržaj i relativna zastupljenost karakterišu ležišta voda na različite načine. Apsolutni sadržaj ne registruje povišenu stroncijumonosnost voda u svim ležištima isto kao i u slučaju kada se uzme u obzir i relativna zastupljenost, odnosno genetski činilac (tabela 50, II). Prema tome u stroncijumove vode mogu da se računaju sve one koje za-

Tabela 50. — Statističke granice Sr za imenovanje mikrotipova mineralnih voda (Srbija)

II.	% mgekv N = 34		
$(\bar{X}+0,5\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $X+0,5\,\sigma$	$(\bar{X}+1,0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$	% uzoraka u okviru $X+1,0\sigma$
> 0,110	74	> 0,142	85
Ležišta:			
— Vrnjačka banja		— Vrnjačka banja (0,307%)	
— Mataruška banja		— Mataruška banja (0,140%)	
— Vranjska banja		— Vranjska banja (0,152%)	
— Ribarska banja		— Ribarska banja (0,198%)	
— Mlakovac		— Mlakovac (0,145%)	
— Ovčar banja		— Ovčar banja (0,120%)	
— Aranđelovac		— Aranđelovac (0,176%)	
— Brestovačka banja		— Brestovčka banja (0,157%)	
— Ilidža (BiH, Sarajevo)		— Ilidža (BiH, Sarajevo) 0,167%)	

dovoljavaju statističku granicu $(\bar{X}+1,0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}$ bez obzira na gasni sastav i geotektonski položaj ležišta. Istovremeno, ovim se pokazuje povezanost Sr sa hidrokarbonatnim i sulfatnim vodama u magmatsko-metamorfno-sedimentnim kompleksima. Kao potvrda ovome zaključku mogu da posluže sadržaji stroncijuma u oba tipa vode (Tabela 51) gde je izražena bliskost srednjih sadržaja. Ova pojava je najadekvatnije predstavljena u relativnoj zastupljenosti ovoga elementa kojom upravlja opšta mineralizacija mineralnih voda, u ovome slučaju, isključivo katjoni.

Tabela 51. — Sadržaj Sr ($\bar{X}$) u različitim anjonskim tipovima mineralnih voda

Anjonski tip vode	mg/l	% mgekv
Hidrokarbonatne i hidrokarbonatno-hloridne N = 22	1,09	0,080
Sulfatne i hidrokarbonatno-sulfatne N = 12	0 60	0,089

Barijum. — Sadržaj barijuma u mineralnim vodama, na proučavanom području, kreće se od 0,007 do 0,77 mg/l ili 0,000—0,028% mgekv. Prosečna homogenost raspodele može da se izrazi i odnosom $X/\gamma = 1{,}7$ (iz mg/l) ili 1,1 (iz % mgekv), što se zapaža i iz donjih parametara (Tabela 52).

Tabela 52. — Statistički parametri Ba u mineralnim vodama (Srbija)

mg/l				% mgekv			
$\bar{X} \pm \sigma/\sqrt{N}$		σ	$\bar{\gamma}$	$\bar{X} \pm \sigma/\sqrt{N}$		σ	γ
0,11	0,025	0,151	0,063	0,0065	0,0014	0,0084	0,0055

Raspodela ovoga elementa u mineralnim vodama može da se posmatra na više načina, odnosno po njenim različitim karakteristikama. Ako se ova proučava po gasnim tipovima zapaža se da se barijum prosečno više koncentriše u ugljenokiselim nego u sumporovodoničnim (tabela 53) mineral-

Tabela 53. — Zastupljenost Ba po gasnim tipovima mineralnih voda (Srbija)

Gasni tip	mg/l X	% mgekv X
Ugljenokisele (CO_2)	0,150	0,0066
Sumporovodonične (H_2S+HS)	0,032	0,0054

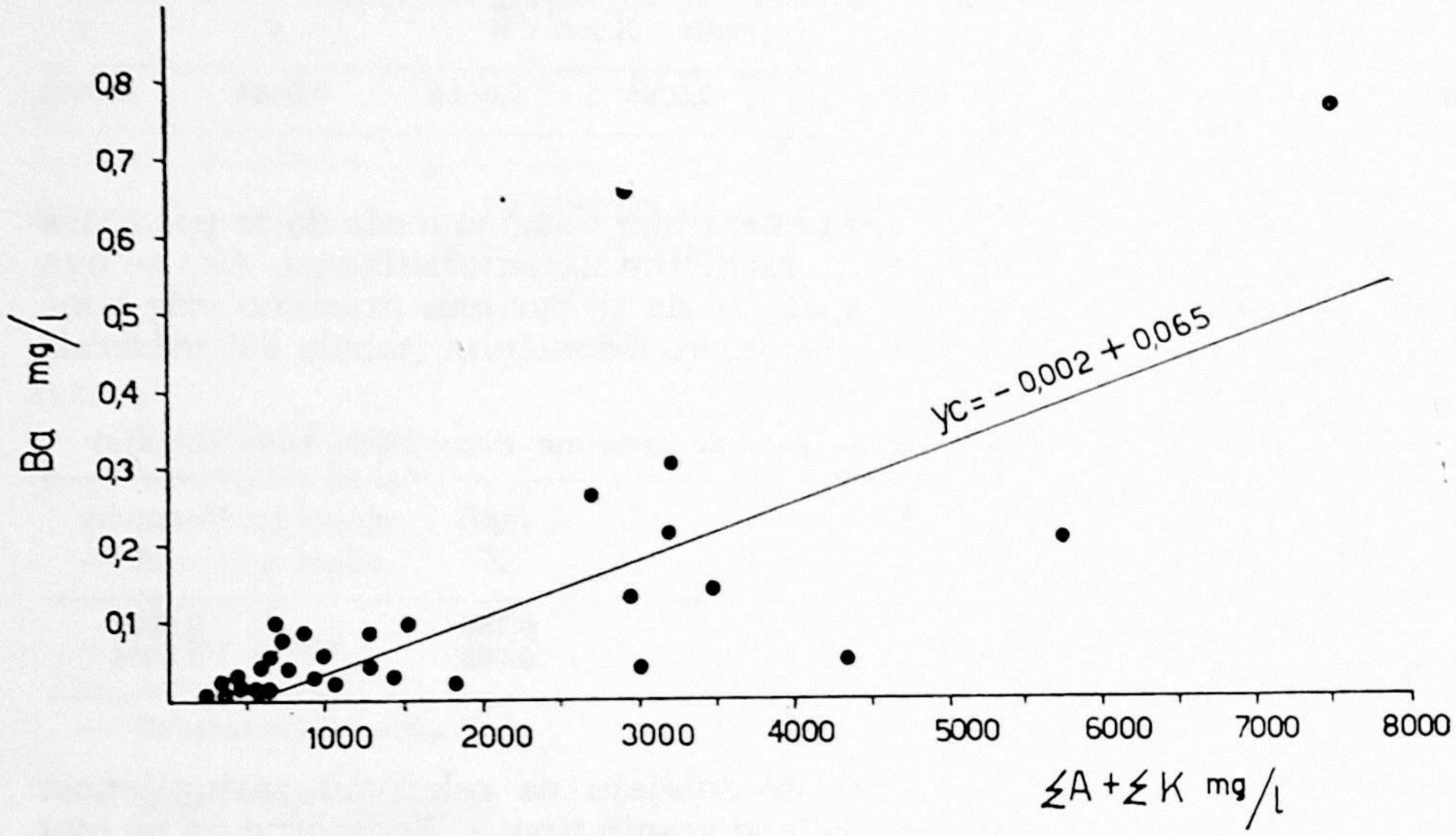
nim vodama. Sasvim drugi odnosi se dobijaju za relativnu zastupljenost gde se gotovo i ne zapažaju razlike kod gasnih tipova. Neosporno da na ovu pojavu utiče uzajamna povezanost barijuma i različitih komponenata u vodenim rastvorima.

Veza barijuma i glavnih sastojaka. Gotovo petostruko veći sadržaj Ba u ugljenokiselim vodama jedino može da se objasni njegovom povezanošću sa zasoljenošću voda. Iz korelacije $(\Sigma A + \Sigma K) : Ba$ odmah postaje jasnija bliskost srednjih sadržaja po gasnim tipovima na osnovu kriterijuma relativne zastupljenosti Ba. Ovo proizilazi iz činjenice da se preko $Y_c = 0{,}002 + 0{,}065\,x$ zavisnost ovoga para izražava sa 54% (Tabela 54). U slučaju Na : Ba funkcija $Y_c = 0{,}035 + 0{,}00025\,x$ odražava sličnu povezanost migracije ovih elemenata kao i u ranijem slučaju (Tabela 54).

Tabela 54. — Koeficijenti korelacije i njihova važnost za Ba i neke glavne sastojke mineralnih voda (Srbija)

Analitički parovi	r_1	% veze	N	P_{005} (r_2)	P_{001} (r_3)	Odnos prema teorijskom nivou važnosti r
M:Ba	0,73	54	33	0,35	0,45	$r_1 > r_3 > r_2$
Na:Ba	0,73	54	33	0,35	0,45	$r_1 > r_3 > r_2$
CO_2:Ba	0,57	33	13	0,48	0,61	$r_1 > r_2 < r_3$
HCO_3:Ba	0,47	22	33	0,35	0,45	$r_1 > r_3 > r_2$
SO_4:Ba	0,26	6,7	33	0,35	0,45	$r_1 < r_2 < r_3$

Opadanje jačine zavisnosti kod gornjih parova (Tabela 54) postaje pravilo u prikazanom nizu. Na primeru CO_2 : Ba primećuje se da je važnost zavisnosti primenjiva na 95% slučajeva iz mase uzoraka, dok se kod para HCO_3 : Ba povezanost potvrđuje na oba nivoa važnosti. Ovo dokazuje da su, u našem slučaju, hidrokarbonatno-natrijske vode pogodne za koncentrisanje Ba a posebno one koje sadrže i povišene sadržaje CO_2 imajući u vidu da su one obično i jače mineralizovane.



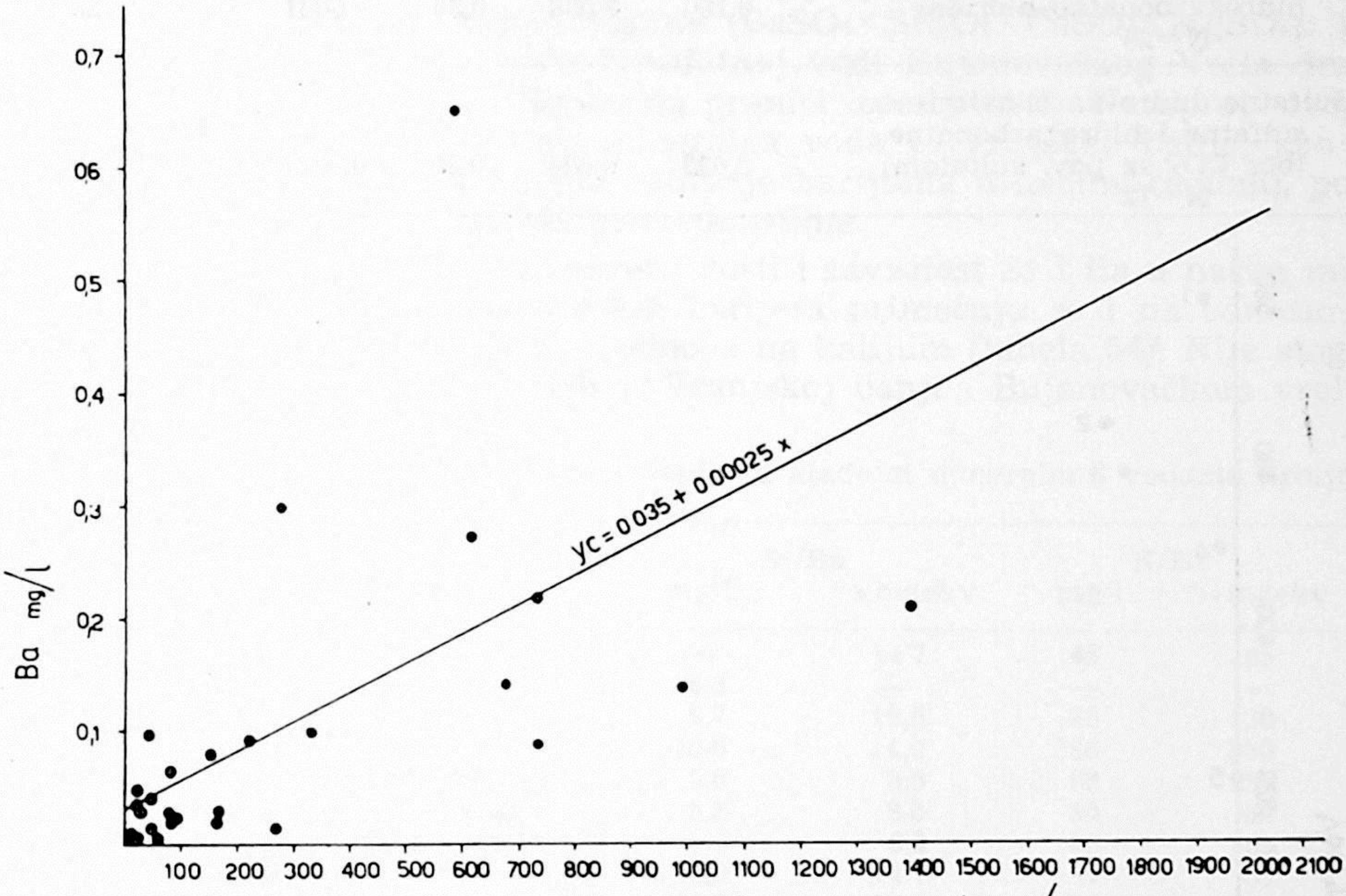
Sl. 29. — Korelacija opšte mineralizacije i barijuma u toplim i hladnim mineralnim vodama (Srbija)

Posebno treba istaći da jako zasoljene podzemne vode duboke cirkulacije, naročito hloridno-natrijske, pokazuju porast sadržaja Ba čak i do 12 mg/l (Ovča, Banat, Panonski basen). Ova voda genetski drastično odstupa od grupacije proučavanih voda i sa njima zaista nema nikakve sličnosti ni u hemizmu niti u načinu postanka, ali je izvanredan primer za prikaz migrativnosti ovoga elementa u vodama pod posebnim geohemijskim i genetskim uslovima.

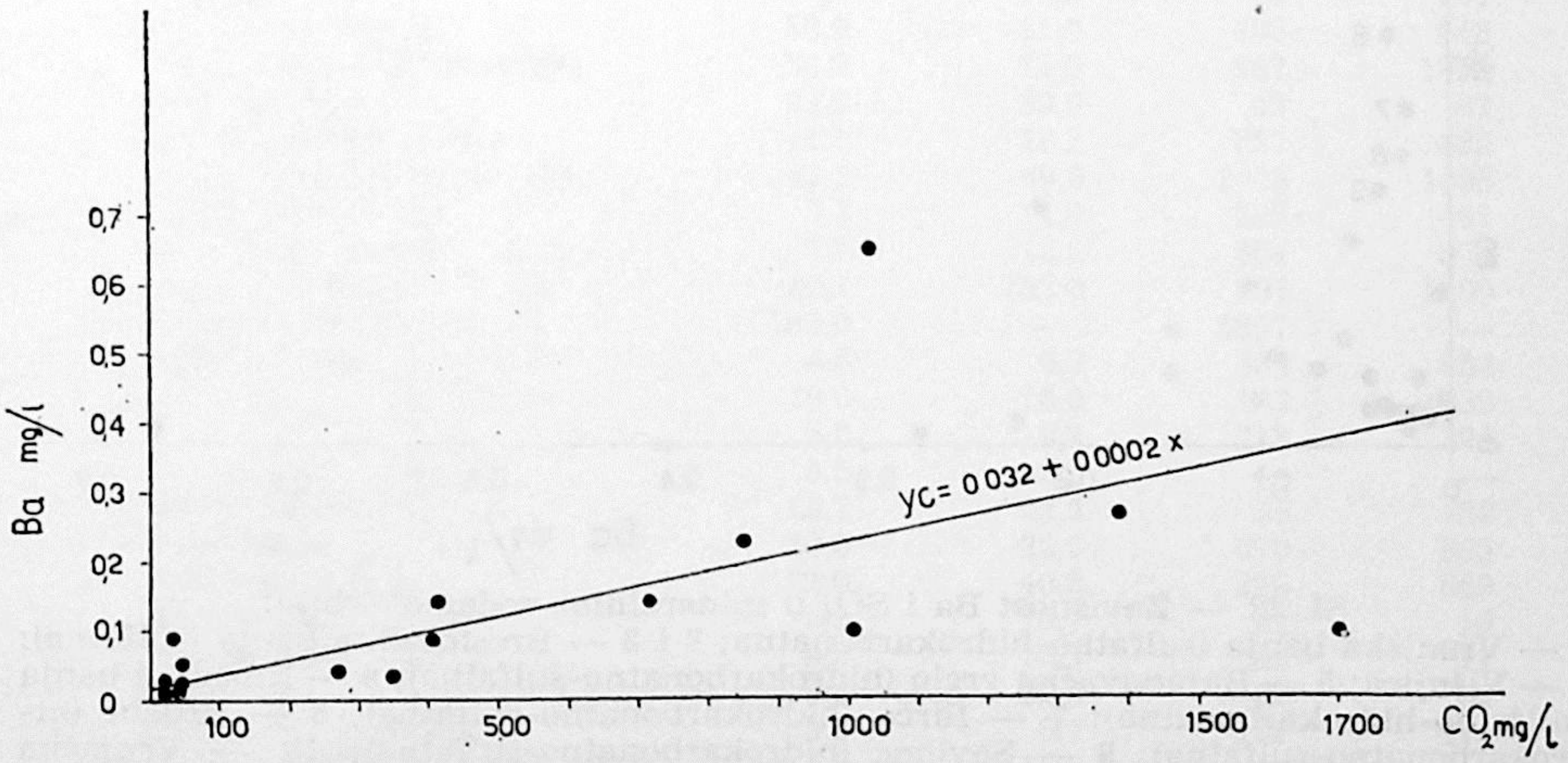
Očigledno, kao destimulirajući činilac migracije barijuma u ovim vodama javlja se jon-SO_4. Korelacija Ba : SO_4 ne daje pozitivnu zavisnost a postoji samo tendencija prema negativnoj, što se vidi i sa dijagrama rasturanja (sl. 31). Raspored tačaka u polju rasturanja dozvoljava da se lako uoči kako se tačke za sulfatne i hidrokarbonatno-sulfatne vode postavljaju uz ordinatu (SO_4) odlikujući se niskim ili veoma niskim sadržajem Ba.

Ovo poznato dejstvo sulfatnog jona na migraciju Ba samo još više ističe pojavu da se migrativnost barijuma povećava prema ugljenokiselim hidrokarbonatno-natrijskim vodama. Ovo se zaista u našem slučaju i potvrđuje ako se ispita kritična razlika geometrijskih sredina za barijum u hidrokarbonatnim i sulfatnim tipovima voda, jer je $t_1 = 2{,}50$ važeće na nivou

P_{005}% (tabela 55). Utvrđena pojava dolazi usled poznate činjenice da je $BaCO_3$ pokretljiviji u hidrokarbonatnim vodama siromašnim sulfatnim jonom od svih drugih zemnoalkalnih karbonata, kao što sledi: $BaCO_3 > SrCO_3 > CaCO_3 > MgCO_3$ (48). Međutim, presudnu geohemijsku ulogu u migraciji barijuma imaju sulfatni jon i hidroksidi, naročito mangana. U



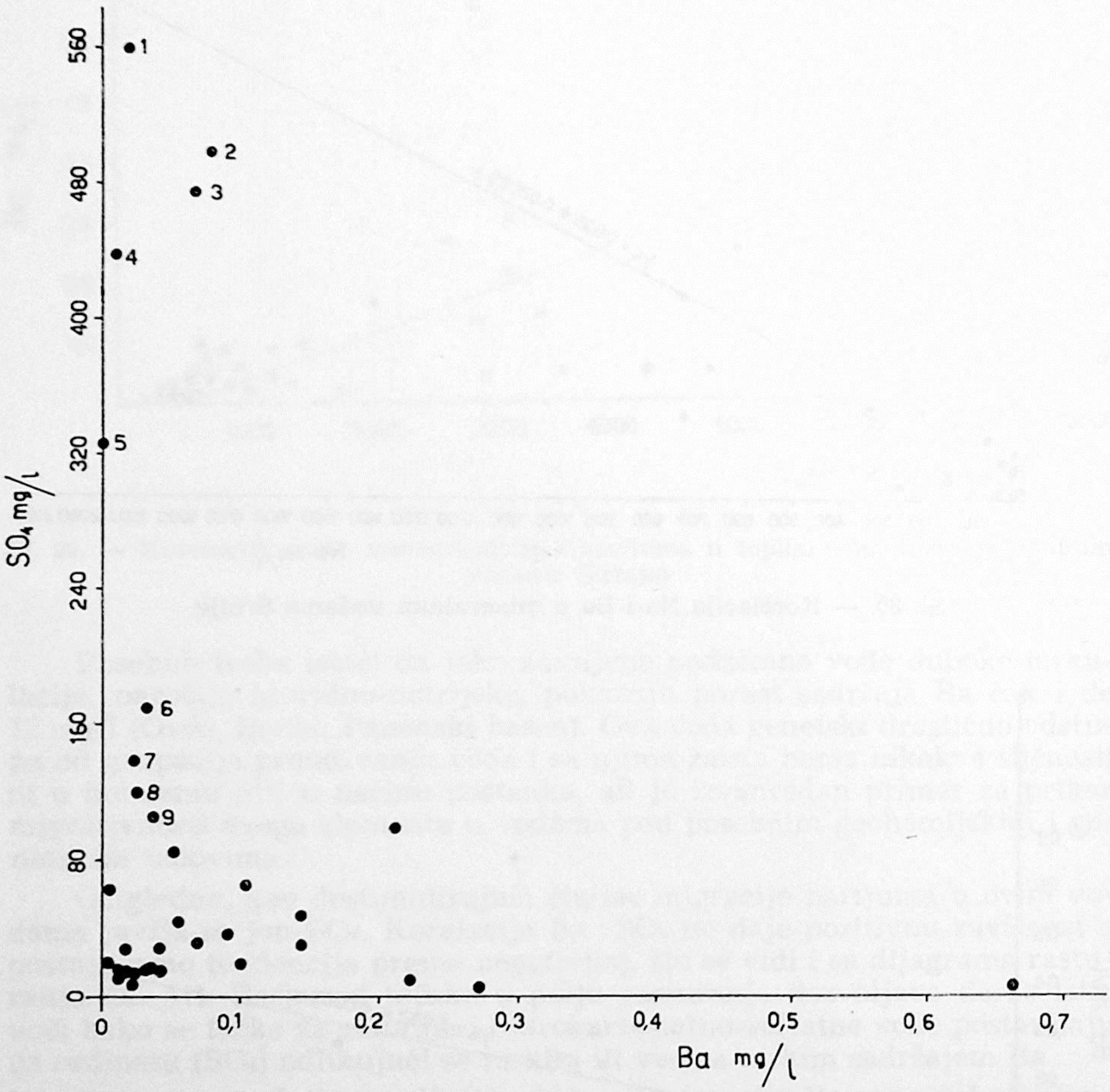
Sl. 30. — Korelacija Na i Ba u mineralnim vodama Srbije.



Sl. 31. — Zavisnost CO_2:Ba u mineralnim vodama Srbije.

Tabela 55. — Raspodela Ba u hemijskim tipovima toplih i hladnih mineralnih voda, Srbije

Hemijski tip vode	Ba mg/l X	Ba % mgekv X	σ	% mgekv γ	t_1	SO_4 mg/l
Hidrokarbonatne, hidrokarbonatno-hloridne N=20	0,100	0,006	0,33	0,0061		28
					2,50	
Sulfatne, hidro-karbonatno-sulfatne i hidrokarbonatne (bez CO_2 sa pov. sulfatom) N=12	0,033	0,004	0,30	0,0027		275



Sl. 32. — Zavisnost Ba i SO_4 u mineralnim vodama Srbije:
1 — Vranjska banja (sulfatno-hidrokarbonatna; 2 i 3 — Brestovačka banja (sulfatna); 4 — Višnjica; 5 — Bujanovačko vrelo (hidrokarbonatno-sulfatna); 6 — Ribarska banja (sulfatno-hidrokarbonatna); 7 — Sirča (hidrokarbonatno-sulfatna); 8 — Brđani (hidrokarbonatno-sulfatna); 9 — Savinac (hidrokarbonatno-sulfatna); 10 — Vrnjačka banja (hidrokarbonatna).

našem slučaju, najviši deficit Ba se vezuje za sulfatne i hidrokarbonatno-sulfatne (sl. 32, tabela 55).

Kao najizrazitiji primer prisustva sulfatne barijere, a takođe i hidroksidne, može da se uzme mineralna voda Vranjske banje gde je Ba veoma niskog sadržaja. Sulfatnost vode, koloidna suspenzija hidroksida Fe i Mn, dovode do obaranja $BaSO_4$ koji je inače najnepokretljiviji u sulfatnim vodama od svih zemnoalkalnih sulfata ($BaSO_4 < SrSO_4 < CaSO_4 < MgSO_4$). U ugljenokiseloj hidrokarbonatnoj sulfatnoj vodi Bujanovačkog Vrela drastično opada sadržaj Ba ostajući na granici osetljivosti. Nasuprot ovoj, ugljenokisela hidrokarbonatna mineralna voda iz Vrnjačke banje, kao i Palanački Kiseljak, nosi najviše sadržaje barijuma u ovome regionu, posmatrane u apsolutnim težinskim vrednostima.

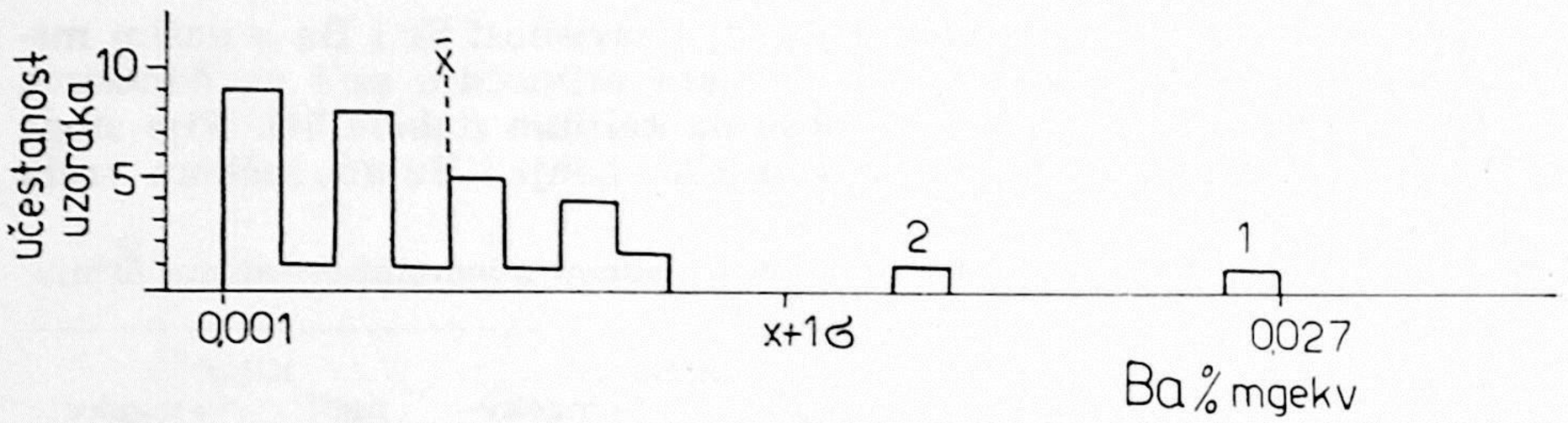
Već istaknute razlike u pokretljivosti i zavisnost Sr i Ba u našim mineralnim vodama od geohemijskih barijera primećuju se i na odnosima ova dva elementa a takođe i u odnosu na kalijum (tabela 54). Nije stoga slučajno da su ti odnosi najviši u Vranjskoj banji i Bujanovačkom vrelu

Tabela 56. — Odnosi Sr/Ba i K/Ba u toplim i hladnim mineralnim vodama Srbije

Ležišta	Sr/Ba		K/Ba	
	mg/l	% mgekv	mg/l	% mgekv
G. Toplica (Ljig)	—	14,7	45	85
Višnjica	83,3	—	—	—
Savinac (Takovo)	9,7	16,0	36	120
Koviljača	10,6	14,0	236	350
Brđani (G. Milanovac)	5,6	8,5	68	135
Mlakovac (G. Milanovac)	5,2	8,0	30	54
G. Trepča (G. Milanovac)	—	6,3	35	55
Ovčar banja	10,0	14,7	37	61
Sirča (Kraljevo)	11,8	21,0	104	210
Mataruška banja	13,3	22,6	133	240
Vitanovac (Kraljevo)	—	9,0	130	570
Bogutovačka banja	28,3	44,0	125	230
Lopatnica (Ušće)	12,7	19,4	50	92
Vrnjačka banja	7,1	10,9	75	131
Jošanička banja	10,0	11,0	400	740
Suva česma (Prokuplje)	32,6	71,0	807	1950
Ribarska banja	23,3	39,6	43	82
Kuršumlijska banja	11,2	19,2	357	682
Kuršumlijska banja (k)	41,2	49,0	1025	1495
Sijarinska banja	7,2	11,0	285	467
Sijarinska banja	7,7	13,2	304	572
Vranjska banja	82,1	152,0	807	1600
Bujanovačko vrelo	190,0	—	5857	—
Aranđelovac: 1	4,5	6,7	330	552
2	10 0	16,0	133	239
3	5,8	9,8	213	394
4	5,5	8,3	—	—
Niška banja	13,7	22,2	56	132
Sokobanja	13,0	22,5	370	695
Sokobanja (m)	22,0	40,5	320	660
Brestovačka banja	9,1	15,7	21	10
Brestovačka banja	9,5	15,3	22	11
Beljanica	8,8	12,2	29	35
Palanački kiseljak	3,6	5,7	101	179
Ilidža (BiH, Sarajevo)	10,6	16,7	—	—

bez obzira na apsolutni ili relativni sadržaj. Najniži odnosi se javljaju u ugljenokiselim hidrokarbonatnim mineralnim vodama uz različita odstupanja koja zahtevaju i posebna proučavanja opšteg hemizma u područjima sa različitim dejstvom kolektora (serpentini, bazičnije stene, sedimenti i dr.).

Imajući u vidu ovakve uslove raspodele barijuma, na osnovu poznatog postupka, van okvira $(X+1{,}0\,\sigma)-\sigma/\sqrt{N}=0{,}011\%$ mgekv za sada se svrstava mali broj mineralnih voda. Među izrazito anomalnim javljaju se ugljenokisela mineralna voda iz Vrnjačke banje i Palanačkog kiseljaka i voda Mlakovca. Ovaj primer očigledno potvrđuje odsustvo barijera za migraciju barijuma.



Sl. 33. — Raspodela Ba u mineralnim vodama Srbije:
1 — Vrnjačka banja, 2 — Mlakovac (G. Milanovac).

DOPUNSKA KLASIFIKACIJA MINERALNIH VODA POMOĆU MIKROELEMENATA

Ako je pomoću gornjeg raznovrsnog ispitivanja nađena posredna ili neposredna veza između pojedinih sastojaka i mineralizacije ili između određenih elemenata znači da njihova zavisnost od količine soli ne dolazi u pitanje. Taj uticaj je negde jače a negde slabije izražen, ali on sigurno postoji. Samim tim i relativni sadržaj dobija u značaju i dovoljno je siguran da, saglasno genetsko-hemijskim uslovima stvaranja voda, eliminiše razna dejstva i dozvoli klasifikaciju mineralnih voda po mikrosastavu (tabela 55) u određenoj geološkoj sredini i ovome regionu.

Kao što je prikazano (tabela 57), proučavane mineralne vode po najkarakterističnijim katjonima pokazuju uočljivu raznovrsnost računajući samo one koji su obuhvaćeni u ovoj analizi. Međutim, odmah pada u oči da su neke mineralne vode sa mnogo višim sadržajem nekog mikroelementa u odnosu na neke druge ostale van ove klasifikacije i ne nazivaju se bilo stroncijumovim, rubidijumovim, itd. Takva pojava je sasvim normalna ako se gleda koji deo čini sadržaj određenog elementa od mineralizacije ili suvog ostatka. Kao primer uzeće se sadržaj Sr bez obzira što će se operisati sa težinskim sadržajima (tabela 58), jer se to odražava i na % mgekv elemenata.

Iz podataka se vidi da uprkos višem sadržaju Sr u Palanačkom kiseljaku i Mataruškoj banji odnosi Sr i mineralizacije su u pomenutom smislu povoljniji u mineralnoj vodi Vrnjačke banje, što je i prirodno, a posebno u Ribarskoj banji gde oni i dolaze do punog izražaja. Stroncijum u

Tabela 57. — Dopunske karakteristike mineralnih voda na osnovu mikrosastava (Srbija).

Ležište	Naziv mikrotipova mineralnih voda na osnovu tipomorfnih i mikroelemenata katjona
Ovčar banja	— Stroncijumova
Vrnjačka banja	— Kalijum-rubidijum-litijum-stroncijum-barijumova
Mataruška banja	— Litijum-cezijumova-stroncijumova
Bogutovačka banja	— . . . . .
Lopatnica	— . . . . .
Sokobanja	— . . . . .
Jošanička banja	— . . . »volframova« . . . .
Koviljača	— . . . . .
Beljanica	— . . . . .
Vranjska banja	— gvožđevito-stroncijumova (Mn ? Al).
Bujanovačko vrelo	— rubidijumova
Ribarska banja	— stroncijumova
Niška banja	— . . . . .
G. Toplica	— stroncijumova (uz granicu praga selekcije)
G. Trepča	— cezijumova
Savinac	— cezijumova
Mlakovac	— cezijum-stroncijum-barijumova
Brđani	— . . . . .
Sirča	— . . . . .
Vitanovac (Kraljevo)	— . . . . .
Višnjica	— (stroncijumova)
Kuršumlijska banja	— kalijumova (približava se pragu za Sr-vode)
Suva česma	— (kalijumova)?
Sijarinska banja	— kalijum-rubidijumova
Brestovačka banja	— stroncijumova
Aranđelovac	— Kalijum-litijum-rubidijum-stroncijumova
Palanački kiseljak	— kalijumova-barijumova
Ilidža (BiH), Sarajevo	— stroncijumova

Tabela 58. — Odnos sadržaja Sr i mineralizacije vode.

Ležište	M gr/l	Sr mg/l	deo Sr na M M/Sr mg/l : mg/l	Značaj indeksa odnosa M/Sr
Palanački kiseljak	7,20	2,8	2571	
Ribarska banja	0,40	0,7	571	571 > 625 > 1150 > 2571
Vrnjačka banja	2,94	4,7	625	
Mataruška banja	1,38	1,2	1150	

Ribarskoj banji čini 571 deo od mineralizacije dok u Palanačkom kiseljaku on predstavlja 2571 deo na količinu soli koja se iznosi iz izvora ili se pak koristi za razne svrhe. Značaj ovih odnosa predmet je našeg proučavanja samo ukoliko se tiče klasifikacije, odnosno imenovanja mineralnih voda po mikroelementima. Ovaj postupak, imajući u vidu sve moguće varijacije, uzimanjem u obzir disperzije i drugih parametara raspodele, neosporno ističe vode koje su najviše obogaćene pojedinim elementima pri čemu se daje pravo mesto mineralizaciji vode i sadržaju pojedinih sasto-

jaka dovodeći ih u određenu uzajamnu vezu. Raniji pristup ovome pitanju ničim nije mogao da koristi mineralizaciju kao zbir svih sastojaka u vodi, u oblasti mikroelemenata, već su se posmatrali nezavisno čime su se zanemarivali odnosi elemenata koji inače pokazuju uzajamna dejstva. Neosporno, ova problematika nije u potpunosti iscrpljena kao što nisu isključena dalja možda još efikasnija istraživanja u ovoj oblasti. Ovim se samo izdvajaju mineralne vode najtipičnije po sadržaju pojedinih mikrokomponenata, a sama klasifikacija ne analizira značaj nivoa sadržaja u balneološkom pogledu.

OSVRT NA RASPORED ALKALNIH I DRUGIH MIKROELEMENATA U NAŠIM MINERALNIM VODAMA

Iz dosadašnjeg razmatranja rasporeda sadržaja mikroelemenata i njihove povezanosti sa nekim glavnim elementima došlo se i do isticanja prostornih razlika njihovog koncentrisanja. Ovo se posebno odnosi na sadržaj: K, Na, Cs, Li i Rb, kao i drugih elemenata izuzimajući Sr i Ba. Te razlike su izražene kako na prostoru Dinarske mikroprovincije, u šumadijsko-vardarskoj tektonskoj zoni, tako i između Dinarske i dela Karpatobalkanskog luka. U ranijim razmatranjima one su samo površno naznačene (6, 8—12, 27, 23) upravo onako kako su proizilazile iz analitičkih podataka (M. Arsenijević, 1969—1971.).

Polazeći od naših podataka javila su se i neka mišljenja o postojanju »šumadijskog tipa« mineralnih voda koje se istovremeno smatraju juvenilnim »vulkanskim vodama«, odnosno pretežno magmatskog porekla. To je neosporno veoma slobodan pristup u postavljanju problema u oblasti izučavanja sastava voda i njihove geneze, jer se isti ne zasniva na geohemijsko-genetskim tumačenjima migracije elemenata u vodenim rastvorima i kruženju vode u zemljinoj kori.

Vulkansko poreklo mineralnih voda, naročito toplih, je krajnje zastarelo tumačenje. Naprotiv, dokazano je da juvenilna, magmatska, fumarolna frakcija u mineralnim vodama visoke temperature ne prelazi nekoliko procenata (5%) i smatra se da su te vode uklopljene i u mineralima ili stenama (21) iz kojih se iznose pri njihovoj alteraciji. Ako se govori o sastavu mineralnih voda mora da se ima u vidu složenost interakcije vode sa okolnim stenama u kojima se deponuju ili se iz njih iznose različiti elementi. Osim toga, takve vode su vezane za smirena ili aktivna vulkanska područja sa dubokim ili dubljim rasedima pa je moguće da se pretpostavi i uticaj magmatske frakcije gasovitih jedinjenja, što je takođe dokazano na primerima mnogih savremenih hidrotermi koje sadrže povećane količine raznih metala (40). Naravno, sve vode sa sadržajem CO_2 i H_2S ne moraju da budu u vezi sa magmatskim ognjištima (oslobađanje gasova iz stena na 400° C, oksidacija).

Temperatura toplih mineralnih voda vodi poreklo počev od geotermskog stupnja, različitog u raznim delovima zemljine kore, preko dejstva dubljih ili plićih magmatskih ognjišta, naročito uticajnih na dubokim rasedima ili njihovim presecima u kojima se formiraju ležišta mineralnih voda pretežno atmosferskog porekla. Takve hidroterme, budući pod visokim pritiskom i naponom para, uz prisustvo različitih procesa transformacije minerala stena i gasovite frakcije magmatsko-vulkanskog porekla (ak-

tivni vulkani), mogu da budu obogaćene različitim sastojcima. To dolazi i usled povezanosti procesa epigenetskog ispiranja i preraspodele elemenata između stene i vode u hidrotermalnim sistemima a takođe i degazacije magme u vulkansko-tektonskim rasedima aktivnih vulkana (I) ili na dubokim rasedima (II) koji određuju vulkanske centre (39). Znači da je reč samo o mogućem priticaju vulkanskih gasova koji u prvom slučaju (I) hidrotermama daju sulfatno-hloridni kiseli karakter, dok u drugom slučaju (II) se osećaju jaka kolebanja sadržaja Na, Cl, SO_4 i HCO_3-jona a vode su neutralnog ili slaboalkalnog karaktera (40). Prema tome, zavisno od priticanja gasovite frakcije u savremene hidroterme, odnosno od mere smirivanja magmatskih akcija na tome području, donose se manje ili veće količine različitih sastojaka ili težih metala (39, 40). Samim tim, metamorfizacija voda i porast pH prema neutralnim ili slaboalkalnim vodama, označava i slabiji priticaj gasovite frakcije i svih sastojaka pa i dela »magmatske« vode, a izvori mineralnih voda su nepresušni, na primer, na našim zaista smirenim bivšim vulkanskim područjima. To znači da je priticaj »juvenilne vode« u odnosu na vadozne vode, koje pokreću i formiraju drugi prirodni mehanizmi, u hidrotermalnim sistemima toliko neznatan da o njemu ne može nikako da se govori kao glavnom obeležju porekla vode u savremenim hidrotermama, čak ni na područjima savremenih vulkana.

Sa druge strane, poroznost vulkanogenih stena (piroklastiti, mlađi diferencijati), tektonski zdrobljene zone, kristalaste i magmatske stene bogate biotitom, feldspatom i muskovitom, mogu da budu značajni izvori različitih elemenata koji se ispiraju i koncentrišu u hidrotermama. Ovo je od posebne važnosti kod hidrotermi koje sadrže razne gasove (CO_2 i dr.) ili Cl, HCO_3 i dr. sastojke. Mnogi drugi činioci kao oksidaciono-redukcioni potencijal, pritisak, T° osobine jona, opšti hemizam rastvora i dubina zaleganja mineralnih voda u mnogome opredeljuje migraciju elemenata među kojima K, Na, Li, Rb, Cs, W, Mo, kao i drugih sastojaka. Svi oni značajno utiču na finalni sastav vode sa kojim se obično i operiše bez obzira na pH i geohemijske barijere (gline, oksidi, hidroksidi, koloidi, natrizacija) u toku njene cirkulacije. Ovde se ima u vidu i mešanje različitih vrsta podzemnih voda na putu prema površini.

U našem slučaju, razlike koje se ističu na području Srbije imaju na prvom mestu regionalni karakter. Ove se sa jedne strane određuju granicama bivšeg morskog basena (Panonski basen), šumadijsko-vardarskom tektonskom zonom i Karpatobalkanskim lukom. U petrogeohemijskom smislu kvalitativni odnos Vardarsko-šumadijske zone sa unutrašnjim Dinaridima i Karpatobalkanskog luka ustanovljen je ranije i razlike se pokazuju u sledećem:

1. Sva dosadašnja petrološka i petrogeohemijska ispitivanja utvrdila su globalne razlike u hemizmu magme, odnosno njenih diferencijata. U Dinarskoj provinciji sa Srpsko-makedonskom sreću se alkalniji i alkalni diferencijati (leucitski vulkaniti, alkalni sijeniti i dr.; alkalne i kalko-alkalne magme) za razliku od Karpatobalkanske provincije u našoj zemlji gde se sreću magme kalkoalkalnog niza (plagiogranitske) bez alkalnijih vulkanskih tipova.

2. Mikrosastav minerala stena ili minerala hidrotermalnih ležišta metala u Dinarskoj i Karpato-balkanskoj provinciji bitno se razlikuju (6, 8, 32). U Dinarskom pojasu u granitoidima i pegmatitima se javljaju minerali litijuma, minerali retkih zemalja, cezijumonosni i rubidijumonosni mi-

nerali (amazoniti, liskuni, leuciti u vulkanitima). U stenama mikrosastav takođe ukazuje na prisutne razlike (32) između pomenutih provincija.

Glavni hemijski ili gasni sastav mineralnih voda, a takođe i mikrosastav (M. Arsenijević, 1959—1973.), u dinarskoj provinciji drastično se razlikuje od Karpato-balkanske. To se pre svega odnosi na učestanost pojavljivanja ugljenokiselih voda u jednoj i drugoj geotektonskoj jedinici kao i na hemijska obeležja (Li, Cs, Rb i dr.).

Vardarsko-šumadijska tektonska zona se karakteriše alkalnijim magmama, a ležišta mineralnih voda višim obogaćenjem alkalnim makro i mikroelementima. U ovoj zoni u širem smislu, gde se obuhvata i šumadijska, javljaju se takođe mineralne vode različitog gasnog i sastava uopšte. U njih spadaju sumporovodonične, slabosumporovodonične i ugljenokisele koje se izdvajaju u posebna ležišta ili se H_2S i CO_2 mešaju u raznim odnosima uz preovlađivanje čas jedne čas druge komponente. U slučaju ugljenokiselih voda katjonski sastav se kreće od alkalnih natrijsko-kalijskih prema zemnoalkalnim, dok kod sumporovodoničnih ovaj teži od zemnoalkalnih prema alkalnim tipovima.

U karpato-balkanskom luku, koliko je do sada poznato, najzastupljenije su sumporovodonične a deficitarne ili su retke ugljenokisele. Pretežno su zemnoalkalne i ređe natrijske.

Posmatramo li Vardarsko-šumadijsku tektonsku zonu i raspored alkalnih mikroelemenata u mineralnim vodama (Li, Cs i Rb) postaje očigledno da ovi elementi odlikuju sve poznate tople vode duž cele zone bez obzira na mikroregione (Šumadija). Usled toga nema nikakvog opravdanja da se izdvajaju »šumadijske« i mineralne vode pošto su one na prostoru Šumadije isto tako raznovrsne kao i u ostalim delovima Vardarske zone.

Ako u ovome smislu posmatramo raspored sadržaja Cs, kao jednog od indikatora mineralnih i toplih voda, odmah treba istaći da se njegovi najviši sadržaji ne nalaze samo u vodama na prostoru Šumadije (Mataruška banja). Sumporovodonične i ugljenokisele mineralne vode, osim Mataruške banje ili nekih drugih na pravcu Kraljevo — Ljig, imaju bliske sadržaje cezijuma. Varijacije Li i Rb pokazuju najjasniju povezanost sa ugljenokiselim vodama ili mešanim tipovima uz stalno prisustvo u skoro svim vrstama mineralnih voda. Cezijum, naprotiv, silazi sve do tragova bilo u ugljenokiselim (Palanački kiseljak) ili u sumporovodoničnim vrstama. Razlike su vidljive tek kada se pri tumačenju uzme u račun njihova relativna zastupljenost koja ih povezuje i ističe značaj i uticaj mineralizacije različitih voda. U tome slučaju je neophodno da se sagledaju pomenute katjonske karakteristike, nekada bitne za migraciju elemenata.

Već je napomenuto da ne postoji »šumadijski tip« nego hemijski i izraziti »cezijumonosni« tipovi. Ovi poslednji se prostiru i van kraljevačko-čačanskog rova, odnosno duž vulkansko-tektonskih struktura vardarsko-šumadijske tektonske zone. Takvi hemijski tipovi su slabo sumporovodonični hidrokarbonatno-magnezijsko kalcijski (G. Trepča i Mlakovac), hidrokarbonatno-sulfatni-kalcijsko-magnezijski (Savinac) i izrazito sumporovodonični sa CO_2 hidrokarbonatno-hloridni-natrijsko-magnezijsko-kalcijski (Mataruška banja) i druge gde CO_2 ima glavnu ulogu.

Sve druge mineralne vode duž Vardarske zone imaju blizak kvalitativni jonski sastav, ali se po glavnom hemijskom sastavu često značajno razlikuju. Upravo one mineralne vode koje se vezuju za »šumadijski tip«

(Vrnjačka banja, Bujanovačko vrelo, Vranjska banja i dr.) su natrijske i natrijsko-magnezijske a po opštem hemizmu značajno odstupaju ne samo od voda tektonske zone (Kraljevo — Čačak — Ljig) već se i međusobno znatno razlikuju, a odlikuju se najčešće višom mineralizacijom solima. Osim toga, sniženo polje odnosa Rb/Cs ili K/Cs pokazuje da cezijumove vode ne karakterišu Šumadiju već pomenutu vulkansko-tektonsku zonu, dok se povišeni odnosi ovih elemenata sreću u vodama van ove zone. Upravo na pravcu ove zone sreće se i mladotercijarni vulkanizam i rasedne zone uz pojas kontakta sa piroklastičnim sedimentima, krečnjacima, škriljcima i serpentinima (Mg, Ca).

Mineralne vode posebno u oblasti Šumadije, a da se ne govori o širem području severne i zapadne Srbije, pokazuju razlike u pogledu hemizma i bliskost u odnosu na neke komponente, uostalom slično kao i u samom Kraljevačko-čačanskom tektonskom rovu i, šire, u tektonskoj zoni. Međutim, ukoliko bi se samo katjonski sastav prihvatio kao jedini razlog koncentrisanja Cs i u takvim vodama onda je teško da se objasni osiromašenje ovim elementom kalcijsko-magnezijskih i magnezijsko-kalcijskih voda iz drugih delova Srbije. Stoga je prirodno da skup svih pomenutih faktora uslovljava zastupljenost katjona među kojima i vrsta podloge u kolektorima (piroklastiti; krečnjaci sedimenti; kristalaste stene; mikašisti; granitoidi serpentini i dr.) i njihov alkalitet, odnosno obogaćenje raznim elementima kao i dubina raseda. Nije slučajno da ugljenokisele vode gotovo uvek imaju povišenu mineralizaciju na ovim prostorima i da su cezijumove vode najčešće sa nižom mineralizacijom solima ili da neke vode, poreklom iz velikih dubina, imaju krajnje nisku mineralizaciju (Jošanička banja). Znači da hemijsko-hidrogeološki činilac ima veoma važnu ulogu u formiranju sastava mineralnih voda.

Treba da se istakne još i to da u našim vodama mineralizacija solima raste od sumporovodoničnih prema ugljenokiselim vodama i da približno takav hod pokazuju i sadržaji alkalnih elemenata, osim cezijuma. To upravo dokazuje statistička veza, direktna ili indirektna, glavnih alkalnih i alkalnih mikroelemenata ili sa CO_2 ukazujući na zaostajanje koncentrisanja Li ili Cs pri višim sadržajima Na. Osim toga, zapaža se i porast sadržaja Li nezavisno od porasta količine soli u vodi (Aranđelovac). Nezavisan rast sadržaja Li od porasta mineralizacije otkriva intenzivniji prinos Li pod uticajem podloge a izvesno zaostajanje sadržaja mikroelemenata (Cs) čini suštinu uticaja barijera koje mogu da posreduju kao stagnirajući faktor migracije.

Zaostajanje porasta sadržaja Li ili Cs za porastom količine mineralizacije javlja se kao poseban problem koji je isto toliko složen kao i poreklo i prisustvo elementa u vodama. No bez obzira na različite koncentracione nivoe elemenata u prirodi i na njihovu migracionu sposobnost ovim se postavlja poznato pitanje uticaja geohemijskih barijera čije dejstvo nije proučavano u našim mineralnim vodama. Zato je i korisno u sklopu ovoga problema, samo da se naglasi da odnos K/Cs u natrijskim vodama izučavanog područja najčešće prelazi 500 a nalazi se iznad 1000. U takvim slučajevima je i odnos Rb/Cs>1,00. Prema tome, ako je tačno da izrazito visoke vrednosti K/Cs odražavaju adsorbciju Cs u natrijskim vodama može da se računa da je ovaj u izvesnoj meri potisnut iz rastvora. Pa ipak, za sada se kod nas javljaju najviši sadržaji Cs u prelaznim natrijsko-magnezijskim i natrijskim vodama i to na krajnjim delovima tektonske zone Kra-

ljevo — Ljig, verovatno na preseku ove zone (S—J) i drugih struktura pravca približno istok—zapad.

Za razliku od alkalnih elemenata sadržaji zemnoalkalnih mikrosastojaka barijuma i stroncijuma, ne pokazuju opredeljenje po provincijama. Na njih više utiču sulfatne barijere, naročito kod Ba, a hidrokarbonatne natrijske mineralne vode sa CO_2 su pogodnija sredina za koncentrisanje pokazujući vezu sa opštom mineralizacijom. Kolebanje sadržaja sulfatnog jona utiče da čak i ugljenokisele vode nisu uvek činilac koji ističe razlike u sadržaju Ba u odnosu na sumporovodonične vode na prostoru Srbije, usled čega prosečno nisu vidljive razlike između gasnih tipova mineralnih voda. Dalja proučavanja, osobito voda iz Panonskog basena doprineće jasnijem sagledavanju i ovoga problema.

LITERATURA

1. Айдиниян К. П., 1959 — Распределение редких щелочей в колоидах почвы и участие вегетации в этих процесах, Геохимия (стр. 346—357), Москва.
2. Арсанова И. Г., 1971 — К геохимии редких щелочей в гидротермальном процесе, Международный Геохим. Конгресс, Москва.
3. Aljtovski A., 1962 — Hidrogeološki priručnik, Moskva (prevod, Beograd, 1973).
4. Arsenijević M., 1957 — Hemijske primese i nečistoće u jugoslovenskim šelitima. Zbornik radova Instituta »J. Žujović«, knj. IX, Beograd.
5. Arsenijević M., 1959 — Hidrogeohemijska prospekcija urana na Belasici, fond struč. dok. Institut za geol. rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i dr. mineralnih sirovina, Beograd.
6. Arsenijević M., 1967 — Prethodna razmatranja raspodele berilijuma, kalaja, nibijuma i molibdena u mineralima granitoida kao indikatora geohemijskih polja u oblasti Dinarida i Karpatobalkanskog luka. Radovi Instituta za geol. rudar. istraž. i ispitivanja nuklearnih i dr. min. sirovina, knj. 3, Beograd.
7. Arsenijević M., ,1968 — O geohemiji Li u biotitsko-amfibolskom tipu granita (Ravno Bučje, Stara planina). Radovi Instituta za geol. rudar. istraživ. nukl. i dr. min. sirovina, knj. 4, Beograd.
8. Arsenijević M., 1969 — Cezijum i drugi alkalni elementi u toplim izvorima (G. Trepča i Mlakovac). Radovi IGRI, knj. 6, Beograd.
9. Arsenijević M., Teofilović M., 1969 — Neke geohemijske i geološke karakteristike termalne vode G. Trepče. Radovi IGRI, knj. 6, Beograd.
10. Arsenijević M., 1969 — Prethodno saopštenje o sadržaju mikroelemenata u izvorima Savinac i Brđani. Radovi IGRI, knj. 6, Beograd.
11. Arsenijević M., 1970 — Osnovne geohemijske odlike vode termalnih izvora Gornje Toplice. Vesnik Zavoda za geol. geofiz. istraživanja, serija A, knj. 29, Beograd.
12. Arsenijević M., 1971 — Nova pojava mineralne vode u Vitanovcu (Kraljevo). Radovi IGRI, knj. 7, Beograd.
13. Arsenijević M., 1974 — Novi način postavljanja relativnih graničnih sadržaja mikroelemenata pri imenovanju mineralnih voda. Glasnik prirodnjačkog muzeja, knj. 29, Beograd, 1974.
14. Arsenijević M., 1974 — O novom načinu imenovanja mineralnih voda pomoću relativnih sadržaja mikroelemenata. Zap. srp. geol. društva za 1974. godinu, Beograd.
15. Белякова Е. Е., Бурков Е. Е., Гирфонова М. О., Голева А Г., Зуев В. А., Касьянова В. И., Кирюхин А. В., Крамаренко Т Ф., Тихонова В. Н., Тихонов Е. В., Чернишова И. Р., 1970 — Гидрогеохимические исследования, Методические указания по геологической сьёмке масштаба 1 : 50 000. Изд. „Недра“, Ленинград.
16. Боров И., Допски А., Киров К., Куситасева В., Маджаров Г., Меламед И., Михаилов С., Пачев П., Петконин А., Теодосиева Е., Щерев К., 1959 — Справочник за българските курорти. Држ. изд.“ Мед. и физ., София.

17. Bowen N. J., 1966 — Traces elements in Biogeochemistry, New York, Academie Press.
18. Wedepohl H. K., Correns W. C., Shaw M. D., Turekian K. K., Zinemann J., 1969—1972 — Handbook of Geochemistry, Vol. I, Vol. II/1, Vol. II/3, New York.
19. Wite E. D., 1957 — Thermal waters of volcanic origin. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 68.
20. Weisseberg B. G., 1969 — Gold — Silver ore-grade precipitate from New Zeland thermal waters. Economic Geol., vol. 64, № 1.
21. Wite E. D., 1969 — Thermal and mineral Waters of United States, Brief Review of the possible origin. XXXIII Inter. Geol. Congres, Prague.
22. Vujanović V., Teofilović M., Arsenijević M., 1971. — Prethodna regionalna proučavanja nekih mineralnih voda i banja u Srbiji i njihove genetske karakteristike. Zap. srp. geol. društva, Beograd.
23. Vujanović V., Teofilović M., Arsenijević M., 1972 — Regionalna proučavanja mineralnih voda i banja u Srbiji i Vojvodini i njihove osnovne geološke, genetske i geohemijske karakteristike. Radovi IGRI, knj. 7, Beograd.
24. Глинка Л. Х., 1965 — Общая химия. Изд. „Химия“, 12 издание, Москва.
25. Gvozdenović D., 1963 — Mataruška banja. izd. Upr. Mataruške banje.
26. Геохимия современных поствулканических процессов. Зборник статей, Москва.
27. Godić V., Radić M., 1963 — Banje Srbije. Udruženje ZU Srbije, Beograd.
28. Domiani V. A., Mareti A., 1968 — Italien Thermal and Mineral Springa. XXXIII Inter. Geol. Congres, Prague.
29. Đurović R., 1965 — Nova terminologija fizičko-hemijskih tipova voda. Vesnik Zavoda za geol. geofiz. istraživanja, Beograd.
30. Ellis J. A., 1960 — The Geochemistry of alkali metals ions in the Varkei hydrotermal system. Journal Geol. and Geofis., № 4, New Zeland.
31. Иванов В. В., Неврев Г. А., 1964 — Классификация подземных минеральных вод. Изд. „Недра“, Москва.
32. Karamata S., 1973 — Geohemijske, petrološke i metalogenetske provincije kredno-tercijarne starosti dela Balkanskog poluostrva i Male Azije. Zap. Srp. geol. društva, Beograd.
33. Краинов С. Р., 1972 — Особенности геохимии Cs в подземных водах различних глубинных зон земной коры. Геохимия 8, Москва.
34. Краинов С. Р., Петрова Г. Н., Батуринская В. И., 1973 — О геохимических особеностях и условиях формирования углекислих вод Кавказа обогащенных Li, Cs и Rb. Геохимия 3, Москва.
35. Куситасева М. В., 1958 — Състав на българските минерални води. Изд. „Мед. и физ.“, София.
36. Лебедева И. Л., 1973 — Литий, рубидий и цезий в вулканических стеклах. Геохимия 11, Изд. „Наука“, АНСССР, Москва.
37. Лебедева И. Л., Мантас В. В., Михаилова С. Н., Петрова В. Н., 1973 — Вопросы генезиса повишенных концентрации цезия, в вулканических породах / на примере одного из мезозойских палеовулканов восточной Сибири. Геохимия 9, „Наука“, АНСССР, Москва.
38. Lebedev S., Dimitrijević N., 1973 — Uvod u opštu hidrohemiju sa praktikumom, Beograd.
39. Лебедев М. Л., 1974 — Современные металоносные гидротермы и вопросы рудогенеза, Серия геол. № 6, Известия АНСССР, Москва.
40. Лебедев М. Л., 1971 — Основнные особености геохимии современных металоносных гидротерм. Международный Конгресс геохимии, Москва.
41. Leko T. M., Ščerbakov A., Joksimović M. H., 1922 — Lekovite vode i klimatska mesta kraljevine SHS. Izdanje Min. nar. zdravlja, Beograd.
Lukašev I. K., 1958 — Geohimičeskie povedenije elementov v gipergenom cikle migraciji, Moskva.
43. Luković M., 1952 — Geologija termalnih izvora Mataruške i Bogutovačke banje. Zbornik rad. rud. i geološkog fakulteta, Beograd.
44. Maksimović Z., Terzić M., 1965 — Geohemija vulkanskih stena Rudničkih planina. I Simpozijum za geohemiju, Beograd.
45. Milojević N., 1962 — Prikaz hidrohemijske karte podzemnih voda i hidrohemijske karakteristike podzemnih voda čačanske kotline. III Kongres geologa Jugoslavije, Titograd (Podgorica).

46. Nenadović L., 1933 — Nauka o mineralnim vodama i mineralnim kupkama, Beograd.
47. Nenadović L., 1936 — Banje, morska i klimatska mesta u Jugoslaviji, Beograd.
48. Овчинников В. В., 1972 — Гидрогеохимия, Москва.
49. Перельман И. А., 1972 — Геохимия элементов в зоне гипергенеза. Изд „Недра", Москва.
50. Rankama K., Sahama Th., 1949 — Geochemisty. Chicago Press, New York.
51. Ristić P., 1963 — Vulkanske alkalne stene (leucitske) oblasti jugozapadno od Gnjilana, A. za T. br. 3, Tuzla.
52. Simić V., 1953 — Magmatizam i metalogenija naših granitoidnih stena u vezi sa volframovim orudnjenjem. Vesnik Zavoda za geol. i geofiz. istraživanja SR Srbije, Beograd.
53. Horstman E. L., 1959 — Raspredelenie litija, rubidija i cezija; knj. »Geohim. redkih elementov(, Inostr. 1959, Moskva.
54. Medical Dictionary, 1965, 1966, New York.

Резюме

М. АРСЕНИЈЕВИЋ

ЩЕЛОЧНИЕ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ СЕРБИИ (ЮГОСЛАВИЯ)

Микросостав теплих и холодных минеральных вод проанализирован на 35 источников распределенных в области Сербии. Этим изучениям были подвергнутые углекислие и сероводородные воды в районе Вардарско-Шумадийской тектонической зоне и в краевых частьях зоны Карпато-Балкана. В сухих осадках внимание привлекли Li, Cs, Rb, Sr и Ba, а так же и Mo, W, Ni, Co, Pb, Ag, Cr и другие элементы. Но особенный интерес показивают группа щелочних и щелочноземельных микроэлементов. (Табела 5).

Между главними компонентами определялись HCO_3, SO_4, Cl, Ca, Mg, Na и K который входить и в область микрокомпонентов. Классификация минеральных вод базированна на геометрическом среднем (% мгекв) макрокомпонентов комбинируя этот метод с уже известными методами (Курлов и др.). В следствии этого выведенны различные химические типы минеральных вод (Табела 4). Сероводородные воды тяготеют от щелочноземельных к щелочними типами пока углекислие от натриевых к щелочноземельными.

Специально внимание было обращенно корреляционному анализу и отношениям щелочных и щелочноземельных микроэлементов к главнными компонентами вод а так же и к CO_2, H_2S и общей минерализации. Получились выводы о несомнительной связы щелочей или Ba и Sr с общей минерализации и CO_2, которая очень слабо выражается у цезия, а так же выявляется их действие на окружающие породы которые просочивают теплие воды в глубине. Такие факты несогласные с зрениям некоторых автора (В. Вујановић, М. Теофилович) которые минеральные и термалные воды Вардарско-Шумадийской зоны и вообще считают как „вулканические" и ювенилные вместе с их главным количеством микроэлементов (Li, Rb, Cs, и др.) но без собственного фактического материала. Нашие данные до сих пор ни

в одном случае не согласились с такими предпосылками базированные на старших теориях. Надо подчеркнуть возможно влияние газообразной фракции на глубоких разломах и их пересечениях с другими структурами (дегазация магмы), но условия формирования главного количества воды в современных гидротермах вообщем немагматические даже и в областях активных вулканов.

С точки зрения микросостава замечается сильнее накопление Li, Rb, Cs, K и Na в углекислих водах и Cs в сероводородных в Вардарско-Шумадийской тектонической зоне в отношении к тектоническом поясе Карпатобалкана где выявляется резко объединение вод щелочними элементами и широко развитие сероводородных вод. Барий и стронций ясно не определяются по тектонических районах а особенно барий показивает накопление в углекислих водах обеднених SO_4 а так же несколько меньше в сероводорных водах.

Пользуясь относительными содержаниями (% мгекв) микроэлементов теплие и холодные минеральные воды классифицированные по их микросоставе. Этим способом были выдвынуты микротипы минеральных вод (цезиевый, литиевый, итд.).

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

Г. М. ЗАРИДЗЕ

UDK: 551.24/25

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТИЗМ И РУДНОМИНЕРАЛИЗАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вряд ли кто-либо из геологов сомневается в том, что тектоника, магматизм, метаморфизм, метасоматизм и рудно-минерализационные процессы не являются взаимосвязанными эндогенными процессами. Все еще продолжающиеся дискуссии касаются форм связи этих процессов и их сущности. Многие аспекты проблемы можно считать уже решенными, однако немало осталось вопросов, требующих уточения и совершенствования. Не исключена возможност, что в отдельных случаях потребуется пересмотр взглядов на эти процессы в свете гипотезы тектоники литосферных плит. Мобилизм нельзя не считать прогрессивной гипотезой, в целом удачно объясняющей развитие Земли в мезо-кайнозое и, мне кажется, также и в палеозое. Но когда некоторые сторонники этой гипотезы начинают подменять фундаментально установленные представления на некоторые глобальные процессы развития земной коры, в частности на геосинклинанлное развитие, другим процессом и под другим наименованием, то с таким явлением, естественно, мы не можем согласиться. Подобные тенденции, к сожалению, начинают кое-где уже проявляться.

Цель данной работы — краткое рассмотрение петрогенетических вопросов в развитии геосинклинального цикла, главным образом, вопросов глубинного магматизма, метаморфизма и метасоматизма.

Нами и некоторыми другими исследователями отмечалось, что схема деления тектоно-магматического цикла всех геосинклиналей на строго определенное количество стадий развития является неприемлемой, слишком догматичной. Данные о развитии различных геосинклинальных систем и связанных с ними магматических процессов, свидетельствуют об их весьма сложном и разнообразном характере.

В нижеперечисленных складчатых системах нами выделене следующее число стадий их развития: для Большого Кавказа — 5, для

---

* Проф Георгий Михайлович Заридзе, Геологический институт Академии Наук Грузинской ССР, Тбилиси, СССР.

Горного Крыма — 3, для Малого Кавказа — 8, для Аджаро-Триалетии — 5, для Урала ориентировочно — 6, для палеозойской Верхояно-Чукотской терригенной геосинклинали — 3, для мезозойско-палеогеновой Верхояно-Чукотской геосинклинали — 3 и для четырех палеозойских структурных ярусов Алтайской области позднесинийско (рифейско)-среднекембрийского — 4. При более подробном анализе существующего и продолжающего накапливаться фактического материала количество естественных стадий может измениться (З а р и д з е, 1970).

Гипербазиты, как известно, формируются в начальные стадии геосинклинального развития, но, по-видимому, после завершения вулканической деятельности, в период зарождения частной геоантиклинальной структуры (интрагеоантиклинали); они всегда залегают в глубинных разломах (зона Беньоффа).

Затем образуются формации габбро-плагиогранитоидных, габбро-диорит-гранитоидных интрузий в связи с формированием интрагеоантиклиналей. Эти интрузии мы относим к раннеорогенным гранитоидным интрузиям, о чему речь будет идти ниже.

В период окончательного становления горно-складчатого сооружения могут возникнуть позднеорогенные калишпатовые гранитоиды.

Нами разработана классификация формационных типов эндогенных образований орогенных областей (З а р и д з е, 1970).

При составлении этой классификации мы исходили из положения, что все горные породы, происхождение которых связано с внутренней энергией Земли, формируются в определенной последовательности в соответствующих геоструктурных областях. Парагенетические ассоциации этих горных пород мы объединили понятием „эндогенная формация“ аналогично уже применявшемуся понятию „экзогенная (осадочная) формация“. При этом учитывалось и то, что в рудной геологии существуют понятия „эндогенное месторождение“ и „экзогенное (осадочное) месторождение“. Эти месторождения полезных связаны соответственно с эндогенным либо с экзогенным породообразованием, или, иначе, с эндогенными или экзогенными формациями горных пород. Унификация таких понятий безусловно обладает определенными преимуществами.

В эндогенные формации объединяются магматические (вулканические и плутонические), метаморфические, метасоматические и смешанные фомации. Таким образом, введенное нами понятие „эндогенные формации“ является объединяющим классификационным приемом. Оно не исключает применения существующих понятий „магматическая формация“, „вулканическая формация“, „плутоническая (интрузивная) формация“ и „метасоматическая формация“. Их следует рассматривать в качестве отдельных звеньев (стадий) развития эндогенного породообразования, составляющих в целом „эндогенную формацию“.

Кроме того, следует учитывать, что на современном уровне наших знаний мы все еще часто бываем лишены возможности однозначно определить происхождение конкретной горной породы — образована она магматическим или метасоматическим путем. В таких случаях исследователи не должны навязывать свои представления. В частности, при составлении формационных карт, методических указаний, учебников и т.д. для горных пород и формаций, генезис которых является спорным, желательно употреблять нейтральные термины, как,

например, „эндогенная порода“ и „эндогенная формация“. Аналогично этому принято поступать в геологии рудных месторождений, когда нет возможности уточнить генезис того или иного месторождения глубинного происхождения.

Ниже приведена классификация эндогенных формационных типов геосинклинальной и орогенной стадий развития.

МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО РАЗНОВИДНОСТИ

Одним из основных вопросов учения о метаморфизме является установление тех ведущих процессов, которые обусловливают возникновение различных метаморфических пород (З а р и д з е, 1964). Следует отметить, что о сущности этих процессов мнение у исследователей, начиная с Грубенмана, Бекке, Ниггли и Гольдшмидта в общем одинаковое.

К а т а к л а с т и ч е с к и й и л и ч и с т о д и н а м и ч е с к и й м е т а м о р ф и з м совершается под влиянием тектонических процессов, проявляющихся в верхних частях земной коры, вызывающих раздробление и катаклаз породообразующих минералов и нарушение структуры горных пород. Наблюдается искажение кристаллической решетки минералов и нарушение цельности последних (разрывы и переломы), возникновение двойников скольжения и катакластическизернистых агрегатов.

В понятие рассматриваемого типа метаморфизма не следует включать такие катаклазированные породы, которые испытали наложение другого вида метаморфизма. В таких случаях метаморфизм следует обозначать двойными названиями. Например, динамо-термальный, либо катакластическо-термальный и т.д.

Рассматриваемую разновидность метаморфизма не следует отождествлять с происходящими в природе пластическими деформациями толщ горных пород. Наши наблюдения показали, что на Кавказе пластические деформации в кристаллических сланцах и мигматитах происходили под воздействием высокотемпературных и химически активных восходящих растворов, которые при миграции производили преобразования породообразующих минералов и разжижение горных пород. В результате этого они приобретали определенную текучесть, сминались в мелкие причудливые складки и плоились, местами же дробились.

При наличии сланцеватых исходных пород дифференциальное движение смеси привнесенного и преобразованного реликтового материала более интенсивно происходит вдоль их плоскостей. Это вызывает возникновение различных тектонитовых структур.

Нам представляется, что к катакластическим породам должны быть отнесены только катаклазиты, милониты и им подобные горные породы, т.е. продукты динамического воздействия, связанного с тектоническими процессами.

Т е р м и ч е с к и й (т е м п е р а т у р н ы й) м е т а м о р ф и з м наиболее типично проявляется в контактах с лавами (каустический метаморфизм) и с гипабиссальными интрузиями (контактовый метаморфизм, а также в ксенолитах. Следует отметить, что в случае на-

Классификация эндогенных формационных типов геосинклиналной и орогенной стадий развития

Геосинклинальные типы			Орогенные типы
Собственно геосинклинальные типы	(Интра) геоантиклинальные типы		
1. Толеит-базальт-глинистосланцевый и осадочно-толеит-базальтовый	4. Дунит-перидотитовый	11. Габбро-плагиогранитоидный и габбро-диорит-гранитоидный геосинклиналей фемического и сиалического профилей	17. Щелочной оливинбазалтовый (т хибазльтовый геосинклиналей фемического профиля
2. Базальт-андезит-дацит-липаритовый наложенных вулканогенных геосинклиналей	5. Зеленокаменно-аспидно-сланцевый	12. Прогрессивно-метаморфитовый геосинклиналей сиалического профиля	18. Диорит-гранодиорит-гранитовый геосинклиналей сиалического профиля и глыбовых горных областей
3. Щелочно-базальт-трахитовый миогеосинклиналей и наложенных вулканогенных геосинклиналей	6. Зеленокаменный, или зеленосланцевый (диабаз-порфирит-спилит-кератофировый)	13. Гранодиорит-гранитовый геосинклиналей фемического профиля	19. Малых интрузий и даек пестрог состава геосинклиналей фемичкого и сиалического профилей
	7. Диорит-габбро-диабаз-порфиритовый	14. Диафторитовый геосинклиналей фемического профиля	20. Базальт - андезит - дацит-липаритовый геосинклиналей фемическог сиалического профилей
	8. Гипербазитовый и дунит-пироксенит-габбровый геосинклиналей фемического профиля	15. Щелочной оливин-базальтовый (трахибазальтовый) геосинклиналей фемического профиля	
	9. Гипербазит-базитовый геосинклиналей сиалического профиля	16. Габбро-диорит-сиенит-гранитоидный наложенных вулканогенных синклиналей	
	10. Прогрессивно-регионально-метаморфитовый геосинклиналей фемического профиля		

личия основных и ультраосновных интрузий, непосредственное контактовое их воздействие на вмещающие породы слабое, или вообще не наблюдается, если не принимать во внимание наложенных послемагматических процессов, проявляющихся соответствующим образом как во вмещающих, так и интрузивных породах.

Одной из характерных пород контактового метаморфизма являются роговики, однако эти породы возникают и в результате воздействия восходящих растворов и привноса материала за счет различных осадочных образований, независимо от интрузий. Температурные пределы становления этих пород соответствуют различным фациям.

Описанные рядом авторов альбит-хлоритовые породы — адинолы и их структурные разности, назвываемые спилозитами и десмозитами, наблюдающиеся в аргиллитах и глинистых сланцах в контакте с диабазам обычно возникают под воздействием послемагматических растворов, богатых натрием. Сами диабазы в подобных случаях также подвергнуты альбитизации и хлоритизации. Этот процесс, видимо, является близким спилитизации в вулканогенных геосинклиналях, сопровождающейся в отдельных случаях окварцеванием, с возникновением кварцевых габбро, кварцевых диабазов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров (З а р и д з е, 1961).

Интенсивный контактовый метаморфизм, который, видимо, имеет нередко метасоматический характер, связан с кислыми, средними и щелочными интрузиями, имеющими также нередко метасоматический генезис. В таком случае „экзоконтактовые породы“, или „контактовые ореолы“, по сравнению с „интрузиями“, представляют собой относительно слабо измененные породы. Здесь „интрузия“ является тыловой зоной, а „контактовый ореол“ передней зоной (К о р ж и н с к и й, 1955, стр. 343).

Если в обнаженной части гранитоидного массива переход от вмещающих пород в гранитоиды постепенный, то надо полагать, что превращение вмещающих пород в гранитоиды происходило путем прохождения всех необходимых стадий и процесс окончился перед фронтальной частью (зоной) предшествующих преобразований, если же граница между „конатктовым ореолом“ и массивом гранитоидов резкая, то следует думать, что последующие стадии гранито- и сиенитообразования полностью перекрыли породы, возникшие на предшествующих, так сказать, подготовительных стадиях преобразований.

В рассмотренном примере „контактовый ореол“ и „интрузия“ составляют различные виды метасоматической зональности. В первом случае граница между зонами постепенная, а во втором — резкая.

Метасоматическая зональность может нарушиться следующими обстоятельствами: стадийным характером привноса вещества, когда на различных последовательных стадиях интенсивность и состав восходящих растворов резко меняется, и участковым развитием метасоматического процесса, выражающимся в колонкообразном распространении растворов, вызывающих перекрывание волн (фронтов), отходящих от различных элементарных очагов, если впоследствии они не нивелируются другой более мощной волной метасоматоза.

А в т о м е т а м о р ф и з м (а в т о м е т а с о м а т и з м). Предшественником всякого рода минерализационных процессов метасоматического породообразования, рудоминерализационного процесса и др.

обычно является магматический процесс — эффузивный, сопровождающийся синхронным интрузивным процессом (З а р и д з е, 1963, 1965). Редко начальный магматизм проявляется только в интрузивной форме. Исключение составляют такие наложенные процессы, которые отделены от магматического процесса большим интервалом времени.

В связи с отмеченным положением о наложенном обычно на магматические породы характере метаморфических процессов, возникает вопрос, насколько правильно мы поступаем, когда автометаморфизм (автометасоматизм) и постмагматический (поствулканический) метаморфизм рассматриваем как различные виды метаморфизма (З а р и дз е, 1964). К автометаморфизму (автометасоматизму) относят серпентинизацию перидотитов (серпентиниты), амфиболизацию пироксенитов (горнблендиты, амфибололиты), альбитизацию базальтовых порфиритов и диабазов (спилиты), цеолитизацию и анальцимизацию диабазов и габбро (тешенитовые породы), хлоритизацию и амфиболизацию тех же пород (хлоритовые и уралитовые диабазы) и др.

Д. С. К о р ж и н с к и й (1955) отмечает, что „автометасоматические явления несомненно относятся к послемагматическим, так как наблюдаются в породах самих активных массивов . . . Метасоматические послемагматические явления в контактовом ореоле массивов вполне аналогичны автометасоматическим, если не принимать во внимание возможных различий исходного состава замещаемых пород“ (стр. 381—382). „В интрузиях и эффузиях основных пород очень часто обнаруживается наложение метаморфических и метасоматических процессов, но значительная часть их связана с воздействием более поздних гранитоидных массивов; собственно автометасоматические явления обычно не могут быть выделены с полной уверенностью“ (стр. 334).

Названный автор к этому типу метаморфизма относит замещение кислого плагиоклаза калишпатом с образованием своеобразных антипертитов и, наоборот, калишпата кислым плагиоклазом с возникновением мирмекита. Другим примером раннего автометасоматического процесса он приводит магнезиальный метасоматоз, проявляющийся в виде биотитизации и амфиболизации. Следующим примером он называет уралитизацию клинопироксена в габброидах, совершающуюся, по его мнению, в результате реакции клинопироксена с плагиоклазом и магнетитом с привносом магния, и далее скаполитизацию плагиоклаза. Кроме того, отмечается также серпентинизация гипербазитов, которая некоторыми исследователями связывается с послемагматическими растворами гранитоидов. Интересно отметить, что Д. С. К о р ж и н с к и (1962) о процессе спилитизации, считавшейся одним из наиболее типичных автометасоматических процессов, пишет, что он в базальто-андезито-дацитовых породах протекает „на начальных стадиях развития складчатости“. Такое мнение ранее высказывалос и нами (З а р и д з е, 1961, стр. 159—160, 196).

Число относящихся сюда процессов можно умножить за счет эпидотизации биотитов, хлоритизации железомагнезиальных минералов с выделенизм рудного минерала и др., но разве эти процессы можно отделить от всех других наложенных послемагматических минерализационных процессов, совершающихся в эффузивах и интрузивах.

Р е г и о н а л ь н ы й и л о к а л ь н ы й м е т а м о р ф и з м. При погружении эвгеосинклинальных бассейнов (трогов) в стадии осадко-

накопления и вулканической деятельности допускался метаморфизм, вызванный одновременным воздействием высоких температур и гидростатического давления. Этот вид метаморфизма, выделенный на заре зарождения учения о метаморфизме, обозначается терминами — региональный метаморфизм, метаморфизм нагрузки, гидростатический метаморфизм, геотермический метаморфизм и др. Крайний вид метаморфизма погружения — ультраметаморфизм, или анатексис.

Региональный и локальный метаморфизм осуществляется не во время нисходящих движений эвгеосинклинали, когда происходит осадконакопление и подводная вулканическая деятельность основной магмы, а в период складкообразовательных процессов. Интенсивность метаморфизма зависит от температуры, тектонических натяжений и масштаба поствулканических восходящих растворов очагового происхождения.

Наличие массивных пород, в частности несланцеватых гранитоидов на глубине вызвано интенсивным метасоматическим преобразованием исходных сланцеватых пород, а не отсутствием или слабым проявлением одностороннего давления (Елисеев, 1959, стр. 79). В тектонически приподнятых районах сланцеватость может постепенно стираться и в горизонтальном направлении. Примером может служить толща мигматитов, гнейсов и гранитоидов долины р. Баксан на Северном Кавказе.

Нами было показано, что на Кавказе сланцеватость гранитоидов является унаследованной от исходных осадочных или вулканогенно-осадочных пород, претерпевших интенсивный процесс метасоматической гранитизации (Заридзе, Татришвили, 1959).

Изученные нами метаморфические образования Кавказа возникли, как отмечалось, под воздействием привнесенного материала извне, и вряд ли на современном уровне учения о метаморфизме можно серьезно утверждать, что всегда „состав метаморфических пород в общем соответствует составу исходных пород“ и что только „особую разновидность метаморфических процессов составляют метасоматические процессы (метасоматоз или метасоматизм)“ (Елисеев, 1959, стр. 136). В связи с этим следует отметить, что не только метасоматические процессы, но и метаморфические, обычно имеют аллохимический характер.

Неравномерное распределение метасоматических процессов в палеозое Кавказа наблюдается на начальных стадиях. Далее происходит региональный охват всей геосинклинальной серии процессами метасоматоза.

Таким образом, региональный и локальный метаморфизм и гранитообразование (ультраметаморфизм обусловлены, в основном, интенсивным последовательным привносом материала различного состава. Нам представляется, что пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм являются в принципе подобными процессами.

Наблюдающееся местами зональное расположение метаморфических пород зависит от количественной роли и химической активности флюидов, распространяющихся от источника интенсивного их притока волнообразно (метасоматическая зональность, по Д. С. Коржинскому, 1955). Возрастание интенсивности метаморфизма и закономерное изменение минерального состава (индекс минералов) в ме-

таморфических породах происходит не вкрест напластования или первичной сланцеватости осадочных пород, а обычно вдоль их плоскостей, снизу вверх, так как подвергшиеся метаморфизму геосинклинальные вулканогенно-осадочные образования в период начала действия основного фактора метаморфизма — инфильтрации восходящих растворов, уже были собраны в складки, хотя складкообразование еще не было закончено (Заридзе, Татришвили, 1959). (Рисунки: 1, 2, 3).

В этой связи следует отметить, что зоны метаморфизма, выделенные раздичными авторами, не всегда четко охарактеризованы. Не принимается во внимание геологическая структура подвергшейся метаморфизму свиты.

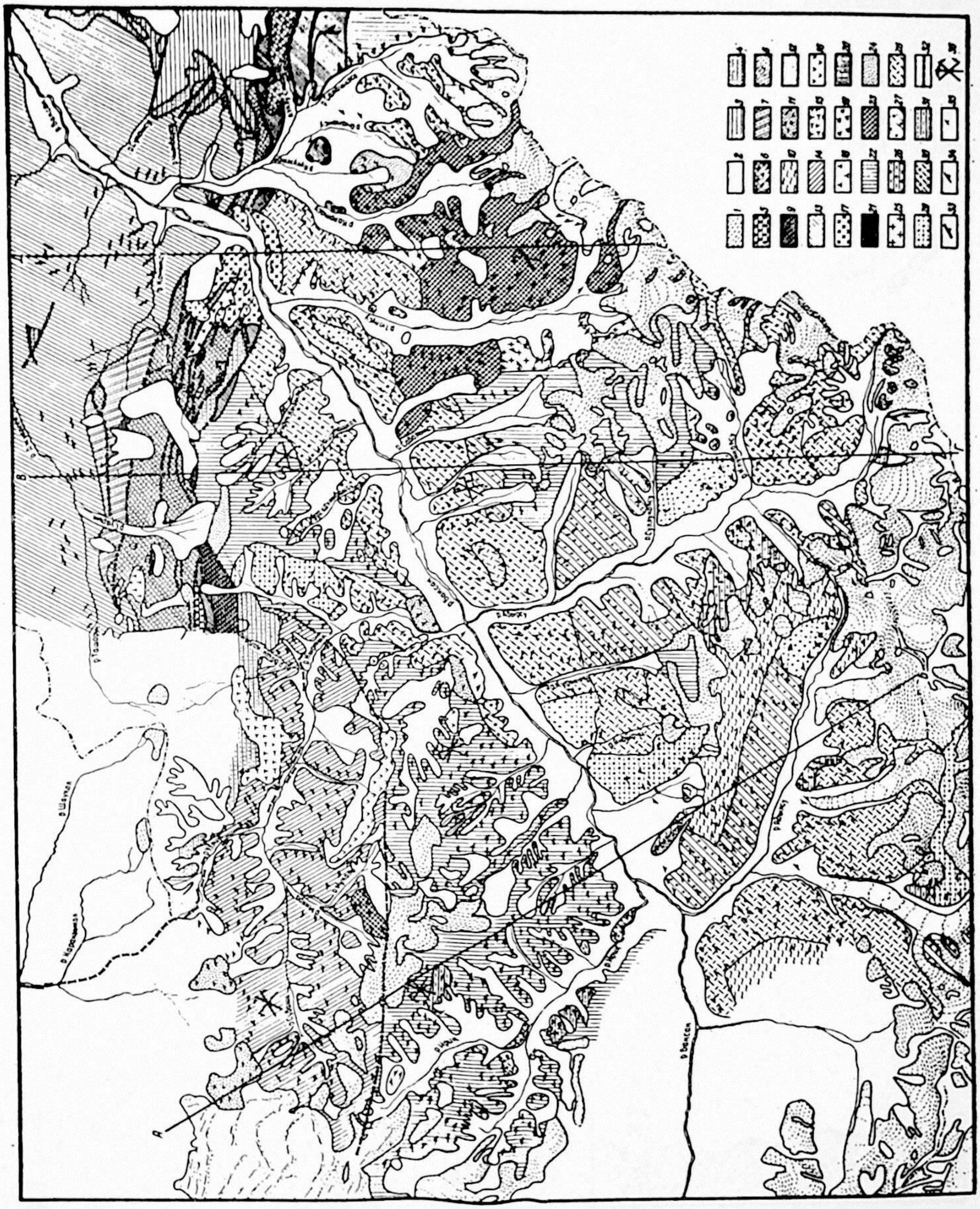
К рассматриваемому типу метаморфизма следует отнести процессы регионального метаморфизма, обозначаемые пропилитизацией и зеленокаменным изменением эвгеосинклинальных образований.

Учитывая определения Ф. Рихтгофена в 1868 г. (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963) и Котса (Coats, 1940), Д. С. Коржинский (1955, стр. 436) под пропилитизацией понимает зеленокаменное изменение вулканогенных толщ независимо от возраста, вызываемое послемагматическими растворами, связанными с данным вулканизмом, в отличие от наложенного более позднего метаморфизма. Эти изменения происходят на небольших глубинах после полного прекращения вулканической деятельности среднего и кислого состава и внедрения малых интрузий в период складчатости. Восходящие растворы вызывают пропилитизацию как вулканогенной толщи, так и малых интрузий. Для пропилитизациии характерна адуляризация, сопровождающаяся образованием цеолитов, ангидрита, алунита и др.; она отличается от ортоклазизации, совершающейся на больших глубинах. Пропилитизация более типична для фации гипабиссальной и субвулканической глубинности, чем для собственно вулканической.

Наши наблюдения (Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961) подтверждают послемагматический метасоматический характер рассматриваемого процесса и развитие его в вулканогенных геосинклиналях. На Кавказе этот процесс обычно наблюдается в мезокайнозойских, реже палеозойских вулканогенных геосинклиналях, в тех случаях, когда в них вместо крупных батолитовых метасоматических гранитоидов залегают относитеьно мелкие тела опять-таки гранитоидного состава.

Рис. 1 — Геологическая схема части бассейна р. Баксан

1 — ледники; 2 — аллювиалные, пролювиальные, ледниковые и обавльно-осыпные отложения; 3 — верхний лейас (песчаники, аргиллиты, алевролиты); 4 — средний лейас (линистые сланцы, песчаники, аргиллиты, конгломераты); 5 — нижний отдел пермской системы (толща красноцветных конгломератов); 6 — нижняя перм (Кенстантинская свита — конгломерати и песчаники); 7 — средний карбон (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы); 8 — средний и нижний карбон (порфиритовые туфы, туфопесчаники, глинистые сланцы); 9 — девон (джувургенская туфогенно-осадочная толща); 10 — инъецированные, сильно метамофизованные глинистые сланцы и песчаники палеозоя; 11 — палеозойские конгломераты; 12–14 — нижний-средний палеозой; 12 — аманчатская свита; 13 — чегемская свита метаморфических сланцев; 14 — кыртыская свита метаморфических сланцев и гнейсов; 15 — интрузивные липариты и липарит-дациты; 16 — андезиты; 17 —



лейкократовые гранитоиды и эльджуртинские порфировидные граниты; 18 — кварцевые диорит-порфириты; 19 — плагиограниты; 20 — кварц-карбонатные породы; 21 — скарнированные породы; 22 — биотитовые граниты; 23 — двуслюдяные граниты; 24 — мусковитовые граниты; 25 — порфировидные граниты; 26 — граниты, гнейсы и мигматиты с гранатом; 27 — гнейсй и граниты; 28 — гнейсы; 29 — гнейсы и мегматиты; 30 — мигматиты; 31 — амфиболовые и биотитовые сланцы; 32 — тектонические нарушения; 33 — элементы залегания сланцеватости; 34 — элементы залегания планпараллельных структур; 35 — элементы залегания трещин в эльджуртинских порфировидных гранитах; 36 — направления распространенных систем трещин отдельности в мигматитах, гнейсах и гранитах.

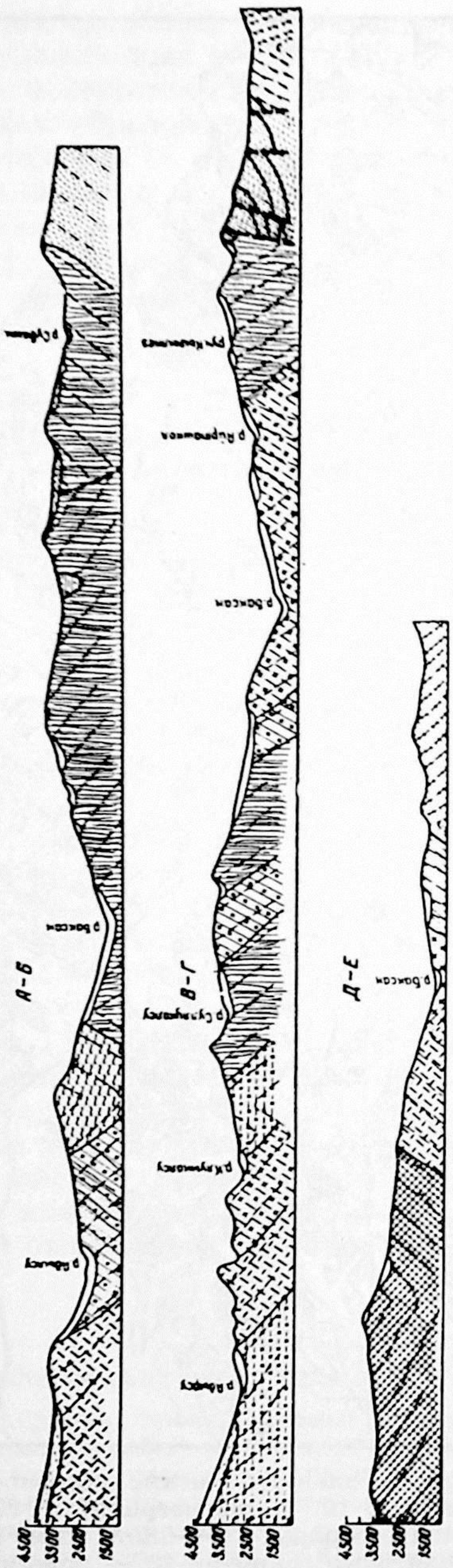


Рис. 2 — Геологические разрезы по линии А—Б, В—Г, Д—Е. Условные обозначения те же, что и на рис.

Погружение вулканогенных геосинклиналей, претерпевших в дальнейшем рассматриваемый тип метаморфизма, были относительно небольшими. Их метаморфизм (пропилитизация) происходил, как правилено отмечает Д. С. Коржинский, в период восходящих движе-

ний (складчатости), т.е. в условиях еще меньших глубин, нежели стадия погружения.

Адуляризация протекает в результате привноса восходящими растворами преимущественно калия на определенной стадии процесса. По-видимому, нет основания приурочивать эти растворы к отдельным интрузиям (К о р ж и н с к и й, 1955, стр. 437) и образующимся на глубинах крупным гранитоидным телам, ибо, как показывают многочислен-

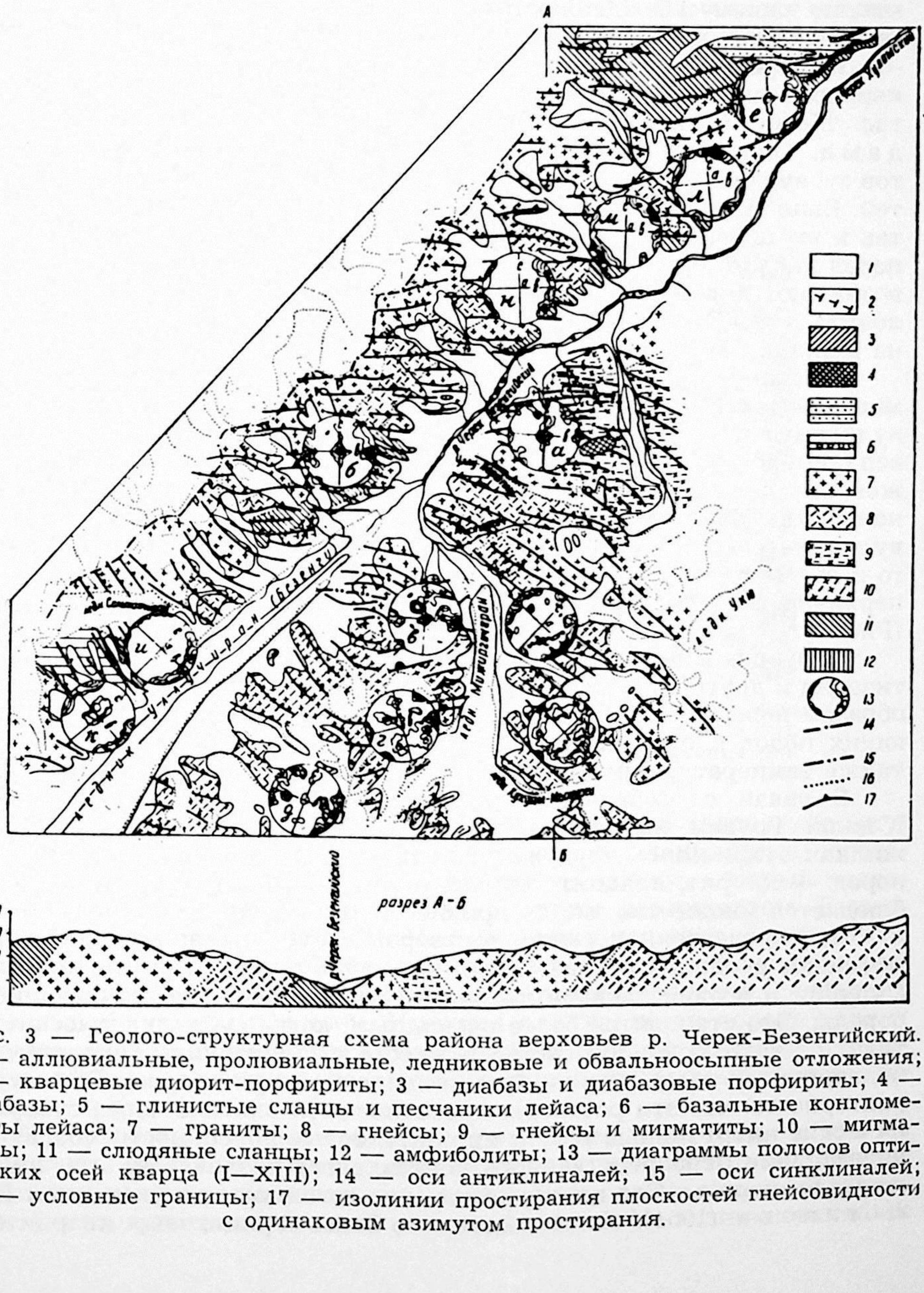


Рис. 3 — Геолого-структурная схема района верховьев р. Черек-Безенгийский. 1 — аллювиальные, пролювиальные, ледниковые и обвальноосыпные отложения; 2 — кварцевые диорит-порфириты; 3 — диабазы и диабазовые порфириты; 4 — диабазы; 5 — глинистые сланцы и песчаники лейаса; 6 — базальные конгломераты лейаса; 7 — граниты; 8 — гнейсы; 9 — гнейсы и мигматиты; 10 — мигматиты; 11 — слюдяные сланцы; 12 — амфиболиты; 13 — диаграммы полюсов оптических осей кварца (I—XIII); 14 — оси антиклиналей; 15 — оси синклиналей; 16 — условные границы; 17 — изолинии простирания плоскостей гнейсовидности с одинаковым азимутом простирания.

ные примеры, раннеорогенные интрузии главной своей частью залегают всегда в тех свитах, с развитием которых геологически они связаны и в субстрате последних.

Мы не можем согласиться с мнением Д. С. Коржинского (1955, стр. 440) в том, что „вызывающие пропилитизацию растворы выделяются не гранитами, как при образовании вторичных кварцитов, а преимущественно более основными магмами типа гранодиоритов", так как, по нашему убеждению, последние нередко сами представляют собой результат метасоматического воздействия растворов на габброиды.

Из продуктов других видов метаморфизма следует упомянуть кварцсерицитовые породы, так называемые вторичные кварциты. Можно было бы их назвать еще окварцованными породами. Они, по Д. С. Коржинскому, развиваются вдоль контактов субвулканических интрузий гранитоидов и их порфировых разностей. Выщелачиванию подвергаются как краевые части этих интрузий, так и вмещающие породы, преимущественно туфы и отчасти покровы пород кислого и реже среднего состава. Из глинистых минералов здесь возникают диккит, каолинит, минералы группы бейделит-монтмориллонита и др. Этот процесс, по Д. С. Коржинскому, развивается на меньших глубинах, оньего относит к сольфатарной фации.

По нашим наблюдениям, подобные процессы связаны с гидротермальной деятельностью и активизируются после полного прекращения вулканического процесса, что особенно наглядно наблюдалось нами в верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите Южной Грузии. Наложенному окварцеванию и ощелачиванию, предшествующим колчеданному рудоотложению, подвергнуты как упомянутая свита, так и субвулканические тела, в результате чего вулканические породы основного и среднего состава преобразуются в кварцевые порфиры, имеющие первично эффузивный облик (Зарицзе, Татришвили, 1959). (Рис. 4).

Окварцевание, альбитизация плагиоклаза, серицитизация, хлоритизация и другие процессы протекают метасоматическим путем. Разнообразие новообразованных минералов обусловлено составом вмещающих пород и просачивающимися гидротермальными растворами, а также температурными условиями.

В связи с особенностями состава верхнемеловых вулканогенов Южной Грузии выделения глинистых минералов не произошло. В жилках отложились продукты разложения минералов вулканических пород — хлорит, кальцит, эпидот, пирит, магнетит, гематит и др. Наблюдается множество жилок привнесенного кварца.

Непосредственная связь растворов с субвулканическими интрузиями ни в одном случае нами не наблюдалась. Они поднимались с глубин и воздействовали как на интрузии, так и на вмещающие их породы. Это становится более очевидным, когда субвулканические интрузии имеют основной состав и вместе с вмешающими их породами подвергаются воздействию кремне-щелочных растворов. Весьма характерно то, что эти растворы просачиваются охотнее через субвулканические интрузивные тела и их контактовые поверхности, создающие впечателние непосредственного контактового воздействия на вмещающие их породы. Это наше наблюдение согласуется с указанием В. П. Логинова (1951), отметившего, что зоны серицитовых кварцитов и

колчеданные залежи приурочены к контактам метаморфизованных даек альбитофиров, служивших проводниками послемагматических рудных растворов. Нам кажется, что в данном случае альбитофиры сами представляют собой продукты раннего воздействия этих растворов.

Наложенний характер подобных процессов хорошо виден из приведенного Д. С. Коржинским примера сольфатарной аргиллизации в горнорудном районе западных штатов США. Изменения вмещающих пород и соответствующая метасоматическая зональность проявляются относительно кварцевых жил, которые увязываются с кварцевыми монцонитами, имеющими, по-видимому, гибридный или скорее всего метасоматический генезис.

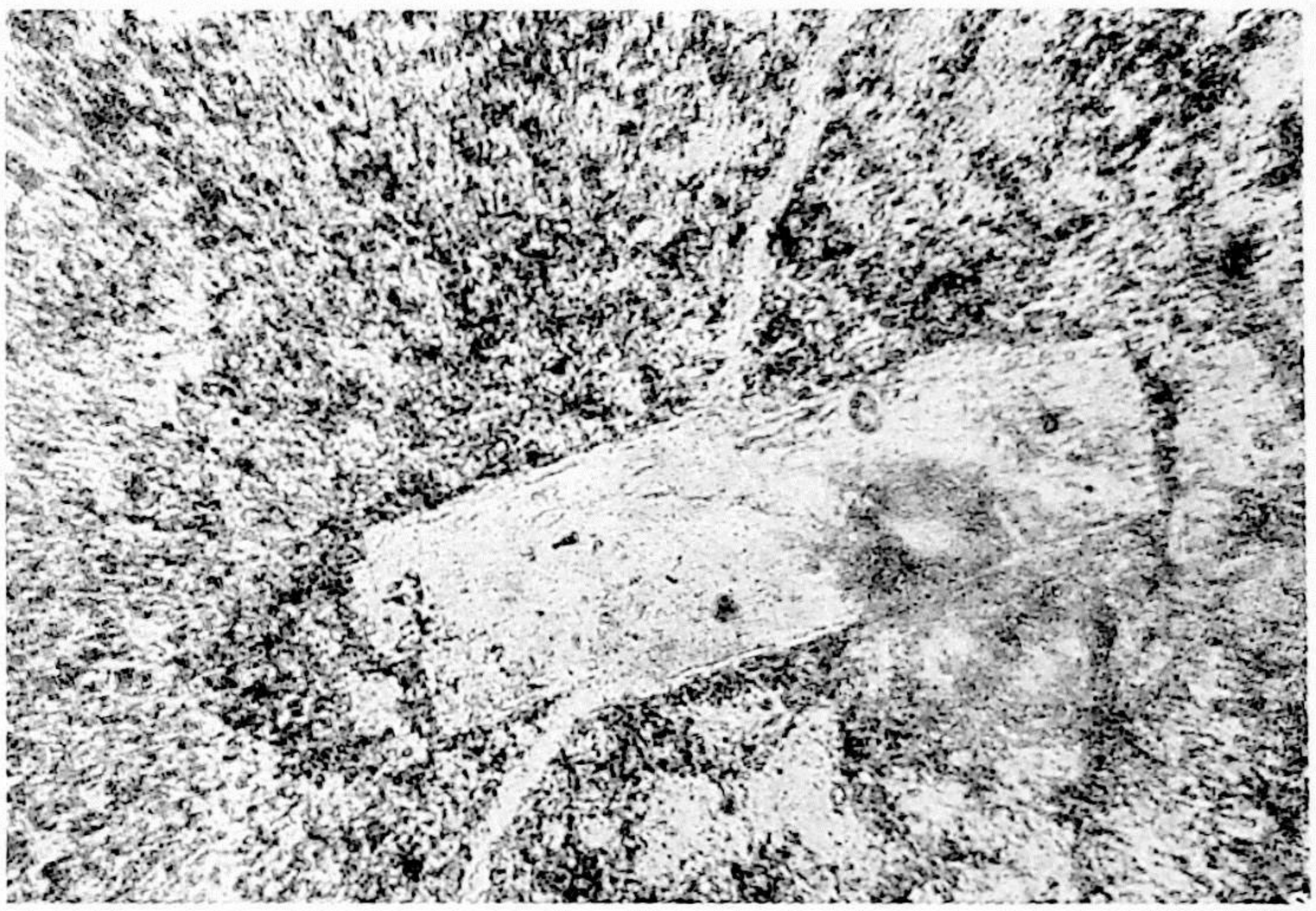


Рис. 4. — Верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща южной Грузии. Порфирит. Псевдоморфоза кварца по плагиоклазу. Видна жилка (подводящий канал) кварца. Ник. +; увеличение 40×.

В результате воздействия гидротермальных растворов, преимущественно кислого состава на верхнемеловые вулканогенные образования Южной Грузии высвобождается также магний, который расходуется на образование хлорита, хлорсерпентина и серпентина. Высвободившееся желез идет на выделение рудных минералов — магнетита, гематита и др., которые иногда содержатся в довольно большом количестве. Встречаются они в породах в виде отдельных зерен, скоплений совместно с кварцем и жилок. Имеются случаи, когда порода наряду с окварцеванием сильно гематитизирована, а в окрестности сел. Поладаури возникло гематитовое месторождение метасоматического генезиса.

Об образовании рудных минералов, в том числе и гематита. за счет разрушения вулканического стекла основных вулканитов свидетельствует их наличие в большом количестве в породах с сильно окварцованной и раскристаллизованной основной массой. На возникновение их

в результате последовательного преобразования породообразующих железомагнезиальных минералов из разностей более богатых железом в разности менее богатые ими, указывает приуроченность к последним значительных скоплений зерен рудного минерала. Наблюдаемые иногда полные или частичные псевдоморфозы рудного минерала с хлоритом или кальцитом по железомагнезиальному минералу также говорят в пользу высказанного мнения (Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961),Это согласуется с мнением Д. С. Коржинского (1955, стр. 426), отметившего, что образование пород, обогащенных железом, следует рассматривать как случай обогащения перемещенными инертными компонентами при уменьшении кислотности раствора.

Грейзенизация представляет собой один из видов метаморфического (метасоматического) процесса, протекающего пневматолито-гидротермальным путем. В результате этого процесса, как известно происходит замещение полевых шпатов кварцем и литиевой слюдой или мусковитом. При этом возникают топаз, биотит, турмалин, берилл и рудные минералы — оловянный камень, вольфрамит, молибденит. Температурные условия процесса обычно 450—250°С, в отдельных случаях она может подниматься до 700°С. Глубина — 2—6 км.

Грейзенизации подвергаются не только граниты, но иногда и глинистые сланцы и песчаники. По представлению Д. С. Коржинского (1955, стр. 428—429), „типичным примером приконтактового выщелачивания массивов наиболее кислых гранитов в условиях средних глубин является грейзенизация. Грейзенизация проявляется в кровле массивов и особенно в вершинах куполов гранита, и захватывает как сами граниты, гранитпорфириты и аплиты, так и прилежащие породы кровли, если они достаточно богаты кремнеземом и глиноземом".

Мы не располагаем наблюдениями, позволяющими рассмотреть последовательность разположения зон при грейзенизации и образовании мусковитовых гранитов, однако можем утверждать, что этот процесс, по крайней мере, не всегда происходит в контакте магматических гранитов с вмещающими породами. Наши наблюдения на Кавказе показали, что мусковитизация и сопровождающие ее минерализационные процессы притекают на конечных стадиях метасоматической гранитизации, т.е. при диафторезе. Этому процессу подвергаются и граниты и вмещающие их породы, частично уже измененные на ранних стадиях преобразования (Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961). Надо полагать, что интересующий нас процесс нередко является одним из поздних в цепи единого непрерывно-прерывистого процесса метасоматической гранитизации в условиях пониженной температуры и соответствующего изменения состава циркулирующих восходящих растворов в верхних частих подвергшейся преобразовательному процессу области, сложенной как гранитами, так и породами переднего фронта метасоматической гранитизации. Кроме того, не следует рассматривать его оторванно от более высокотемпературного метасоматического процесса.

Д. С. Коржанский (1955, стр. 431) мусковитизацию и окварцевание пегматитов считает минералогически сходными процессам грейзенизации. По-видимому, он прав, когда отмечает, что „образование апографических (т.е. еще сохраняющих реликтовые черты пере-

кристаллизованных графических срастаний) и пегматоидных структур сопровождается метасоматическим гидролизом полевых шпатов, с частичным замещением их мусковитом и кварцем. В зонах наиболее интенсивного воздействия растворов происходит полное окварцевание пегматитов, причем около кварцевых зон располагаются грубозернистые пегматоидные зоны с наиболее крупными кристаллами мусковита". Однако мы не можем согласиться с утверждением автора будто „мусковитизация пегматитов — автометасоматический эндоконтактовый процесс . . ." Наши наблюдения показали, что на Кавказе пегматиты формируются в конце метасоматического гранито- и сиенитообразования. Они замыкают длительный стадийный процесс метасоматоза, обусловленный восходящими растворами.

Кавказские гранитоидные пегматиты, как правило, встречаются в районах развития интенсивной микроклинизации. Они обычно залегают непосредственно в метасоматических гранитоидах или по соседству с ними в других породах. Местами контакт пегматитов с гранитоидами постепенный, что обусловлено общестью процессов микроклинизации. Окварцевание и мусковитизация обычно предшествуют микроклинизации. На Северном склоне Большого Кавказа, в ущелье р.

Рис. 5. — Формы разъедания плагиоклаза кварцем в гранитоиде с возникновением ихтиоглиптоподобных образований. При одном николе; увеличение 35×.

Ардон нами наблюдалось разъедание плагиоклаза вмещающих гранитоидов кварцем, в результате чего образовались ихтиоглиптоподобные его вростки. На следующие стадии произошла микроклинизация плагиоклаза, которая почти не затронула секущий его кварц. Он образует вростки уже в микроклин-пертите. Микроклин наследует бывшие включения плагиоклаза. (Рис. 5).

На Южном склоне Большого Кавказа, в пределах Верхней Рачи в верхнепалеозойских гранитоидах кое-где наблюдаются пегматоидные

жилы с выделениями кварца (2,5×4 см) и калишпата. В местах развития последнего количество слюды, представленной мусковитом, сильно убывает.

В этих пегматитах мусковит (размер чешуй 0,5×0,7 см представлен следующими разностями: совершенно чистой от примесей с остатками плагиоклаза и влкючающий в себя хлорит, эпидот и магнетит. Первая разность встречается в богатых кварцем и бедных плагиоклазом участках, вследствие чего мы ее считаем образованной за счет плагиоклаза; вторая разность имеет тот же генезис, что и первая, но находится на более низкой ступени преобразования, на что указывают включенные в мусковит, уцелевшие останцы плагиоклаза. Третья разность образована за счет цветной составляющей части исходных вмещающих пород. Она более мелкочешуйчатая (0,2×0,3 мм) и содержится в очень малом количестве.

Кварц разнозернистый (3×4. 2×6; 2×3 см), всегда ксеноморфный; расположен он в породе более или менее равномерно, за исключением сливных участков; погасание волнистое, реже одновременное, что наблюдается в одном и том же образце. Кварц с ровным погасанием обнаруживает гладкие контуры с тенденцией к идиоморфизму. Местами в кварце наблюдаются мелкие остатки замещаемого им плагиоклаза. Данная разность кварца приурочена, главным образом, к участкам, богатым мусковитом. В породе в малом количестве содержится также кварц, который в микроклине образует выклинивающиеся полосы. Относительно мелкозернистая разность кварца пересекает более крупные зерна как кварца, так и плагиоклаза.

Растворы, идущие по региональным разломом из глубин производят „околотрещинный метасоматоз“ и рудоотложение. Однако это не исключает регионального охвата пород метасоматозом даже на относительно малых глубинах.

„Под околожильным или околотрещинным метасоматозом понимается замещение боковых пород вдоль стенок трещинных жил.“ „Взаимодействие проточного раствора с боковой породой происходит, главним образом, посредством диффузии компонентов раствора через застойные растворы, выполняющие систему пор в боковой породе. Это приводит к метасоматическому замещению боковой породы, которое может распространиться на расстояние от нескольких сантиметров до нескольких метров в сторону от трещины. При наличии системы близко расположенных трещин около — трещинное изменение может захватывать большие массы боковой породы поперечником в десятки метров. В толщах пористых пород (карбонатные породы, туфы, песчаники) поднимающиеся по трещинам растворы могут просачиваться в боковые породы и на своем пути производить метасоматическое замещение значительных толщ, преимущественно послойно. В этом случае околожильное диффузивное замещение переходит в инфильтрационное. Таковы, например, сидеритовые, магнезитовые, баритовые и другие метасоматические залежи в известняках“ (К о р ж и н с к и й, 1955, стр. 442).

Из низкотемпературных околожильных метасоматических процессов, по данным Д. С. К о р ж и н с к о г о (1955), ниже рассматриваются наиболее распространенные случаи замещения горных пород.

Термин „березит“ был предложен Г. Розе в 1842 г. для серицитовых аплитов и гранито-порфиров Березовского золоторудного месторождения на Урале, которые считались магматическими породами. Позднее А. П. Карпинский установил метасоматическое их происхождение.

Изменения подобного характера широко развиты не только около золотоносных кварцевых жил, но и около полиметаллических и других кварцевых жил.

Березитами называются, породы, состоящие из новообразованного кварца и серицита с примесью пирита и небольшого количества анкерита. Из реликтовых минералов исходных пород могут присутствовать альбит или ортоклаз.

По бокам кварцевых жил обычно наблюдается зональность. Число минералов от внутренних зон к внешним возрастает.

Наглядным примером, приводимым Д. С. Коржинским (1955), могут служить гранит-порфиры Средней Азии, которые около некоторых кварцевых жил с полиметаллическим оруденением подвергнуты изменению. С приближением к кварцевой жиле исчезает альбит, замещающийся чешуйками серицита при наличии в породе свежего ортоклаза. В данном случае натрий является подвижным, а калий — инертным. В следующей зоне исчезает хлорит; он замещается анкеритом с примесью серицита. Здесь можно допустить подвижност кальция и инертность магния. Еще ближе к кварцевой жиле ортоклаз полностью замешается серицитом, что указывает на подвижность уже калия. Порода данной зоны представляет собой березит, состоящий из серицита, кварца, анкерита, пирита и рутила, однако реликтовая структура исходного гранит-порфира еще сохранена. В зоне непосредственного контакта с кварцево-рудной жилой исчезает сначала анкерит, а затем пирит или, наоборот, и порода приобретает кварц-серицитовый состав с примесью рутила. Структура исходной породы почти совершенно стерта.

Околожильное изменение гранитоидов выражается в образовании кварца, серицита, карбоната, хлорита, пирита с примесью рутила и апатита.

В результате воздействия на гипербазиты тех же растворов происходит их лиственитизация. На некотором удалении от жил серпентиниты замещаются тальком с магнезитом или брейнеритом. Ближе к жиле серпентинит полностью карбонатизируется, замещаясь кварц-брейнеритовыми или кварц-магнезитовыми породами, в которых присутствуют также светлая слюда, хлорит и рудные минералы — пирит, миллерит и гематит. Данные породы называются лиственитами (тальково-карбонатные, кварц-брейнеритовые и кварц-анкеритовые породы), а процесс, приводящий к их образованию, т.е. кварцево-тальково-карбонатное замещение ультрабазальтов — лиственитизацией.

Д. С. Коржинский (1955, стр. 499) предлагает название „собственно листвениты“ оставить за кварц-брейниритовыми или кварц-магнезитовыми породами.

Нам кажется, что лучше пользоваться названиями, не требующими оговорок, в частности, тальково-карбонатная порода, кварцево-брейнеритовая порода, кварцево-анкеритовая порода и др., а процессы соответственно именовать тальк-карбонатизация и т.д.

Рассматриваемый процесс замещения ультрабазитов мы относим к поздней стадии того единого процесса, который вызвал серпентинизацию ультрабазитов. Разумеется, мы допускаем изменение состава восходящих растворов во времени, и соответственно метасоматизируемой породы, что обусловливает различные метасоматические реакции.

На Южном Урале, к юго-востоку от г. Магнитогорска, в бассейне р. Гумбейки, в гранитоидном массиве, переходящем от гранодиоритов в сиениты, а в контакте с вулканогенной толщей диабазо-порфиритового состава в сиенито-диориты, Д. С. Коржинский (1955, стр. 450) описывает кварцевые жилы, которые в массиве и контактовом его ореоле сопровождаются низкотемпературной ортоклазизацией, называемой автором гумбейзацией, шириной зоны околожильного изменения несколько десятков сантиметров. В стороне от массива развито кварц-серицитовое замещение (березитизация).

В более широкой внешней зоне плагиоклаз первоначально превращается в альбит, включающий чешуи серицита, а ближе к кварцевой жиле постепенно замещается ортоклазовидным калишпатом, переходящим в микроклин, обладающим неясным двойниковым решетчатым строением. Цветные минералы преобразуются в анкерит и флогопит с примесью рутила, пирита, иногда гематита. Сфен переходит в лейкоксен, который ближе к жиле перекристаллизовывается в иголочки рутила. Апатит остается без изменения.

Упомянутый автор считает, что „разложение боковой породы, развитие ортоклаз-анкеритовой зоны и разрастание кварцевой жилы происходило, несомненно, одновременно, т.е. они представляют разные зоны одной диффузионной метасоматической колонки“ (1955, стр. 451). Однако приведенное этим автором описание не дает, как нам кажется, основания для такого вывода. Наблюдаемое скелетное разъедание ортоклаза и анкерита кварцем и их замещение последним, указывает на более позднее образование данного кварца. Естественно допустить более раннее формирование зоны, сложенной преимущственно калишпатом и анкеритом, впоследствии подвергшейся кремниевому метасоматозу с образованием, видимо, уже низкотемпературной кварцевой жилы. Возможно допущение, что ортоклаз-анкеритовый процесс (калишпатизация с предшествующей альбитизацией относительно более основного плагиоклаза) наложился сперва на гранитоидный массив, а затем образовалась кварцевая жила уже в готовой ортоклаз-анкеритовой зоне. Вполне возможно, что богатые калием растворы распространялись из той же трещины, которая впоследсвии заполнялась кварцем. На этом основании рассматриваемый процесс не оставляет впечатления околожильного замещения, связанного с формированием кварцевой жилы. Нам кажется, что здесь мы имеем дело с обычной калишпатизацией, накладывающейся на гранитоиды, бедные калишпатом, обусловливающей возникновение богатых ортоклазом или микроклином гранитоидов и сиенитов в соответствии с составом домикроклинизированных пород и восходящих растворов.

До рассматриваемых наложенных процессов в гранитоидах, видимо, существовали легко проницаемые для растворов трещины, вдоль которых гранитоиды последовательно подверглись сперва преимущественно калиевому, а затем кремниевому метасоматозу.

Регрессивный или ретроградный метаморфизм (диафторез) всеми петрологами понимается одиноково. Он нередко устанавливается с достаточной убедительностью. Это те случаи, когда наблюдаются низкотемпературные минеральные ассоциации, возникшие за счет ранее образованных более высокотемпературных минералов в период прогрессивного метаморфизма.

ДЕБАЗИФИКАЦИЯ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Одним из разделяемых всеми исследователями положений является связь минерализации с магматизмом. Часть геологов понимает ее в прямом смысле, т.е. как связь минерализации с конкретным магматическим образованием. Другие считают, что минерализационные процессы, совершающиеся в ощутимых масштабах в постмагматическую стадию, связаны с глубинным источником, породившим магматические породы. На этих же позициях стоит и автор данной работы (Заридзе, 1963, 1965, 1970). Они убедительно подтверждаются на примерах палеомагматизма. В областях современного вулканизма этот вопрос до последнего времени не решался однозначно. Исследования, проведенные учеными Вулканологического института СО АН СССР, пролили свет на данный вопрос. Среди них особое место занимают работы С. И. Набоко (1961, 1966; Набоко, Пийп, 1961 и др.). Анализ большого фактического материала дал ей возможность заключить, что „гидротермальные растворы и активный вулканизм имеют связь в смысле наличия единого глубинного источника магмы и восходящего потока эндогенных эманаций" (1966, стр. 24). Однако известны случаи проявления гидротермальных минерализационных процессов без видимой, либо близкой по времени связи с магматизмом. Их можно, вероятно, именовать „телетермальными минерализационными процессами", связанными с магматическим очагом, находящимся на большом удалении.

Подобный тип минерализационных процессов, возможно, следует рассматривать в качестве особой формы проявления глубинного (эндогенного) породо- и рудообразования, причем породы, возникшие этим путем являются всегда метасоматическими. Так образовались многие гранитоиды, входящие в состав древних платформ и, кроме того, изученные нами кавказские палеозойские и некоторые другие метасоматические гранитоиды, в которыя связь метасоматизирующих восходящих растворов с магматическими телами не обнаруживается.

Нами указывалось, что предшественником свякого рода минерализационных процессов — метасоматического породообразования, рудно-минерализационного процесса и др. — обычно является магматический (ефффузивный) процесс, после прекращения которого в фазу складчатости осуществляется интрузивным процессом (Заридзе, 1963, 1965). Реже начальный магматизм проявляется только в интрузивной форме. Исключение составляют, как отмечалось, такие наложенные процессы, которые отделены от магматического процесса большим интервалом времени.

Возникновение гранитов, сиенитов и других пород в результате гранитизации, сиенитизации и прочих процессов за счет различных исходных пород в настоящее время признается всеми. Различие во

взглядах заключается лишь в том, что одни петрологи считают эти процессы наиболее существенными в становлении гранитов, сиенитов и других пород, другие же приписывают им незначительную роль. Оно проявляется также и в вопросе о способе этих процессов. Часть геологов все еще придерживается мнения о проявлении гранитизации во время погружения геосинклинальных толщ на большую глубину. Нам кажется, что это невероятно, особенно, если геосинклиналь имеет фемический профиль, а также при засасывании океанической коры в зону Беньоффа. Другая часть исследователей считает, что процесс гранитизации осуществляется под воздействием восходящих растворов, вызывающих поднятие геоизотерм и обусловливающих, по мнению одных петрологов магматическое, а по мнению других — метасоматическое замещение исходных пород. Этот процесс сопряжен со складкообразованием (Рисунки: 1, 2, 3).

Как известно, в период погружения геосинклиналей, в частности, фемического профиля, имеет место интенсивный вулканизм магмы толеит-базальтового состава, который прекращается в связи со складчатостью, приводящей к образованию интрагеоантиклинали и формированию гранитоидных массивов (З а р и д з е, 1952).

Указанная закономерность, наблюдаемая повсеместно, исключает анатектическое образование гранитоидов и прочих пород, что недавно было отмечено Д. С. К о р ж и н с к и м (1967).

Нами неоднократно описывался процесс постепенной метасоматической гранитизации (дебазификации) пород вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ на Кавказе (З а р и д з е, Т а т р и ш в и л и, 1959, 1963, 1967, 1974).

Заложенные на базальтовом субстрате современные геосинклинали Тихого океана исключают анатектические процессы, могущие служить источником гранитового материала.

В настоящее время по-видимому, следует считать установленным, что изначальные вулканогенные геосинклинали развивались на симатическом субстрате; в стадию их складчатости возникали гранитоиды, образующие крупные батолитовые тела. В качестве примера можно привести развитие Кавказского региона. Наши исследования на территории Кавказа, в районах выходов древнейших образований, дали основание полагать, что земная кора самых древних вулканогенных геосинклиналей в докембрии соответствовала базальту. Она вместе с геосинклинальными образованиями подверглась складчатости и метаморфизму. В это время произошло также возникновение наиболее древних гранитоидов, встречающихся в виде галек и обломков их минералов в нижнепалеозойских геосинклинальных толщах.

Процессы гранитизации, осуществляющиеся путем стадийного метасоматического замещения одных минеральных ассоциаций (минералов „хозяев“) другими минеральными ассоциациями в твердой среде, особенно наглядно проявляются в породах основного состава, что согласуется с мнением Д. С. К о р ж и н с к о г о, отметившего, что „всякое превращение легче всего протекает в системах, наиболее далеких от состояния равновесия“. Однако вряд ли это превращение протекает путем магматического замещения. Д. С. К о р ж и н с к и й (1967) пишет, что „растворы несут тепло и поэтому вызывают избирательное расплавление пород, сопровождаемое одновременным растворением

одних компонентов и отложением других, что сходно с метасоматическим замещением и поэтому было названо магматическим замещением“ (стр. 115).

Если одни компоненты растворяются и на их месте отлагаются другие, то такой процесс как для компонентов и минералов, так и для породы в целом следует отнести к категории метасоматической гранитизации при условии образования гранитоида как конечного продукта.

В случае, когда метасоматическая гранитизация заходит далеко, может произойти полное нарушение структуры исходной породы; последняя постепенно разжижается и приобретает способность к интрузии, что метасоматистами рассматривается как процесс магмообразования. Но процесс этот ничего общего не имеет с магматическим замещением.

Д. С. Коржинский (1967), полемизируя с исследователями, защищавщими процесс анатектической гранитизации, сам отмечает, что во многих местах, где разбиты обширные площади гранитов и мигматитов, наблюдаются зоны дебазификации пород, в том числе и чарнокитов, представляющих собой во многих случаях мигматиты, происшедшие путем гранитизации базитов, в частности диабазов, о чем свидетельствует сохранившаяся нередко в основных разностях чарнокитов реликтовая офитовая структура (Прибайкалье и район г. Мадраса в Индии).

На протяжении многих лет нами на Кавказе описывались процессы метасоматической гранитизации различных основных магматических пород и целых геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ. Эти описания сведены в соответствующей монографии (Заридзе, 1970).

Изученные нами на Кавказе палеозойские кристаллические образования не оставляют места для сомнений об образовании метаморфитов и гранитоидов в результате длительно протекающего стадийного метасоматического процесса, приводящего нередко к формированию крупных гранитоидных массивов с сохранившимися местами, унаследованными от исходных геосинклинальных толщ складчатыми и разрывными структурами (Рисунки: 1, 2, 3).

Длительный процесс метасоматической дебазификации и гранитизации наглядно обнаруживается, например, в кристаллических образованиях бассейна р. Ханзы-Дон (Северный Кавказ). Наряду с другими метаморфитами (силлиманит-биотитовые сланцы), исходные породы которых преимущественно седиментогенные, встречаются также связанные с ними магматические породы — тонкопослойные (гнейсовидные) дорит-порфириты и метаморфизованные габброиды. Исходные главные минералы последних пород представлены основным плагиоклазом и бурой роговой обманкой, возможно, образованной за счет пироксена. В результате ретроградного метаморфизма возникли две ассоциации минералов: кварц-биотит-основной плагиоклаз-роговая обманка, соответствующая силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации и кварц-альбит-серицит-кальцит-хлорит-эпидот, отвечающая кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Хорошо наблюдается как распад основного плагиоклаза габброида вызывает его частичную альбитизацию (деанортитизацию), с выделением соссюрита, а также кальцита и акцессорного апатита. Рого-

вая обманка переходит в биотит, а затем в хлорит. Минералы группы эпидота и сфен возникают в результате диссоциации роговой обманки. Образованию биотита сопутствует выделение циркона (З а р и д з е, Т а т р и ш в и л и, 1967). Кварц целиком привнесенный.

Развитые на северном Кавказе послойные мигматиты возникают за счет метаморфизованных габброидов под воздействием послойных лейкократовых иньекций. В пользу этого свидетельствует содержание в мигматитах в отдельных случаях роговой обманки, останцев уцелевших габброидов и их плагиоклазов (Рис. 6). Но это не исключает возможности образования этих пород за счет упомянутых выше силлиманит-биотитовых сланцев.

Рис. 6. — Северный склон Большого Кавказа.
Инъецированный амфиболит (древний субстрат).

Устанавливается следующая последовательность метасоматического минералообразования. Привнос кремния и вызванное им окварцевание, а такие частичная альбитизация породы (исходного габброида), видимо, предшествовали всем другим процессам. Кремниевый метасоматоз на протяженим всего преобразовательного процесса протокал, по-видимому, не менее как в 2—3 стадии, на что указывает наличие

пегматоидных прорастаний раннего кварца поздним. Затем возник биотит, в результате привноса калия, т.е. калиевый метасоматоз в ранной стадии выражен в биотитизации роговой обманки габброида. В связи с этим процессом возникает циркон и выделяется магнетит. Последний выпадает и в результате хлоритизации биотита.

Следующим процессом является альбитизация основного плагиоклаза. Наблюдаемое замещение биотита альбитом указывает на то, что калиевый метасоматоз (биотитизация) совершается перед натриевым метасоматозом (альбитизацией). Возникновение циркона и апатита сопутствует соответственно, образованию биотита и кислого плагиоклаза, т.е. процессу деанортизации. Последним значительным процессом является вторая стадия калиевого метасоматоза, проявляющаяся в микроклинизации кислого плагиоклаза.

Приближенные парагенетические минеральные ассоциации для послойных мигматитов следующие: кварц-биотит-плагиоклаз, кварц-альбит-эпидот-хлорит и кварц-микроклин-эпидот (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации).

Дальнейшее преобразование послойных мигматитов приводит к возникновению теневых мигматитов. Более интенсивный привнос лейкократового материала нарушает ориентированное расположение слюды и хлорита и возникновение отдельных разровненных их скоплений в виде пятен. Последовательность метасоматического минералообразовательного процесса аналогична послойным мигматитам.

На следующей стадии метасоматического процесса формируются гранитоиды, однако последние могли возникнуть также и за счет силлиманит и кордиеритсодержащих биотитовых сланцев.

По последовательности минералообразования гранитоиды ничем не отличаются от послойных и теневых мигматитов; разница заключается лишь в возрастании количества лейкократовых минералов и в уменьшении темных составных частей.

Микроклин, как и в предыдущих породах, образуется последним и всегда по альбиту, проходя стадию пертитизации. Альбитовые кристаллы различной формы, включенные в микроклин, так же как и альбиты пертитов, представляют собой уцелевшие остатки от процесса микроклинизации (З а р и д з е, Т а т р и ш в и л и, 1959). (Рисунки 7 и 8). Порфиробластический (порфировидный) микроклин развивается по рядом расположенным нескольким альбитовым кристаллам либо по предварительно укрупненым в процессе альбитизации зернам плагиоклаза.

Лейкократовые граниты (аляскиты) от других гранитоидов отличаются лишь незначительным содержанием в них слюды и хлорита. Они представляют собой существенно кварц-плагиоклаз-микроклиновые граниты. Пегматоиды по минеральному составу близки к лейкократовым гранитам. В них видны крупные кристаллы кислого плагиоклаза, возникшие путем собирательной кристаллизации в процессе натриевого метасоматоза. Они разъедены и пересечены кварцем с возникновением пегматитоподобных прорастаний и скелетных плагиоклазовых образований. В пегматоидах фиксируются жилки альбита, иногда вместе с кварцем и примесью мусковита и его мелкозернистый

агрегат, зажатый между крупными кристаллами плагиоклаза. Микроклинизация кислого плагиоклаза происходит также через стадию пертитизации. В плагиоклазе и микроклине развиты ихтиоглиптоподобные образования кварца.

Таким образом все рассмотренные стадии породообразовательного процесса имеют метасоматический характер и совершаются стадийно под воздействием привнесенного материала — главным образом кремния, натрия, калия, содержащихся в восходящих растворах.

Диафторический метасоматический процесс преобразования исходного габброида р. Ханзы-Дон, состоящего из основного плагиоклаза и бурой роговой обманки, образованных, возможно, за счет пироксена, протекает приблизительно в следующие три стадии:

Рис. 7. — Северный склон Большого Кавказа. Микроклинизация плагиоклаза (альбита) с образованием пертита. Видно как от альбита всторону разъедающего его решетчатого микроклина отходят одинаково ориентированные и одновременно погасающие полосы (уцелевшие останы — реликты), образующие пертит. Ник. +; увеличение 47×.

1) кварц, бурая роговая обманка → биотит + циркон + сфен, основной плагиоклаз → средний плагиоклаз + апатит + епидот + соссюрит + кальцит;

2) кварц, биотит + циркон (завершение биотитизации роговой обманки) → хлорит + магнетит, кислый плагиоклаз + апатит + эпидот;

3) кварц, серицит (мусковит), альбит, микроклин.

Метасоматическое замещение основных пород может совершаться и вне процесса дебазификации. По данным ряда исследователей, габ-

бронориты Урала возникли за счет преобразования эффузивов геосинклинальной зеленокаменной толщи. Устанавливаются реликты пород этой толщи в габбро-амфиболитах (Морковкина, 1963; Ефимов, 1963; Артамонова (1963) отмечает постепенные переходы пород толщи в габброиды, обнаруживающие унаследованную обломочную текстуру и элементы залегания вмещающей толщи.

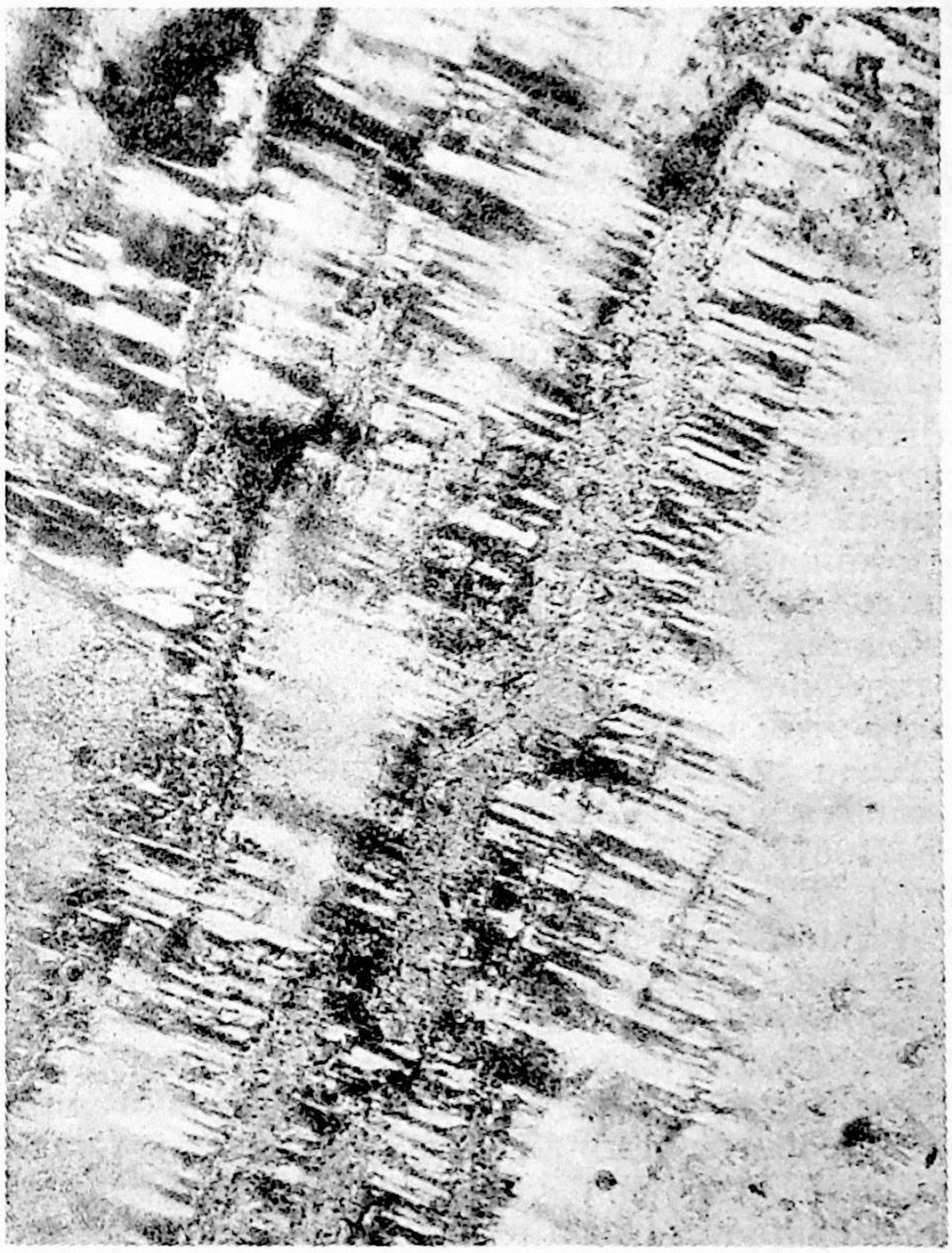


Рис. 8. — Северный склон Большого Кавказа. Образование микроклин-пертита в результате микроклинизации пллагиоклаза (альбита).

Таким образом,перечисленные массивы наследуют складчатую структуру вмещающей вулканогенно-осадочной толщи, подвергшейся различного характера метасоматической переработке, под воздействием восходящих растворов в период, когда складчатые структуры вулканогенно-осадочной толщи были в основном уже сформированы.

В Алтае-Саянской складчатой области Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов (1958) отмечают, что массивы габброидов, локализованные в пределах глубинных разломов в виде линейных тел, совершенно постепенно переходят во вмещающую вулкано-

генно-осадочную толщу кембрия по следующей схеме: кембрийске эффузии → гнейсовидные габбро габбро массивного сложения.

Подобные факты наблюдаются повсеместно в древних формациях фемического профиля. Они широко освещаются в петрологической литературе. Источником восходящих растворов, производящих метасоматическую гранитизацию, сиенитизацию и рудную минерализацию следует, по-видимому, считать верхнюю мантию.

О связи базальтовой магмы и восходящих растворов в глубинами Земли было высказано в 1953 г. на I-м Всесоюзном петрографическом совещании в Москве (З а р и д з е, 1955), однако тогда оно не вызвало резонанса. Было отмечено, что пространственная связь основных пород, изливающихся в геосинклинальных областях во время преобладания нисходящих движений, с гранитоидами, формировавшимися в этапы дислокационных процессов, и совершенно лейкократовый характер привнесенного вещества, которое . . . в результате взаимодействия с боковыми породами приобретает обычный для гранитоидов состав, свидетельствует, возможно о том, что та базальтовая или даже перидотитовая магма, которая возникает под геосинклинальным бассейном, в глубоких частях Земли сильно преобразуется. В ней уже совершенно нет характерных для нее химических элементов, как, например, магния, железа и кальция. Преобразованное вещество обогащено главным образом кремнием, калием и натрием. (стр. 395).

Для восходящих растворов Д. С. К о р ж и н с к и й ввел термин „трансмагматические“ или „сквозьмагматические“ растворы. Он, судя по вложенному этим автором смыслу, ничем не отличается от укоренившегося в геологии термина „восходящие растворы“, который к тому же воспринимается всеми однозначно. По новой трактовке Д. С. К о р ж и н с к о г о (1967) совершенно теряется различие между „трансмагматическими“ („сквозьмагматическими“) растворами и „восходящими растворами“. В настоящее время их источником автор считает верхнюю мантию, что многие современные геологи допускают в отношении восходящих растворов, производящих метасоматические преобразования.

Наряду с магмами и растворами, зарождающимися в верхней мантии Земли, существуют растворы, которые выделяются непосредственно из магмы на разных стадиях ее консолидации, а также растворы, мобилизованные из осадочных пород, однако их роль, по сравнение с растворами, генерирующимися в верхней мантии, относительно небольшая.

Восходящие растворы, поступающие в верхние структурные ярусы — в складчатые сооружения, вызывают метаморфические преобразования исходных пород. Метаморфические реакции имеют обычно метасоматический характер. Новообразованные ассоциации и фации зависят от состава раствора и минералов „хозяев“ и, кроме того, от температуры и давления, существующих на участке подвергшейся метасоматозу геологической структуры.

Для правильного понимания метасоматических реакций в породообразовании необходимо учитывать стадийность привноса восходящими растворами компонентов. На Кавказе для различных эндогенных (метаморфических, метасоматических) формаций установлены различные стадии привноса вещества и метасоматических процессов, о чем речь будет ниже.

ДАВЛЕНИЕ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТИЗМЕ

Нами было показано, что метаморфические и метасоматические процессы обычно связаны с геосинклинальными и негеосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями. Они развиваются не в стадию становления геосинклинали, седиментации и синхронного вулканизма, как это принято было утверждать раньше, а в стадию складчатости и воздымания этих образований (Заридзе, Татришвили, 1953[1, 2, 3], 1958). Это подтверждается приуроченностью метаморфизма и формирования гранитоидов (магматических и метасоматических) со складкообразованием в эвгеосинклиналях, а также тем, что в период погружения геосинклинали происходит интенсивная подводная эффузивная деятельность обычно основной (толеит-базальтовой) магмы, прекращающейся с началом смены знака вертикального движения геосинклинали, т.е. в стадию складчатости (начало орогенеза).

В эвгеосинклиналях, претерпевших метаморфизм и метасоматизм в стадию складчатости, естественно следует ожидать погашения давления нагрузки. В это время образуются синклинали и антиклинали, а в целом — сложная сводовая структура, в которой, если ее представить в статистическом положении, распределение сил не будет иметь ничего общего с тем, которое отвечало бы давлению нагрузки. Давление в различных частях складчатой структуры будет различным, т.е. в отношении давления структура будет анизотропной (Заридзе, Татришвили, 1964).

Эти наши высказывания подтверждаются статьей Д. В. Рундквиста (1966), который пришел к заключение, что „давление (напряженное состояние) в горных породах на глубинах формирования месторождений распределено резко неравномерно“ и что „анизотропия в распределении давления должна отражаться на процессах метасоматического породообразования (так же, как и перекристаллизация и в значительной степени предопределять) при прочих равных условиях пространственное размещение возникающих образований“ (стр. 36).

Интерес представляют следующие высказывания автора: „Рассматривая метасоматическое минералообразование упрощенно, в условиях, близких к статическим, модель процесса можно представить себе как взаимодействие растворов (гидростатически передающих давление во все стороны и находящихся на одних и тех же уровнях при одинаковом давлении) с породами, находящимися в разных точках при различном давлении (меньшем, как мы видели, в замках антиклиналей, взброшенных блоках, вблизи открытиых трещин и т.д., большем в замках синклиналей, взброшенных блоках, вблизи зон тектонических нарушений и т.д.“ (стр. 29). В связи с этим „процессы метасоматического минералообразования наиболее интенсивно должны проявлятся в участках антиклинальных перегибов, куполовидных структур, приподнятых „взброшенных“ блоках, зонах брекчий, зонах вдоль приоткрытых систем трещин, а также в участках сложного чередования различных по механическим свойствам пород“ (стр. 34).

Д. В. Рундквист (1966) приводит сравнительную диаграмму Ж. Балобра, воспроизводящую напряжение в горных породах, построенную на основании теоретически вычисленных данных и измерений в горных выработках, и полученные этим автором выводы. Инте-

рес представляет заключение о том, что наибольший вектор напряжения редко оказывается вертикальным и что внутренние напряжения в породах оказываются „очень неравномерными в пространстве и не являются также постоянными во времени".

Так как в легкопроницаемых породах (трещиноватых, пористых и т.д.) давление восходящего потока растворов сравнительно с нетрещиноватыми породами низкое, в них происходит свободная циркуляция растворов и выпадение минералов. Интенсивность околотрещинного метасоматоза и концентрация рудных элементов в таких породах будет зависеть от температуры и состава вмещающих пород, а также кристаллохимических факторов. При наличии протяженных тектонических полостей в горных породах, плохо проницаемых для растворов, должны образоваться месторождения с резкими зальбандами со слабо развитым околотрещинным метасоматозом.

В плотных в физическом отношении породах передвижение растворов происходит через межзерновые и молекулярные пространства (порвые растворы), путем выравнивания химических потенциалов растворов и минералов в результате метасоматического процесса. В данном случае, если метасоматический процесс не дошел до полного преобразования исходной породы и возникли лишь в различной степени преобразованные зоны (метасоматическая зональность) или участки, обусловленные последовательными стадиями развития процесса, переход между ними будет постепенным.

В динамических условиях восходящего потока растворов, в пределах определенного положения фронта метасоматоза, равновесие между исходным минералом и раствором достигается при полном их преобразовании (замещении). В данном случае достигается элементарное равновесие между метасоматизируемой породой (минералом) и раствором, включившим в свой состав компоненты частично или полностью растворенных исходных минералов и сбросившим в процессе метасоматического замещения определенное количество компонентов.

Последующие потоки растворов той же стадии и того же состава просачиваются через преобразованные породы уже „свободно", они для растворов данного состава представляют нейтральную среду.

Таким образом, в результате перемещения волны метасоматического процесса происходит не только растворение, но и образование новых минералов в условиях различного давления в разных участках исходных пород. Этот процесс протекает либо локально, либо регионально до тех пор, пока не произойдет выравнивание химических потенциалов компонентов в растворе.

Метасоматический процесс имеет стадийный характер, т.е. в одном геологическом цикле состав растворов изменчив.

СТАДИЙНОСТЬ В МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПОРОДООБРАЗОВАНИИ

В этом аспекте процессы метасоматоза нами были рассмотрены в ранее опубликованных работах (З а р и д з е, Т а т р и ш в и л и, 1959, 1960).

На материале Кавказа мы пришли к заключению, что метасоматическое породообразование происходит стадийно, причем опережающим

для части пород является кремниевый метасоматоз. Это наблюдается, в частности, при постепенном становлении гранитоидов из различных исходных пород.

Стадии метасоматоза при полном проявлении обусловлены последовательной активностью главным образом кремния, натрия и калия. Но нередко проявляются не все стадии и тогда процесс имеет в различной степени незавершенный характер, позволяющий иметь суждение о постепенном становлении гранитоидов и других горных пород.

Метасоматоз вызывает выщелачивание основных элементов, особенно из метасоматизируемых основных магматических пород, их вынос и постепенное стадийное переотложение.

То же наблюдается в области современного магмопроявления. „Интенсивный метасоматизм, выщелачивание пород и минералообразование развиваются под воздействием водных жидких растворов и являются наложенными на вулканиты“ (Набоко, 1966, стр. 17).

Одностадийный метасоматоз обычно обусловливается привносом кремния восходящими растворами. В результате образуются кварцевые габбро, кварцевые диабазы, (мета) кварцевые порфириты, микропегматитовые диабазы, вторичные (метасоматические) кварциты и др.

Одностадийный метасоматоз в отдельных случаях, особенно в условиях геосинклинального вулканизма, осуществляется после полного его прекращения в виде натриевого метасоматоза с возникновением спилитов. Это может произойти на участках пород, миновавших кремниевый метасоматоз, либо непретерпевших эту стадию преобразования. Например, в ущелье р. Актюбы (Северный Кавказ) имеется большое тело альбитового диорита, образованного за счет габбро в результате преимущественного натриевого метасоматоза (Зарридзе, Татришвили, 1959).

Герцинские гранитоиды Кавказа возникли в результате многостадийного метасоматического процесса за счет различных исходных магматических и осадочных пород, однако несмотря на интенсивное проявление в регионе всех стадий метасоматоза, в некоторых участках породы избежали части предыдущих стадий преобразования и подверглись почти только одному калиевому метасоматозу. В результате возникли калишпатовые (ортоклазовые) габбро, в которых наряду с кристаллами калишпата, замещающего плагиоклаз, наблюдаются его жилки; встречаются также порфиробластические амфиболиты и биотитовые сланцы, в которых порфирообласты представлены микроклином.

Метасоматоз с проявлением двух различных стадий выражен двумя последовательными процессами, обусловленными реакциями, связанными с привносом, сначала кремния, затем натрия, либо обоих почти одновременно.

После становления спилитов и кератофиров, спилит-кератофир-диабаз-порфиритовая формация нередко подвергается кремниевому метасоматозу, имевшему вначале локальный характер.

Преимущественно кремниево-натриевый метасоматоз нами наблюдался в Южной Грузии, где развита верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита, общей мощностью до 2,5 км, состаляющая андезит-(-базальт)-дацитовую формацию.

Исходными породами этой формации явились толеит-базальты, андезиты и их туфы, что подтверждается наличием среди порфировых вкрапленников этих пород хлоритовых либо хлоритовых вместе с кальцитом псевдоморфоз, иногда с опацитовой каемкой по роговой обманке. Местами роговая обманка и моноклинный пироксен сохранены как среди вкрапленников, так и в основной массе. В результате наложения кремниевого и натриевого метасоматоза породы преобразовались в кварцевые альбитофиры, реже кварцевые порфириты и дациты.

На проявление кремниевого метасоматоза указывает окварцованность основной массы базальтовых порфиритов. В них кварц неравномерно рассеян по всей породе, а также образует гнезда и жилки. Местами наблюдается возникновение гранофиров. Кроме того, кварц представлен порфиробластами, имеющими изометрические очертания. Порой кварц и плагиоклаз образуют микропегматитовые срастания. Любопытно возникновение псевдоморфоз агрегата мелких зерен или монокристаллов кварца по плагиоклазу. Иногда можно наблюдать подводящие жилки псевдоморфного кварца по плагиоклазу (З а р и д з е, Т а т р и ш в и л и, 1959).

Натриевый метасоматоз выражен в постепенной альбитизации вкрапленника исходного основного плагиоклаза, который освобождается от продуктов своего распада, становясь прозрачным и более кислым. Наблюдаются различные ступени очищения плагиоклаза — от сильно загрязненных до микротиновых.

Гиалопилитовая, витрофировая либо мелкозернистая основная масса обнаруживает пелитизацию, хлоритизацию, кальцитизацию и, как отмечалось, окварцованность. Нередко наблюдается полная перекристаллизация с возникновением сферолитов и кристаллов альбита. Натриевый метасоматоз порой проявляется в цеолитизации.

Разрушение железо-магнезиальных минералов, основного плагиоклаза и стекла вызывает высвобождение кальция, железа и магния. Первый из названных элементов идет на выделение кальцита и эпидотцоизита, содержащихся в породах иногда в существенном количестве; небольшая часть кальция расходуется на образование апатита. Магний потребляется на возникновение хлор-серпентина и серпентина. Железо образует рудне минералы — магнетит, ильменит и гематит, присуствующие в породе иногда довольно в большом количестве. Эти минералы встречаются в виде зерен, скоплений вместе с кварцем и жилок. Встречаются также базальтовые порфириты, которые одновременно сильно окварцованы и гематитизированы. Путем мобилизации высвобожденного железа в окрестностях сел. Полодаури, в верхнемеловых вулканогенах образовалось метасоматическое гематитовое месторождение.

В чегемской метаморфической свите (формации) верхнего докембрия-нижнего палеозоя (возраст исходных пород) на Северном Кавказе наблюдается уничтожение кварцем первой генерации преобразованных прослоев материнской породы. Альбит является более поздним; он образует жилки. обволакивает зерна кварца и постепенно замещает их. По мере возрастания количественной роли альбитовых порфиробластов уменьшается количество кварца, который образует уцелевшие останцы в кристаллах альбита. Встречается и более поздний кварц, формирующий жилки и гнезда; он резорбирует, сечет и разъедает зер-

на альбита. Рудный минерал (гематит), одновременный с кварцем второй генерации, метасоматически замещает кварц первой генерации и альбит.

Трехстадийный (кремниево-натриево-калиевый) и многостадийный метасоматоз часто улавливается в калиевых (микроклиновых) гранитах.

В микроклиновых гранитах Большого Кавказа обнаруживается значительный разрыв во времени между проявлением кремниево-натриевого и калиевого метасоматоза. Первый процесс, по-видимому, проявился не позднее среднего палеозоя, а второй — в позднем палеозое — в герцинском тектоно-магматическом цикле.

Исходные основные магматические породы, входящие в состав древнейшей эвгеосинклинали Кавказа, на протяжении почти всей палеозойской эры (за исключением перми) подвергались преобразованиям, в результате чего в конечном счете сформировались микроклиновые граниты и вмещающие их кристаллические сланцы. Метасоматическую гранитизацию претерпели также и седиментогенные породы.

Процесс превращения исходных минералов базитов протекал по следующей идеализированной схеме:

Пироксен → роговая обманка → биотит → мусковит.

Плагиоклаз основного состава → плагиоклаз среднего состава плагиоклаз кислого состава.

Часть плагиоклаза кислого состава → микропертит и микроклин; выделение кварца.

Последовательные стадии метасоматического минералообразования в изученных нами породах Кавказа можно представить следующим образом.

Для пород геосинклинальной чегемской свиты, развитой в бассейнах рек Чегема, Баксана, Кестанты, Малки, Кубани:

1) минералы раннего метаморфизма исходных пород (хлорит, серицит, мусковит, эпидот-цоизит, рудный минерал, актинолит);

2) кварц 1-й;

3) альбит, кальцит, эпидот-цоизит, апатит;

4) кварц 2-й, рудный минерал (гематит, халькопирит, арсенопирит, пирит), кальцит, сфен;

5) турмалин, роговая обманка (гастингсит), биотит.

Для пород геосинклинальной аманчатской свиты, обнажающейся в ущелье р. Кестанты:

1) минералы раннего метаморфизма исходных пород (хлорит, серицит, мусковит, плагиоклаз, кварц, рудный минерал, эпидот-цоизит по пироксену в габбровых породах, актинолит);

2) кварц 1-й;

3) альбит, апатит;

4) биотит, циркон, микроклин, мусковит;

5) кварц 2-й, хлорит, кальцит, эпидот.

Для пород свиты мигматитов, гнейсов и гранитов, обнажающихся в бассейнах рек Баксана, Черека Везенгийского, Черека-Балкарского и др.;

1) минералы раннего метаморфизма исходных пород (хлорит, биотит, мусковит, плагиоклаз, рудный минерал, эпидот-цоизит, роговая обманка);

2) альбит, апатит;
3) кварц 1-й;
4) биотит, циркон, микроклин, замещающий кварц и альбит, мусковит, образованный за счет биотита, рудный минерал, выделяющийся в процессе биотитизации роговой обманки, хлорит по биотиту, рутил;
5) кварц 2-й.

Послепаеозойские лейкократовые гранитоиды Тырныауза, развитые на левом склоне ущелья р. Баксана, у г. Тырныауза, характеризуются многочисленными секущими кварцевыми жилками, среди которых различаются жилки двух генераций. Первая из них часто обладает червеобразной формой. На зазубренных контактах этих жилок выделяются кристаллы кварца бипирамидальной формы, вдающиеся в основную массу породы; они, по-видимому, заполняют каналы, питавшие выделения порфиробластического кварца, аналогично порфиробластам анортоклаза (высокий триклинный ортоклаз) в эльджуртинских гранитах. Первая генерация кварца домолибденовая, возможно, несущая шеелит. Вторая генерация представлена прямыми прожилками, секущими жилки первой генерации. Эти жилки содержат в себе вкрапления молибденита и других сульфидов. Конечной стадией минерализации является калиевый метасоматоз, выражающийся в образовании анортоклаза, замещающего как плагиоклаз, так и кварц обеих генераций.

Намечаются следующие стадии минералообразования:
1) кварц 1-й, образующий червеобразные жилки и мелкозернистый агрегат, возможно, несущий шеелит;
2) альбит;
3) кварц 2-й, крупнозернистый, образующий прямые жилки, содержащие молибден и другие сульфиды;
4) эпидот и карбонат, образующие жилки;
5) биотит, анортоклаз, разъедающий и пересекающий все другие минералы пород.

Для кайнозойских эльджуртинских порфиробластических гранитоидов, связанных с лейкократовыми гранитоидами Тырныауза, установлены следующие стадии метасоматоза:
1) кварц 1-й;
2) альбит, апатит;
3) кварц 2-й, разъедающий альбит; биотит, циркон;
4) анортоклаз, разъедающий и секущий все другие минералы породы.

В породах палеозойских кассарской и буронской метаморфических свит (формаций) бассейна р. Ардон наблюдаются аналогичные стадийные превращения исходных вулканогенно-осадочных пород, вплоть до формирования метасоматических гранитоидов (Заридзе, Татришвили, 1967).

Д. М. Шенгелиа (1965) в Дарьяльском массиве установлены в герцинском цикле стадии гранитизации древних осадочных и основных магматических пород; отмечается избирательное проникновение метасоматизирующих растворов, в результате чего породы испытывают участковое преобразование.

Стадии метасоматоза для метаморфизованных в предыдущем тектоно-магматическом цикле седиментогенных пород следующие:

1) преимущественно калиевый;
2) преимущественно натриево-кремниевый;
3) кремниево-натриево-калиевый.

В первую стадию образуется биотит за счет амфибола и серицит-мусковита. С этой стадией связывается выделение акцессорных минералов — апатита, циркона и турмалина.

Во вторую стадию формируются порфиробласты (пойкилобласты) плагиоклаза с пойкилитовыми включениями минералов основной ткани метаморфитов и отчасти акцессорного апатита. За счет ильменита образуется сфен.

Третья стадия во времени заметно отстает от предыдущей, что подтверждается явлениями катаклеза ранее образованных минералов. Кварц замещает плагиоклаз, калишпат слюдяные участки и кварц, а также плагиоклаз. Выделяется апатит.

Стадии метасоматоза для метаморфизованных в предыдущем тектоно-магматическом цикле основных магматических пород имеют следующий вид:

1) преимущественно кремниево-калиевый;
2) преимущественно кремниево-натриевый;
3) кремниево-натриево-калиевый.

В первую стадию происходит биотитизация роговых обманок и возникновение эпидот-цоизитовых минералов. Выделяются акцессорные минералы — циркон и апатит.

Со второй стадией связано образование порфиробластов плагиоклаза за счет разрушенных плагиоклазов исходных габброидов. Эти плагиоклазы пойкилитически включены в порфиробластические плагиоклазы. В эту же стадию выделяется сфен.

Данная третья стадия аналогична одноименной стадии пород предыдущей группы. Разница заключается в выделении здесь ортита, что увязывается с привносом церия. В эту же стадию происходит альбитизация и микроклинизация плагиоклаза и собирательная перекристаллизация минералов.

Процесс стадийного минералообразования был рассмотрен в более общей форме в работах Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959, 1960) и Г. М. Заридзе (1963).

Из наших представлений о стадийном течении метасоматических процессов вытекает, что, во-первых, последовательность этих стадий в различных конкретных случаях может быть разной, во-вторых, не всегда они проявляются в полном виде и, в-третьих, рудообразование и метасоматическое породообразование составляют цепь единого процесса, т.е. рудоносные гидротермальные растворы не должны рассматриваться оторвано от растворов, вызывающих метасоматическое породообразование. Примеры чегемской свиты и лейкократовых гранитоидов Тырныауза показывают, что гидротермальное рудоотложение происходит не в конце породообразования, а во время стадийного развития эндогенных процессов, т.е. рудообразование тесно связано с метасоматическим породообразованием.

Нам представляется, что главных стадий минерализационных процессов несколько, причем одинаковые стадии могут повторяться. Например, кремниевых стадий бывает две-три, а щелочных (привнос щелочей) — не менее двух; ранняя стадия — натриевая, а поздняя —

калиевая и, кроме того, как отмечалось, эти две щелочные стадии нередко разобщены значительным интервалом времени. Следует также отметить, что поздняя калиевая стадия (интенсивный региональный привнос калия), обусловливающая окончательное становление микроклиновых гранитоидов, например кавказских, не обнаруживает близкой по времени связи с магматизмом.

Последний процесс совершается несколько позже, чем спилитизация и кератофиризация. В целом же все эти процессы связаны с начальной стадией формирования вулканогенной, геоантиклинали. Связь колчеданных месторождений со складчатостью подтверждается приуроченностью их к антиклинальным структурам и развитием в них дорудных и внутрирудных тектонических брекчий.

Исследования пород средне-верхнелейасовой зеленокаменно-аспидносланцевой формации Северного Кавказа показали содержание в них низкотемпературного упорядоченного альбита. Надо полагать, что в результате быстрого остывания расплава в покровах, особенно в краевых частях должен был выкристаллизоваться высокотемзературный неупорядоченный плагиоклаз. Отклонения объясняются наложенными метаморфическими процессами, протекающими тогда, когда вулканогено-осадочная толща была уже собрана в складки. В этих условиях альбитизирующие натрийсодержащие растворы свободнее циркулировали вдоль контактовых поверхностей покровов и производили метасоматическое преобразование исходного неупорядоченного плагиоклаза в упорядноченный альбит.

Подобные преобразования требуют значительного промежутка времени и поэтому их нельзя считать автометасоматическими процессами, как это полагают некоторые исследователи.

Метаморфические процессы, характерные для рассматренных формаций и протекавшие в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, естественно, затрагивают не только вулканиты, но и терригенные образования. Примерами относящихся сюда метаморфических формаций могут служит: девонская зеленосланцево-кварц-альбитофировая формация Северного Кавказа, нижнепалеозойская зеленосланцево-диабаз-порфиритовая формация Дзирульского массива и др. Метаморфический процесс для терригенных пород носит прогрессивный характер, а для основных вулканитов-регрессивный.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СВЯЗИ С МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕМ

Связь рудноминерализационных процессов с метасоматическим породообразованием сомнений не вызывает.

Проведенные Т. В. Иваницким с соавторами (1967) исследования в Аджарии дали возможность установить несколько стадий метасоматического становления сиенит-диоритового интрузива, причем свинцовую минерализацию, накладывающуюся на более раннюю медно-цинковую минерализацию, они увязывают с кремниево-щелочным метасоматозом.

В исходных габбро и габбро-диоритах, с одной стороны, и диоритах — с другой, концентрация меди соответственно в три и семь раз

выше кларковых. В кислых разностях пород, имеющих метасоматический генезис, обнаружено постепенное уменьшение меди.

Главным носителем свинца является плагиоклаз исходных пород, которые по мере их метасоматической переработки обнаруживают разубоживание свинцом и часто цинком, что указывает, по представлениям названных авторов, на переход этих металлов в постмагматические растворы с последующим отложением и образованием месторождения.

Характеристики месторождений подобного генезиса в литературе встречаются довольно часто. В Канаде, в области Кордильер в краевой части Береговых хребтов известны свинцово-цинковые и медные месторождения Тулсеква-Чир и Биг-Булл, приуроченные к дайкам основных и средних магматических пород, связанные с постамагматической гидротермальной деятельностью растворов, богатых калием и сульфидами, обусловившими возникновение метасоматитов вдоль сколовых зон и формирование метасоматических рудных тел (Struct. Geol., 1960, стр. 21). Процесс становления месторождения в принципе напоминает колчеданное рудоотложение Кавказа и др.

Следует отметить, что все многочисленные полиметаллические колчеданные и некоторые другие месторождения Канады различными авторами считаются гидротермально-метасоматическими. Многие канадские геологи отмечают селективное метасоматическое рудоотложение и связь его с метасоматическим породообразованием.

В этой же области Кордильер известно мезозойское сульфидное никелевое месторождение Пасифик Никель. Минерализация приурочена почти исключительно к штокообразному ультрабазитовому массиву, который пересекается батолитоподобным телом, сложенным позднемезозойскими диоритами и норитами, связанными между собой постепенными переходами. Гипербазитовый массив представлен роговообманковыми пироксенитами с перидотитовым ядром и пегматоидными горнблендитами в краевой части. Образование роговообманковых пород произошло за счет существенно пироксеновых и оливиновых пород. Минерализация проявлена рассеянными и массивными рудами пирротина с подчиненным количеством пентландита и халькопирита. Сульфидные тела мощностью не более 50—60 см постепенно переходят в дайки пироксенитов и горнблендитов.

Считают, что месторождение образовано восходящими растворами при температуре 650°С метасоматическим путем. Растворы выщелачивали и переотлагали минералы как рудные, так и нерудные.

В настоящее время многие исследователи приводят убедительные доказательства об образовании хромитовых и других руд в связи с метасоматической переработкой вмещающих их ультрабазитов. Например А. Г. Бакиров (1963) полагает, что „метасоматическое образование дунитов и хромшпинелидов протекало после кристаллизации перидотитовой магмы и было обязано флюидам, поступавшим из магматического очага больших глубин“ (стр. 329).

Интересные наблюдения приводятся о генезисе медно-никелевого оруденения района Садбери (провинция Онтарио; Канадский щит). Месторождение развито вдоль лежачего бока одноименного никеленосного сложного интрузива, в котором верхний горизонт представлен

в основном микропегматитами, а нижний — норитами. В самой нижней части норитового горизонта наблюдаются участки кварцевых диоритов, постепенно переходящих в нориты, что указывает на метасоматическое происхождение диоритов под воздействием раствора. Висячий бок никеленосного интрузива Садбери представлен вулканогенно-осадочной толщей, образующей мульду. В поверхностной части интрузив обнаруживает слоистость, параллельную слоистости вулканогенной толщей, образующей мульду. В поверхностной части интрузив обнаруживает слоистость, параллельную слоистости вулканогенной толщи; форма залегания интрузива согласная с вмещающей толщей — мульдообразная. Оруденение (рудное тело) приурочено к лежачему боку кварцевых диоритов, включающих уцелевшие от диоритизации останцы (ксенолиты) габбро, которые не минерализованы.

Приведенные соотношения указывают на связь между рудоотложением и метасоматическим породообразованием.

Нам представляется, что связь рудоотложения с постмагматическими растворами сомнений не вызывает. Концентрация полезного (и неполезного) компонента происходит как в остаточном магматическом расплаве, так и с помощью восходящих растворов, обладающих способностью не только выщелачивать из горных пород компоненты, находящиеся в них в рассеянном состоянии, но и переотлагать и производить их концентрацию (обогащение), что согласуется с мнением Л. В. Таусона (1961). Растворы могут содержать также собственные невыщелоченные из горных пород (ювенильные) компоненты как рудные, так и нерудные, выносимые из глубин Земли (верхней мантии).

Высокотемпературные восходящие растворы в результате воздействия на доломиты и магнезиты обусловливают образование магнезиальных скарнов. При понижении (регрессии) температуры тех же растворов ранние магнезиальные скарны преобразуются с возникновением в них флоготипа, манетита, людвигита, клиногумита, амфибола; обазуются флогопитовые и другие магнезиальные скарны, а также известковые скарны, сложенные гроссуляр-андрадитовым гранатом, клинопироксеном, волластонитом, везувианом, магнетитом и др.

Известковые скарны встречаются в контакте магматических пород с известняками, реже при замещении ранее образованных магнезиальных скарнов (железистые пироксен-андрадитовые скарны).

Грейзены и сопровождающие их кварцевые жилы пространственно тесно связаны с гранитоидами и пегматитами. Нередко сами гранитоиды грейзенизированы, что указывает на общий глубинный источник как гранитоидов, так и грейзенов. Рудная минерализация грейзенов следующая: касситерит, вольфрамит, шеелит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и др.

Вторичные (метасоматические) кварциты сопровождаются медным и медно-молибденовым оруденением.

В вулканических формациях в результате сольфатарной аргиллизации, исходные минералы замещаются гидрослюдами, бейделлитом, монтмориллонитом, аллофаном, накритом, галлуазитом, а затем каолином и диккитом. Для этого процесса характерны алунит, гипс, ангидрит, флуорит, зуниит, барит, диаспор, рутил, пирит, криптокристаллические разности кремнезема.

Один из видов низкотемпературного зеленокаменного метасоматического изменения, преимущественно андезитов, реже базальтов — пропилитизацией связаны следующие металлы: золото, ртуть, медь, цинк, свинец, молибден, мышьяк, сурьма, серебро; особенно типичны золото, серебро и медь.

Сформулируем некоторые выводы.

1. Минерализационные процессы — рудные и нерудные, развитые обычно в областях, в которых проявились магматические процессы, имеют наложенный характер. В смысле общности глубинного источника они связаны с магматическим телом парагенетически.

Минерализация восходящих растворов может быть собственной и посторонней. В первом случае она обусловлена магматическим очагом. обогащающим растворы преимущественно летучими компонентами. Источником посторонней минерализации растворов являются предшествующие по времени минерализационному процессу магматические породы, а также синхроничные седиментогенные и другие породы, в которых происходит циркуляция растворов.

Выщелачивание из пород компонентов и их переотложение зависит от многих факторов. Рудоотложение происходит либо целиком метасоматическим путем, либо при наличии соответствующих структурных условий путем заполнения трещин с развитием околотрещинного метасоматоза.

2. Наряду с растворами, имеющими с магматическими породами общий источник, активизирующимися в широких масштабах после полного прекращения магматизма, устанавливаются и такие растворы, которые не обнаруживают близкой по времени связи с магматизмом. Они богаты главным образом щелочами и кремнием, последовательная циркуляция которых обусловливает формирование метасоматических биотитовых или двуслюдяных микроклиновых порфиробластических гранитов за счет бедных калием гранитоидов и других пород.

Активность таких растворов мы рассматриваем в качестве особой формы проявления эндогенного процесса с отдаленной (по времени, либо расстоянию) связью с магматизмом.

3. Минерализационные процессы (метасоматические, аллометаморфические) в участках, расположенных на близком расстоянии, совершаются в условиях анизотропного давления в стадию складчатости. Этим иногда можно объяснить случаи развития в одной и той же метаморфической формации пород, принадлежащим различным метаморфическим фациям.

Течение метасоматических и метаморфических процессов в стадию складчатости особено четко выделяется в эвгеосинклинальных образованиях.

4. Метаморфические и метасоматические процессы осуществяются в течение большого промежутка времени путем стадийного привноса восходящими растворами, главным образом кремния, натрия и калия. Начальное рудоотложение на Большом Кавказе происходит до конечной, калиевой стадии. В эту стадию имеет место как мобилизация рудных компонентов, так и их рассеивание. В результате калиметасоматоза гранитоидные массивы пестрого состава преобразуются в почти однородные лейкократовые гранитные массивы. Калиметасоматоз

особенно широко проявился в Евразии в герцинском цикле. Вероятно, этим частично объясняется впечатление, полученное Г. Шнейдерхёном об исключительной металлоносности на этом материке образований, относящихся к герцинскому циклу орогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Артамонова В. А. Роль вмещающих толщ и процессов метаморфизма в формированих габброидных комплексов. Тр. Первого уральского петрографич. совещ., т. I, Свердловск. Изд-во УФ АН СССР, 1963.

Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива. Тр. Первого уральского петрографич. совещ., т. I. Свердловск, Изд-во. УФ АН СССР, 1963.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, Ленингр. Универ., 1959.

Ефимов А. А. Кытлымский платиноносный массив. Тр. Первого уральского петрографич. совещ., т. I, Свердловск, 1963.

Заридзе Г. М. Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геолог. ин-та Грузии, т. 4, вып. I, Тбилиси, 1938.

Заридзе Г. М. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. Тр. Первого Всес. петрографич. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат. М., 1961.

Заридзе Г. М. О генетическом связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. Тр. Первого уральского петрографич. совещ., т. I. Свердловск. Изд-во УФ АН СССР, 1963.

Заридзе Г. М. О типах метаморфизма. Вопросы геологии Грузии. К. XXII сессии МГК, сб. тр. Тбилиси, Изд-во „Мецниереба", 1964.

Заридзе Г. М. О роли вулканизма в эндогенной минерализации на примере некоторых м-ний Кавказа. Изв. вузов. „Геология и разведка", № 4, 1965.

Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. Изд-во „Недра", М., 1970.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер.-петрографич., т. 3, Тбилиси, 1953_1.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. Сб. „Вопросы петрографии и минералогии", т. I, М., 1953_2.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. мин.-петрографич., т. 3, Тбилиси, 1953_3.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанное с ним рудообразование. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О стадиях метасоматоза. МГК сесс. XXI. Докл. совет. геолог., пробл. 14, Киев, Изд-во АН Укр. ССР, 1960.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О генезисе верхнемеловых эффузивов Грузии Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. Сб. статей, посвящ. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Соображения о метаморфических фациях. К XXII сессии МГК, сб. тр. грузинских геологов. Тбилиси, Изд-во „Мецниереба", 1964.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа. Изд-во „Мецниереба", Тбилиси, кн. I, 1967, кн. 2, 1974.

Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мчедлишвили Т. Д. К вопросу распределения Pl. Zn и Cu в метасоматически измененных магматических породах (на примере Аджарии и Грузии). „Геохимия", № 2, 1967.

Коржинский Д. С. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. В сб.: „Очерк метасоматических процессов". Изд-во АН СССР, М., 1955.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1962.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. Сб. статей „Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Л., Изд-во „Недра", 1967.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Логинов В. П. Алюмосиликаты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 134, № 15, 1951.

Лутц В. Г. Состав тектоносферы материков и его эволюция. „Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии" (тезисы докл.). Междуведомств. тектонич. комитет. Изд-во АН СССР, М., 1975.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, М., 1973.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Изд-во „Наука", 1967.

Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. Лабор. вуклан. АН СССР, вып. 19, М., 1961.

Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. Тр. I-й конф. по околорудн. метасоматозу. М., Изд-во „Недра", 1966.

Набоко С. И., Пийп В. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19. М., 1961.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Сеянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Рундквист Д. В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. Тр. Первой конф. по околорудн. метасоматозу. М., Изд-во „Недра", 1966.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Хорева В. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Шенгелия Д. М. Петрология Дарьяльского массива. Тбилиси, Изд-во „Мецниереба", 1965.

Goats R. Prophylitisation and related types of alteration on the Comstok lode. Econ. Geol., 35, № 1, 1940.

Structural geology of Canadian ore deposits. Ottawa, 1960 (Русский перевод. Изд-во „Мир", М., 1964).

ОГЛАВЛЕНИЕ

стр.

Вводные замечания — — — — — — — — — — — 95

Метаморфизм и его разновидности — — — — — — — — — — 97

Дебазификация и гранитизация — — — — — — — — — — 113

Давление при метаморфизме и метасоматизме — — — — — — 121

Стадийность в метасоматическом породообразовании — — — — — 122

Рудная минерализация в связи с метасоматическим породообразованием — 128

Литература — — — — — — — — — — — — — 132

G. M. ZARIDZE

MAGMATIZAM, METAMORFIZAM, METASOMATIZAM I RUDNOMINERALIZACIONI PROCESI U VEZI SA TEKTONIKOM

Tektonika, magmatizam, metasomatizam i rudnomineralizacioni procesi su bez sumnje međusobno povezani endogenim procesima. Ali i pored toga produžava se diskusija koja se odnosi na oblik veze ovih procesa i njihovu suštinu. Mnogi aspekti ovih problema su već rešeni ali su još uvek ostala pitanja koja traže tačne odgovore i potvrđivanja.

U radu se tretiraju sledeći problemi: metamorfizam i njegove vrste; debazifikacija i granitizacija; pritisak pri metamorfizmu i metasomatizmu; stadijumi metasomatskih procesa.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

RADULE POPOVIĆ

UDK: 55:553.43/44 (497.17)

POJAVE BAKRA, CINKA I OLOVA U LOKALNOSTI BERIKOVO—KIČEVO (ZAPADNA MAKEDONIJA)*

(sa jednom kartom u tekstu)

U geološkoj građi terena, koji je predmet ovog rada, učestvuju: sericitsko-hloritski škriljci, metamorfisani kvarcni peščari i konglomerati, mermerisani krečnjaci i krečnjački škriljci, metamorfisani gabro-dijabazi, tamnosivi i zeleni karbonatni škriljci orto-porekla i metamorfisani riolit-porfir.

Rudne pojave, o kojima je reč, razmeštene su u okviru jednog tektonskog bloka. Tu se razlikuju dva tipa pojava: hematitsko-magnetitske sa hematitom i magnetitom kao najobilnijim rudnim mineralima i podređeno piritom, halkopiritom i sfaleritom, a galenit je sasvim redak i drugi tip sfaleritsko-halkopiritski sa piritom, sfaleritom, halkopiritom i galenitom glavnim rudnim mineralima i sasvim podređeno magnetitom i hematitom.

Na kraju dati su i rezultati oprobavanja rudarskih istražnih radova izvedenih do 1970. god.

UVOD

Pojave Cu, Zn, Pb u lokalnosti Berikovo nisu do skoro bile poznate. Najstarije podatke nalazimo u izveštaju od 1967. g., a prvi publikovani podaci se javljaju 1969. g. Prvi istražni radovi započeti su 1966. g. i nastavljeni do 1971. god., kada su prekinuti zbog nedostatka finansijskih sredstava. U vezi sa tim ovaj rad predstavlja rezultate istraživanja dobijene posle 1968. god.

U vremenu od 1966. god. do danas, na ovom terenu urađena je geološka karta R-1:25.000 u okviru izrade Osnovne geološke karte, zatim geološka karta R-1:10.000 (na površini od oko 10 km²), geološka karta R-1:5.000 (na površini od oko 1 km²) i geološka karta R-1:1.000 na površini od oko 0,8 km². Osim toga obavljena su geofizička ispitivanja, istražno bušenje, od čega su četiri bušotine izbušene izvan orudnjenog reona, kojima su vršene provere geofizičkih anomalija, dok je peta kao i ostale bušotine locirana u rudnoj zoni u cilju njenog praćenja po pružanju; takođe je urađen i jedan

---

* Ovaj rad je saopšten na I savetovanju »Istraživanje olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ«, Zvečan 1973, god., ali do sada nije štampan.

potkop. Međutim, zbog nedovoljnog obima bušenja i rudarskih radova, a što je posledica ograničenih finansijskih sredstava, onemogućeno je donošenje zaključka o ekonomskoj vrednosti ovih pojava.

GEOLOŠKO-STRUKTURNA POZICIJA RUDNIH POJAVA

Deo terena na kome se javljaju pojave Cu-Zn-Pb je izgrađen od sericitsko-hloritskih škriljaca, metamorfisanih kvarcnih peščara i konglomerata, mermerisanih krečnjaka i krečnjačkih škriljaca, metamorfisanih gabro-dijabaza, tamnosivih i zelenih karbonatnih škriljaca orto-porekla i metamorfisanih riolit-porfira.

Starost pojedinih litoloških članova odgovarala bi redosledu kako smo ih naveli. Parametamorfne stene su najstarije i pripadaju starijem paleozojiku što se zaključuje na osnovu korelacije geološko-litoloških odnosa ove sa drugim lokalnostima u kojima je već ranije precizno dokazana starost. Sericitsko-hloritski škriljci, verovatno, pripadaju filitoidnoj seriji ordovicijumske starosti; iznad njih leže metamorfisani kvarcni peščari i konglomerati, a završetak parametamorfne serije čine mermerisani krečnjaci i krečnjački škriljci, čija je starost ranije određena kao devon (Brždani, Tajmište, Bistra). Mafitske stene probijaju parametamorfite, a metamorfisani riolit-porfir probija kako parametamorfite tako i mafitske stene, što određuje relativnu starost pojedinih litoloških članova. Međutim, za precizniju starost magmatskih stena nemamo dovoljno pouzdanih podataka.

Rudne pojave kod Berikova se javljaju u jednoj tektonskoj zoni regionalnog značaja, a koja se proteže od Kruševa do Šar planine i koju markiraju gabroidne i granitoidne stene, zatim brojne pojave mineralizacija i čitav niz drugih termalnih manifestacija (kontaktnometamorfne promene, alteracije stena). U okviru te zone pojave na Berikovu su omeđene sa dva lokalna raseda koji istovremeno predstavljaju istočnu i delimično zapadnu granicu rudnih pojava. To je jedan tektonski blok u okviru koga imamo veoma izražene mikrostrukturne deformacije, koje se naročito zapažaju na parametamorfitima. U njima su jasno vidljive »mm« do »dcm« naborne strukture, zatim klivaž aksijalne površine, lineacija, folijacija koja je paralelna sa primarnom slojevitošću itd.

Ose nabora se pružaju približno u pravcu SZ—JI, sa tonjenjem u pravcu SZ. Folijacija i klivaž, takođe imaju pravac pružanja SZ—JI, sa pravcem pada prema SI, ali je padni ugao klivaža strmiji od padnog ugla folijacije. Pored navedenog, brojni rasedi lokalnog značaja i različitog pravca pružanja upotpunjuju sliku kompleknosti geološko-strukturne pozicije rudnih pojava kod Berikova. Takav geološki sastav i tektonski sklop veoma otežavaju istraživanje ovih pojava.

Rudne pojave

Razmeštene su u okviru jednog tektonskog bloka dužine oko 2,5 km i širine oko 500 m. Javljaju se, praktično, od sela Berikovo preko Maja Srta do Seljca. Međutim, ovim se ne završava i zona sa termalnim rudnim pojavama, koje su praćene preko izdanaka sa slabijim ili jačim termalnim mineralizacijama sve do Padališta na sever.

Na osnovu paragenetskih osobina sve pojave kod s. Berikovo mogu se svrstati u dva tipa i to: hematitsko-magnetitske pojave sa piritom i halkopiritom, podređenije, i sfaleritsko-halkopiritske sa piritom, galenitom i podređenije magnetitom i hematitom. Ova dva tipa pokazuju i izvesnu prostornu diferenciranost. Naime, sfaleritsko-halkopiritski tip se javlja u području Maje Srta, dok se hematitsko-magnetitski javlja severno i južno od prethodnog tj. kod sela Berikovo i južno od Seljca.

Hematitsko-magnetitski tip. Kao što je rečeno, javlja se kod sela Berikovo i južno od Seljca. Pojave kod Berikova su zahvaćene starijim rudarskim radovima (jedan kraći potkop i više raskopa izvodio je Rudarski basen iz Kičeva 1950. godine u cilju istraživanja ruda gvožđa). Ovde se radi o neravnomerno orudnjenom skarnu, nastalom na kontaktu mermerisanog krečnjaka i krečnjačkog škriljca sa metamorfisanim riolit-porfirom.

Orijentaciona oprobavanja su pokazala da se sadržaj Fe kreće od 8 do 35%. Sadržaj ostalih metala takođe je neravnomeran. Tako npr. sadržaj Cu kreće se od 500 gr/t do 1%, Zn od 0,1 do 1%, Mo od 8 gr/t do 0,1%, Ag od 3 do 6 gr/t itd.

Od metaličnih minerala ovde su dokazani: hematit kao najobilniji, zatim slede magnetit, pirit, halkopirit i sfalerit, a sasvim je redak galenit.

Potupno isti mineralni sastav imamo i u severnom delu, tj. južno od Seljca, s tom razlikom što je ovde galenit nešto zastupljeniji nego kod s. Berikovo, a magnetit, pak, podređeniji.

Treba istaći da se veći broj pojava ovog tipa rudne mineralizacije, južno od Seljca, javlja u metamorfisanim kvarcnim peščarima i konglomeratima, a samo njih nekoliko u skarnu.

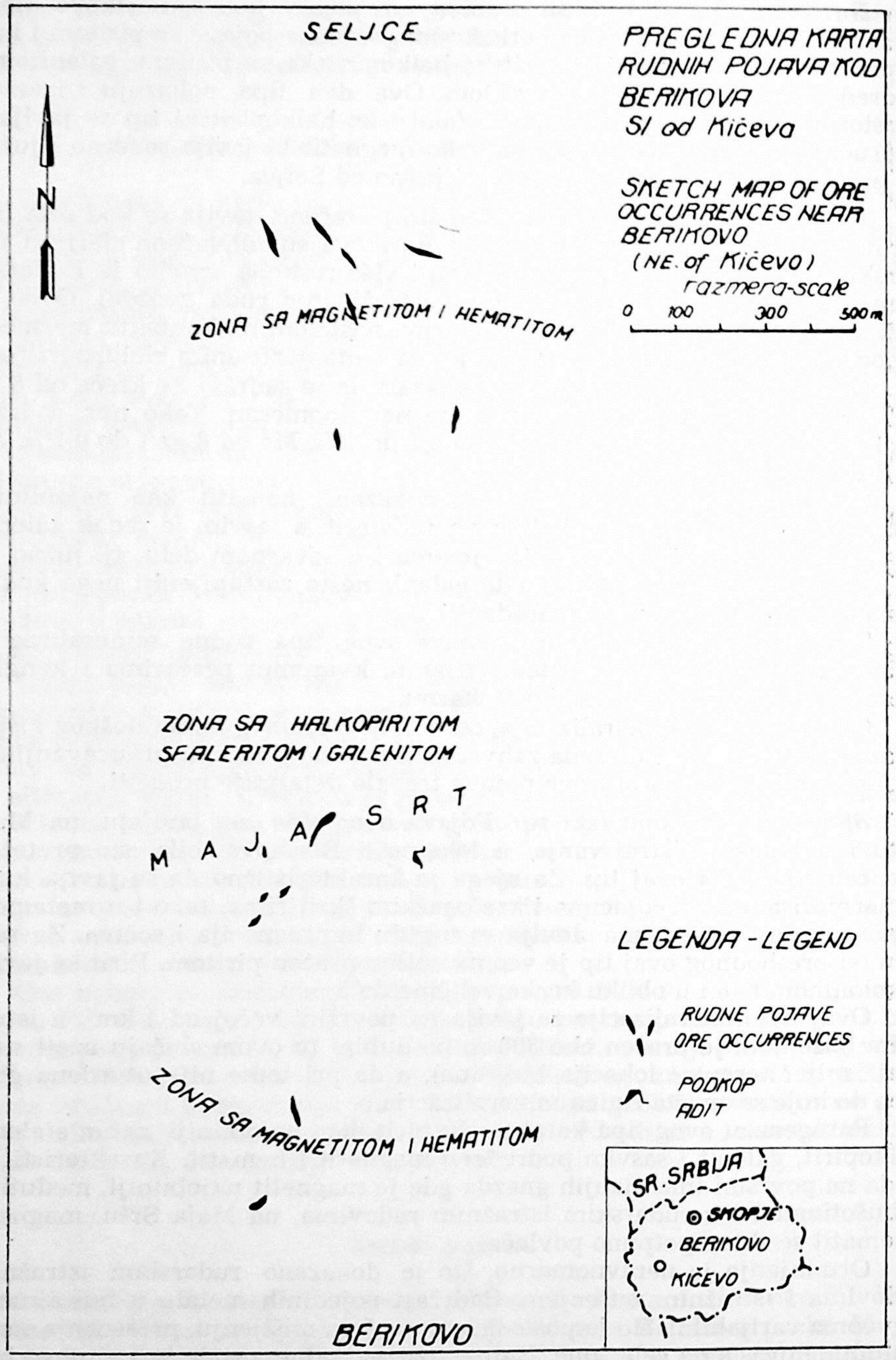
Ovaj tip rudne mineralizacije, osim orijentacionog mineraloškog i ispitivanja kvaliteta, nije do sada zahvaćen istraživanjima niti proučavanjima, zato smo mišljenja da bi i ove pojave trebalo detaljnije proučiti.

Sfaleritsko-halkopiritski tip. Pojave ovog tipa se javljaju na Maja Srtu i dosadašnja istraživanja, u lokalnosti Berikovo, bila su pretežno skoncentrisana na ovaj tip. Za njega je karakteristično da se javlja kako u mermerisanim krečnjacima i krečnjačkim škriljcima, tako i u metamorfisanim gabro-dijabazima. Javlja se u vidu impregnacija i sočiva. Za razliku od prethodnog ovaj tip je veoma obilno praćen piritom. Pirit se javlja u koloidnom kao i u obliku kocke veličine do 5 mm.

Ovaj tip mineralizacije se javlja na površini većoj od 1 km², a istražnim bušenjem je praćen oko 300 m po dubini (u ovom slučaju uzeti su u obzir reljef terena i lokacija bušotina), a da pri tome nije utvrđena granica do koje se spušta rudna mineralizacija.

Paragenezu ovog tipa karakterišu pirit, kao najobilniji, zatim sfalerit, halkopirit, galenit i sasvim podređeno magnetit i hematit. Karakteristično je da na površini ima manjih gnezda gde je magnetit najobilniji, međutim, u bušotinama i u rudarskim istražnim radovima, na Maja Srtu, magnetit i hematit se skoro potpuno povlače.

Orudnjenje je neravnomerno, što je dokazano rudarskim istražnim radovima i istražnim bušenjem. Sadržaji pojedinih metala u bušotinama su veoma varijabilni, što je posledica, po našem mišljenju, presecanja samo uzanih delova, a ne cele zone. Naime, izuzev jedne, ostale bušotine su bile vertikalne, a pošto su krečnjaci u domenu bušotina strmi, to se rezultati ne mogu prihvatiti kao meritorni u pogledu određivanja kvaliteta. Inače u


SELJCE
PREGLEDNA KARTA RUDNIH POJAVA KOD BERIKOVA SI od Kičeva
SKETCH MAP OF ORE OCCURRENCES NEAR BERIKOVO (NE. of Kičevo)
razmera-scale
0 100 300 500 m
N
ZONA SA MAGNETITOM I HEMATITOM
ZONA SA HALKOPIRITOM SFALERITOM I GALENITOM
M A J A S R T
ZONA SA MAGNETITOM I HEMATITOM
LEGENDA - LEGEND
RUDNE POJAVE ORE OCCURRENCES
PODKOP ADIT
SR. SRBIJA
SKOPJE
BERIKOVO
KIČEVO
BERIKOVO

bušotinama su dobijeni sledeći sadržaji: bakar do 1,3%, cink do 3,6%, olovo do 1,2%.

Na osnovu rudarskih istražnih radova izvedenih do 1970. godine i njihovog sistematskog oprobavanja, moguće je jedino objektivno govoriti o kvalitetu mineralizacija i orudnjenja u lokalnosti Berikovo. Ta oprobavanja su pokazala da je u hodniku, po pravcu dužine oko 400 m, moguće izdvojiti četiri zone mineralizacije:

U prvoj zoni debljine 25 m srednji sadržaj bakra iznosi 0,1%. Olovo i cink su znatno ispod srednjeg sadržaja bakra, pa njihove rezultate i ne navodimo.

Druga zona, debljine 2,25 m, imala je sledeće srednje sadržaje Cu = =0,63%; Zn=4,40%; Pb=1,03%.

Treća zona, debljine 45 m, dala je srednje sadržaje: Cu=0,054%; Zn= =0,73%; Pb=0,13%.

Četvrta zona, debljine 9 m, imala je srednje sadržaje: Cu=0,93%; Zn=1,58% i Pb=0,25%.

Gornji rezultati jasno govore da je potrebno nastaviti sa istraživanjima ovih rudnih pojava, tim pre što su dosadašnji radovi bili nedovoljni i što se na osnovu njih ne može doneti zaključak o pravoj ekonomskoj vrednosti pojava i mineralizacija na Berikovu.

LITERATURA

1. Antonović A., Jančić T., 1971: — Izveštaj o geološko-geofizičkim istraživanjima u reonu Berikovo—Tuin i Strelci u 1970. god. Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

2. Jančić T., Popović R., Cvetić S., Antonović A., 1966: — Izveštaj o geološko-geofizičkim istraživanjima na području zapadne Makedonije. Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

3. Jančić T., Popović R., Antonović A., 1967: — Izveštaj o geološko-geofizičkim istraživanjima u zapadnoj Makedoniji. Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

4. Popović R., Jančić T., 1968: — Izveštaj o istraživanjima zapadne Makedonije (lokalnosti: Strelci, Berikovo, Padalište, Openica, Virovo i Cer). Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

5. Popović R., Jančić T., Lakić D., 1969: — Izveštaj o geološko-geofizičkim istraživanjima regiona zapadne Makedonije (lokalnosti: Berikovo, Padalište, Openica). Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

6. Popović R., Jančić T., 1969: — Geološko-geofizičke karakteristike terena Berikovo (zapadna Makedonija) sa osvrtom na novootkriveno ležište Pb, Zn, Cu. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina. Godina V, jubilarna sveska br. 6, Beograd.

7. Popović R., Jančić T., 1970: — Izveštaj o geološko-geofizičko-geohemijskim i rudarskim istraživanjima u reonu Seljce — Maja Srt — Novo Selo. Fond stručnih dokumenata Geoinstituta — Beograd.

Summary

RADULE POPOVIĆ*

COPPER, ZINC AND LEAD OCCURRENCES AT BERIKOVO NEAR KIČEVO (WESTERN MACEDONIA)

In this paper the basic geologic and tectonic features are treated. There is a characteristic zonal distribution of ore minerals in the area between the Berikovo village and the Seljce hill. In the central part of the area pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena with scarce magnetite and hematite occur. At the north and south of this area the following assemblage was detected :hematite, magnetite, some pyrite, chalcopyrite, sphalerite with very scarce galena.

As to the genesis, the question is of the skarnhydrothermal typ.

* Institute for geological and mining Investigation and Exploration of nuclear and other Mineral raw materials — Beograd.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

STANIMIR PUTNIK

UDK 552.331:552.323.5 (497.11)

POJAVE GRANITOIDNIH STENA U DIJABAZ-ROŽNAČKOJ FORMACIJI NA POTEZU POVLEN—MALJEN

(sa 2 priloga)

Ovim radom želimo prvenstveno da informišemo našu geološku javnost o pojavama granitoidnih stena u dijabaz-rožnačkoj formaciji na potezu Povlen-Maljen, odnosno da učinimo dostupnim podatke o ovim stenama, koje je autor izneo u diskusiji na Savetovanju o regionalnim geološko-geofizičkim istraživanjima u zapadnoj Srbiji, održanom krajem marta 1976. godine u Aranđelovcu.

U okviru Projekta istraživanja bakra u dijabaz-rožnačkoj formaciji SR Srbije, Geoinstitut, počev od 1970. godine vrši sistematska istraživanja ovog metala na potezu Povlen—Maljen. Ova istraživanja u periodu 1970—1975. godine, u osnovi su se sastojala u izvođenju regionalnih geološko-geohemijskih i delom geofizičkih radova na površini od preko 100 km², a samo u rudnom polju Radanovci-Taor (rudonosna zona Lajkovača) i u predelu mineralizovane zone Novakovača (Povlen — Pril. 1), vršena su nešto detaljnija istraživanja koja još uvek traju.

O rezultatima dosadašnjih istraživanja u okviru kojih je sarađivao čitav niz stručnjaka Geoinstituta različitog profila i specijalnosti, bilo je dosta komentara u ranijim radovima autora (7, 8, 9, 10, 11). Stoga će glavni akcenat u ovom radu biti na iznošenju najvažnijih karakteristika granitoidnih stena, koje su otkrivene geološkim kartiranjem (razmera 1:10.000, D. Milutinović, Galečić i dr.), kao i istražnim radovima (S. Putnik, S. Stojković, D. Purić), a čiju su laboratorijsku obradu izvršili M. Cukućan, N. Kreminac i V. Ćebić.

OSNOVNI GEOLOŠKI PODACI

Dijabaz-rožnačka formacija na potezu Povlen—Maljen, u kojoj su registrovane granitoidne stene (kvarcdioriti, granodioriti, plagiograniti i graniti — Pril. 1), odlikuje se gotovo svim obeležjima, koje po B. Ćiriću (1) karakterišu klasično razviće iste.

Naime, dijabaz-rožnačka formacija u ovom delu zapadne Srbije, pokazuje veliku raznovrsnost u pogledu litološkog sastava. Ona je izgrađena

od rožnaca, različitih sedimenata (peščari, glinci, alevroliti, breče, konglomerati, laporci, krečnjaci sa rožnacima i krečnjaci) i produkata ultrabazičnog i bazičnog magmatizma — peridotita (serpentina), gabra, dijabaza, diorita, porfirita, kvarcdiorita, granodiorita, plagiogranita i granita.

Raznovrsnost u pogledu litološkog sastava, naročito je istaknuta kod sedimentnih stena, a prema pristalicama teorije geosinklinala, prouzrokovana je čestim bočnim facijalnim promenama na vrlo kratkim rastojanjima, kao i istovremenom magmatskom aktivnošću. Dok sa aspekta nove globalne tektonike, ovakav litološki sastav, predstavlja karakterističnu pojavu u zoni subdukcije.

Doskora je većina naših geologa dijabaz-rožnačku formaciju smatrala tipičnom vulkanogeno-sedimentnom formacijom ograničenom na unutrašnje Dinaride, odnosno eugosinklinalu, koja se kao posebna geotektonska jedinica pruža pravcem SZ—JI, a neki od njih i danas stoje uz ovo tumačenje (B. Ćirić i dr.).

U poslednje vreme međutim, postoji više interesantnih modela i tumačenja o načinu postanka ove formacije, datih sa aspekta nove globalne tektonike, koja se često naziva tektonikom ploča (»Plate tectonics«), jer su baš problemi ofiolitskih kompleksa kao jedan od ključnih argumenata u vezi sa ovim tumačenjima, poslednjih godina predmet intenzivnog proučavanja čitave svetske geološke javnosti. U tom pogledu, kao što smo već pomenuli, kako u nas tako i u svetu, postoji čitav niz objavljenih radova o sastavu i genezi ofiolitskih kompleksa uopšte.

Od naših autora, tumačenja S. Karamate (6) i M. Dimitrijevića (2), sa aspekta nove globalne tektonike, u sadašnjem trenutku, čine nam se najinteresantnijim.

Starost dijabaz-rožnačke formacije na potezu Povlen—Maljen, određena je u okviru izrade Osnovne geološke karte (Geozavod — Beograd, S. Mojsilović i dr.).

S obzirom da su u ranije objavljenim radovima autora, geološko-strukturne karakteristike dijabaz-rožnačke formacije zapadne Srbije opširnije razmatrane, mi ćemo se u narednom izlaganju detaljnije zadržati samo na iznošenju osnovnih obeležja granitoidnih stena u istoj, o kojima na ovom području nije ranije bilo reči u našoj stručnoj javnosti.

OSNOVNA OBELEŽJA GRANITOIDNIH STENSKIH MASA

U okviru registrovanih granitoidnih masa u dijabaz-rožnačkoj formaciji između Povlena i Maljena, izdvojeni su sledeći varieteti: kvarcdioriti, granodioriti i plagiograniti.

Međutim, u cilju što ilustrativnijeg sagledavanja problema njihovog pojavljivanja u ovoj formaciji, pored iznošenja osnovnih karakteristika za svaku vrstu ovih stena pojedinačno, daćemo i kraći opis diorita, kao tipične intermedijarne, odnosno hibridne i u našem slučaju prelazne vrste.

Dioriti

Ove stene se javljaju udružene sa gabrom i plagiogranitom ili kao manje mase u dijabazu. U okviru mikroskopskih ispitivanja izdvojena su tri varijeteta i to: diorit, albitisane stene dioritskog sastava i gabro-diorit.

Međutim, prema makroskopskom izgledu ove stene pokazuju izrazitu sličnost, tako da ih je na ovaj način praktično nemoguće diferencirati.

Prema mikroskopskim ispitivanjima (M. Cukućan, N. Kremina c) kod albitisanih tipova stena dioritskog sastava feldspat je predstavljen albitisanim plagioklasom, a kod diorita pored plagioklasa koji količinski dominira, konstatovano je i malo K-feldspata. Od bojenih sastojaka oba ova varijeteta diorita najčešće sadrže monokliničnі piroksen dok je zelena horblenda konstatovana samo pri analizi jednog primerka albitisanih stena. Kvarc je samo mestimično konstatovan u izrazito niskim količinskim proporcijama.

Na kontaktu paleozojske serije i dijabaz-rožnačke formacije, južno od lokalnosti Rečica, D. Milutinović, (1970) je izdvojio manju masu alterisanog gabrodiorita. Usled velikog stepena alteracije, mikroskopski su konstatovani samo plagioklasi, obilje hlorita i kalcita, koji su u potpunosti potisli bojene sastojke.

Međutim, bušotinom NB-16 na lokalnosti Novakovača (1974. — Pril. 1) konstatovana je znatno veća i nešto svežija masa. Na osnovu mikroskopskih ispitivanja (M. Cukućan) konstatovana je hipidiomorfno-zrnasta struktura ove stene. Ista se sastoji od velike količine feldspata — bazičnih do srednje kiselih plagioklasa i nešto kvarca, dok su Fe-Mg minerali u ovom slučaju, totalno alterisani i pretvoreni u hlorit i kalcit.

Od sporednih sastojaka kod sva tri navedena varijeteta ove stene, pored neprovidnih minerala, utvrđeno je prisustvo rutila, sfena, leukoksena i apatita.

Kvarcdioriti

U okviru rudonosne zone Lajkovača u Trešnjičkom potoku i potoku Rečica (Pril. 1), izdvojene su 2 manje mase kvarcdiorita, bez jasnih granica prema gabru (postupan prelaz) sa kojim su makroskopski veoma slični. Boja ovih stena varira od sivozelene do zelene, zrnastog su habitusa. Strukture su hipidiomorfno zrnaste i izgrađene su od sericitisanih i kaolinisanih plagioklasa, alterisanih monokliničnih piroksena, sekundarnog amfibola i kvarca koji mestimično mirmekitski prorasta sa feldspatom.

Pored navedenih lokaliteta, na kontaktu dijabaza i sedimenata dijabaz-rožnačke formacije, utvrđena je manja masa (30 m^2) kvarcdiorita, koji se prema sadržaju kiselih plagioklasa (M. Cukućan) približava plagiogranitu.

Granodiorit

Granodiorit je konstatovan istražnom bušotinom NB-2 (125—165 m) na lokalnosti Novakovača (Povlen — Pril. 1).

Prema makroskopskim opažanjima (kartiranje jezgra bušotine) stiče se utisak da se radi o kompaktnoj i veoma sitnozrnoj stenskoj masi, prožetoj spletovima kalcitskih žica pretežno milimetarskih debljina. Na 125 m bušotinom je registrovan tektonski kontakt, hidrotermalno izmenjen dijabaz, odnosno piritsko-halkopiritska impregnaciona zona — granodiorit, sa tragovima kretanja (strije). Od 125 m pa sve do kraja bušotine, kontinui-

rano je sečen granodiorit, što znači da je u pitanju znatna debljina ove stenske mase.

Prema mikroskopskim ispitivanjima (M. C u k u ć a n), ova stena je hipidiomorfno zrnaste strukture, veoma kataklazirana i alterisana. Sastoji se od velike količine kiselih i srednje bazičnih plagioklasa, koji su manje ili više zamućeni ili alterisani, alkalnih feldspata i znatno manjih količina mikropertita. Kvarc se javlja u zdrobljenim agregatima različite krupnoće.

Fe-Mg minerali (bojeni sastojci) su gotovo potpuno alterisani-hloritisani i karbonatisani, samo mestimično se uočavaju relikti nešto svežijih amfibola i piroksena. Od akcesornih sastojaka, pored neprovidnih minerala, konstatovana su retka zrna apatita i igličasti cirkon.

Prema tome, na osnovu mikroskopskih analiza, ova stenska masa u suštini predstavlja hidrotermalno izmenjeni — karbonatisani i hloritisani granodiorit.

Plagiograniti i graniti

U oblasti rudnog polja Radanovci—Taor, na lokalnostima Ćirovići i Šupljički potok (rudonosna zona Lajkovača — Pril. 1) kao i u predelu mineralizovane zone Novakovača — bušotina NB-3 (Pril. 2), utvrđene su stenske mase plagiogranita.

Plagiograniti su stene zrnaste teksture, sivozelene boje, prema makroskopskom izgledu vrlo kompaktne.

Mikroskopskim ispitivanjima (M. C u k u ć a n, N. K r e m i n a c), konstatovana je hipidiomorfno zrnasta struktura. Ove stene se u osnovi sastoje od velike količine kiselih plagioklasa, manje ili više kaolinisanih i sericitisanih i ksenomorfnog kvarca koji undulatorno pomračuje. Od bojenih sastojaka sadrže zelenu horblendu ili mestimično veće količine hloritisanog biotita, koji je prožet Fe oksidima usled čega je čitava stenska masa zadobila tamniju boju. Biotiti su pretežno orijentisani i često deformisani usled pritiska.

Od akcesornih minerala utvrđeno je prisustvo neprovidnih metaličnih minerala, apatita, epidota i ređe sfena.

Prema bušotinama NB-2 i NB-3 na lokalnosti Novakovača (Pril. 1 i 2), pretpostavljamo da se radi o većoj granitoidnoj masi, koja je po pružanju utvrđena na dužini od oko 200 m. Vrlo je verovatno da u istoj postoje postupni prelazi na relaciji granodiorit-plagiogranit.

U pogledu određivanja starosti ovih granitoidnih stena, s obzirom da za sada nije određena njihova apsolutna starost, pokušaćemo na osnovu konkretne geološke situacije na terenu da izvučemo izvesne zaključke.

U tom smislu tumačenje S. K a r a m a t e (5) da granitoidi dolaze kao normalni članovi — diferencijati unutar gabro doleritskih tela, odnosno da su iste jurske starosti kao i okolna dijabaz-rožnačka formacija, prema sadašnjem stepenu saznanja, čini nam se najprihvatljivijim.

Naime, prema ovom autoru, u početnoj geosinklinalnoj fazi razvoja (ili prema novoj teoriji tektonike ploča, pri obrazovanju okeanske kore), bazaltoidne mase pokrenute iz SIMA-zone, potiskuju se naviše duž velikih dubokih razloma u seriji geosinklinalnih sedimenata. One se pri tome utiskuju duž površina dishomogeniteta u te sedimente ili se izlivaju sub-

marinski. Pri ovom kretanju naviše, kao i u samim intruzivnim magmatskim masama vrši se diferencijacija magmi i primanje prvenstveno vode, a delom i silicije i natrije (koja je bila sadržana u vodenoj fazi u okolnim stenama). Intruzivne facije magmatskih masa kako dalje navodi S. Karamata (5), pri tome daju kao diferencijate peridotitske stene, gabrove, zatim manje mase diorita i granita (većinom albitskih). Dok ekstruzivne facije, pretežno očvršćuju u vidu tipične dijabaz spilit, keratofirske asocijacije. Pri tome, količinsko učešće dijabaza i spilita višestruko nadmašuje kiselije diferencijate.

Analizom konkretne geološke situacije dijabaz-rožnačke formacije na potezu Povlen—Maljen (Pril. 1), nameće se utisak o njenoj veoma visokoj saglasnosti sa iznetim tumačenjem S. Karamate. Naime, u okviru intruzivnih magmatskih masa na ovom području, konstatovane su peridotitske stene, gabro, diorit i granit. Znači, potpuno indentičan niz, koji navodi pomenuti autor, što po našem mišljenju, verovatno ukazuje na činjenicu da je reč o normalnim članovima (diferencijatima) bazaltoidne magme.

Pojava albitisanih bazičnih stena koje sada imaju dioritski karakter, naglašen hibridni karakter dioritskih i kvarc-dioritskih stena kao i delimično metazomatski način pojavljivanja K-feldspata ne isključuje mogućnost dvofazne kristalizacije s jasno izdvojenom prvom gabroidnom fazom i kasnijim plagiogranitima. U tom slučaju stene dioritskog sastava (u širem smislu) se javljaju kao produkt dejstva granitoidnih rastopa na već ranije stvorene gabroidne stene.

U vezi sa iznetim našim shvatanjima o problemu geneze granitoidnih stena u dijabaz-rožnačkoj formaciji u ovom delu zapadne Srbije, smatramo da mišljenje B. Vakanjca (12), D. Đorđevića i B. Stojanović (3), da su neke granitoidne stene u izvesnim delovima ofiolitskih kompleksa Bosne tercijarne starosti, zaslužuje odgovarajuću pažnju pri daljem njihovom proučavanju. Istovremeno napominjemo da u nekim delovima dijabaz-rožnačke formacije SR Srbije, koji trenutno nisu predmet razmatranja ovog rada, postoje izvesne, za sada još uvek nedovoljno potvrđene indikacije o mogućnosti postojanja i drugih najverovatnije mlađih granitoidnih stena koje će biti detaljnije razmotrene u okviru započete studije o granitoidima u dijabaz-rožnačkoj formaciji zapadne Srbije.

Jer, ukoliko bi se ovakve pretpostavke dokazale, pojave polimetaličnih mineralizacija u mezozoiku, pa delom i u paleozoiku zapadne Srbije, morale bi se na dalje razmatrati sa drugog, znatno kompleksnijeg aspekta.

LITERATURA

1. Ćirić B., 1974: Ofiolitski kompleks Jugoslavije. 8. jugoslovenski geološki kongres (Povzetki referatov), Ljubljana.
2. Dimitrijević M., 1974: Dinaridi: jedan model na osnovama »nove globalne tektonike«. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.
3. Đorđević D., Stojanović B., 1964: Prvi nalaz albitskog granita u ofiolitskoj zoni Konjuh—Ozren—Uzlomac. Geološki glasnik № 10, Sarajevo.
4. Karamata S., Pamić J., 1964: Pojave granitoidnih stena u srednjoj Bosni. Geološki glasnik, № 10, Sarajevo.

5. Karamata S., 1967: Petrogeneza, Izdavačko preduzeće »Građevinska knjiga«, Beograd.
6. Karamata S., 1974: Geološki razvoj našeg područja: karakteri i kretanja pojedinih ploča i značaj tih osobina i procesa za metalogeniju. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.
7. Putnik S., Milutinović D. i dr., 1970: Izveštaj o geološkim istraživanjima u reonu Kosjerić—Povlen. Fond struč. dokum. IGRI, Beograd.
8. Putnik S., Stojković S., 1971: Rudne pojave i mineralizacija bakra u rudonosnoj zoni Radanovci—Taor. Radovi IGRI, Beograd.
9. Putnik S. i dr., 1972: Bakar u dijabaz-rožnačkoj formaciji Jugoslavije. III savetovanje o istraživanju bakrove mineralizacije na teritoriji SFRJ, Bor.
10. Putnik S., 1973: Orudnjenje bakra u rudonosnoj zoni Izvor—Lajkovače. Radovi IGRI, Beograd.
11. Putnik S., 1974: Izveštaj o istraživanju bakra u rudnom polju Radanovci—Taor. Fond stručne dokumentacije IGRI, Beograd.
12. Vakanjac V., 1962: Ležišta hrizotil azbesta u rejonu Bosanskog Petrovog Sela. Doktorska disertacija, Beograd.

Summary

STANIMIR PUTNIK*

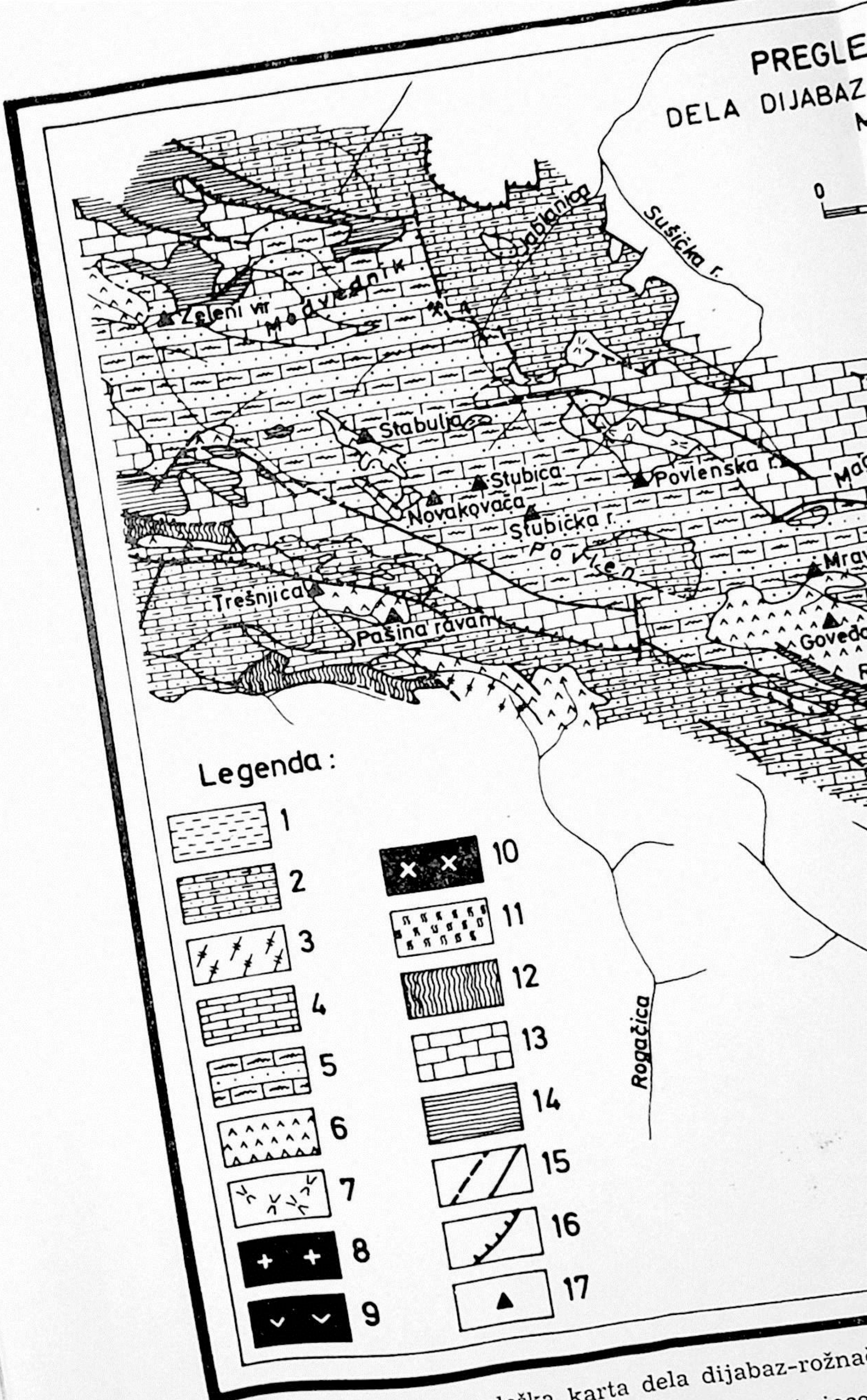
OCCURRENCE OF GRANITIC ROCKS IN DIABASE-CHERT FORMATION IN POVLEN—MALJEN AREA, SERBIA

During the exploration of copper in Povlen—Maljen area, Serbia, several occurrences of granitic rocks were observed inside the Diabase-Chert Formation.

According to petrologic investigations, these granitic rocks consist of quartzdiorite, granodiorite and plagio-granite, with frequent mutual transitions, which makes their macroscopical discrimination impossible.

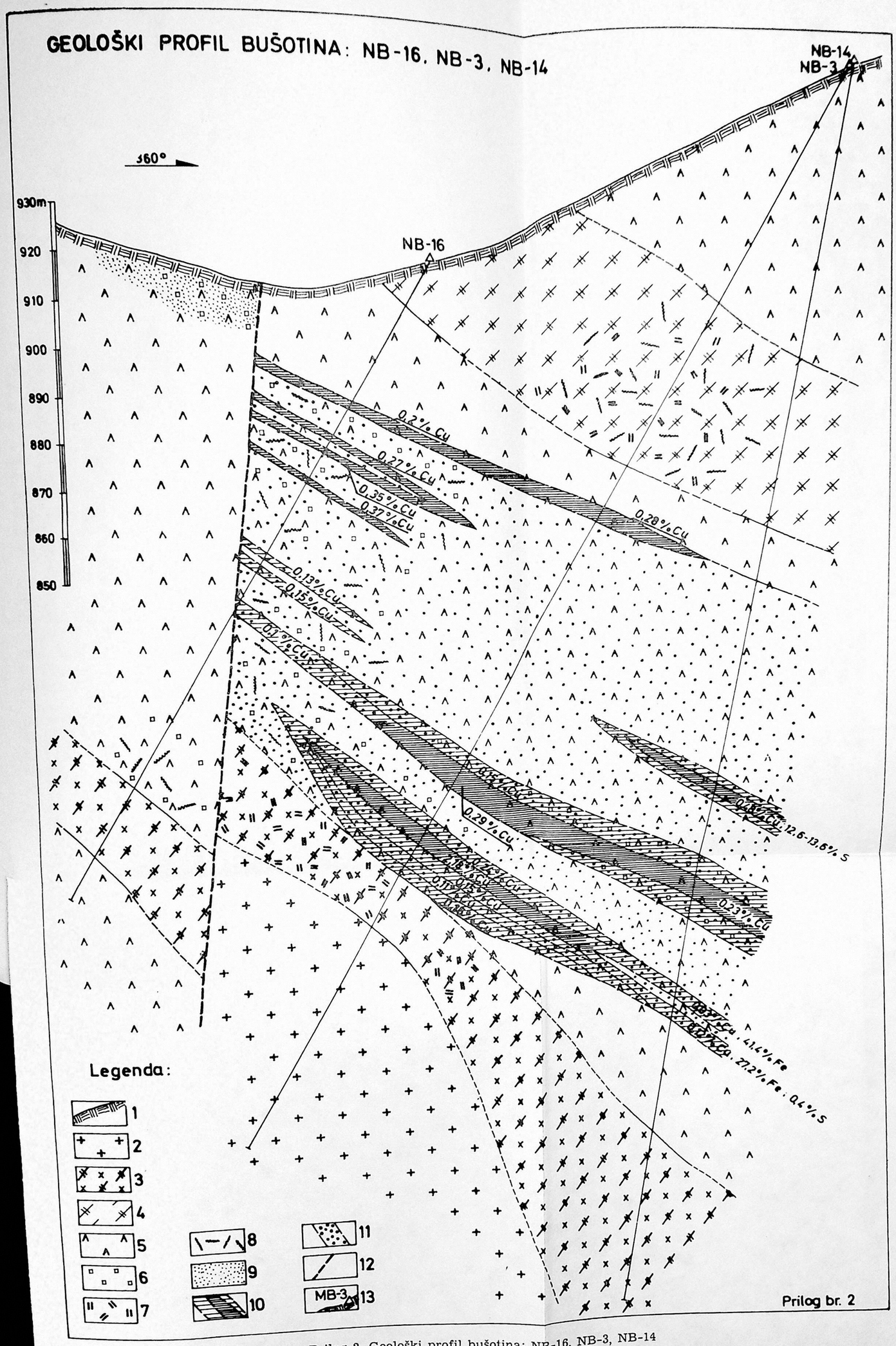
According to the present knowledge about these rocks, the author, related to their origin and age, supports the opinion of Karamata (4, 5), which considers these granitic rocks as the normal differentiates inside the gabbrodoleritic bodies, and of the same Jurassic age, as the surrounding Diabase-Chert Formation.

* Institute for geological and mining Investigation and Exploration of nuclear materials — Beograd.



Prilog 1. Pregledna geološka karta dela dijabaz-rožna

1. Laporci, peščari, gline, peskovi, piroklastiti (mioce
gornja kreda), 3. gabrodijabazi (gornja kreda), 4. Kre
jabazi (jura); 6. dijabazi (jura), 7. andeziti i porfiriti
tiniti (jura), 12. peridotit (serpentinisani — jura), 13.
15. rasedi, 16. čelo kraljušti, 17. pojave Fe-Cu minera



Prilog 2. Geološki profil bušotina: NB-16, NB-3, NB-14

1. Humus, 2. plagiogranit, 3. gabrodiorit, 4. ofitgabro, 5. dijabaz. 6. piritizacija, 7. hloritizacija, 8. silifikacija, 9. limonitizacija, 10. rudno telo, 11. mineralizovana zona, 12. rased, 13. bušotina.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih sirovina, sv. 10, 1975. god.

SLOBODAN VUKAŠINOVIĆ

UDK: 551.24:553.44:550.3 (497.1)

O GEOTEKTONSKOM POLOŽAJU MAGMATITA I ORUDNJENJA Pb-Zn NA PODRUČJU UNUTRAŠNJIH DINARIDA, SA OSVRTOM NA SELEKCIJU RUDNO-PERSPEKTIVNIH TERENA*

(sa 1 prilogom)

Podaci dosadašnjih aeromagnetskih ispitivanja izvršenih u Jugoslaviji inicirali su pored ostalog neka zapažanja koja se odnose na geotektonski položaj magmatita i rudnih ležišta Pb-Zn na području Unutrašnjih Dinarida. Prirodno, iz njih su dalje proistekli elementi koji u određenom stepenu omogućavaju i selekciju rudno-perspektivnih terena, rejona gde se može prvenstveno očekivati otkrivanje novih (skrivenih) rudnih ležišta. Neosporno je da tema ovoga rada tretira dosta složenu problematiku za čije potpunije i pouzdanije rešavanje su nužna dalja kompleksna geološko-geofizička ispitivanja i sintetsko proučavanje svih podataka. Ovim radom autor čini pokušaj da na osnovu svojih shvatanja rezultata dosadašnjih ispitivanja i izučenosti Unutrašnjih Dinarida pruži bar manji doprinos rešavanju ove inače interesantne i sa ekonomskog aspekta značajne problematike.

Pre svega potrebno je da se u kratkim crtama osvrnemo na granice koje, po našem shvatanju, obuhvataju područje Unutrašnjih Dinarida. Proučavajući dubinske razlome (u daljem tekstu DR) u međugraničnom prostoru Dinarida, Panonida i Srpsko-Makedonske mase (SMM) i verovatna mezozojsko-paleogena kopna u južnom delu Panonske depresije došli smo do određenih zaključaka po pitanju razgraničavanja osnovnih geotektonskih jedinica (50). DR (Istočni) na pravcu Dojran — Crni Vrh (Kratovsko-zletovska oblast) — Tulari — Kragujevac — Ilandža razdvaja Dinaride od SMM, odnosno predstavlja istočnu granicu Unutrašnjih Dinarida. DR (Zapadni) na potezu Studena Voda — Skoplje — Goleš — Raška — Maljen — Ozren — Kostajnica razgraničava Unutrašnje Dinaride od Dinarida u užem smislu. Severnu granicu Unutrašnjih Dinarida, prema Panonidima, čini DR (Severni) na pravcu Barč — Osijek — Odžaci — Melenci. Unutar Unutrašnjih Dinarida po određenoj specifičnosti sastava i evolucije izdvajaju se dve jasno individualisane jedinice, na većem delu međusobno razdvojene Kolubarskom dislokacijom: Slavonsko-Sremska

* Referat održan na I savetovanju »Istraživanje olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ«, Zvečan 1973. god.

zona prema severozapadu i Vardarsko-Šumadijska zona prema jugu. Pomenuti DR, uključujući i DR (Centralni) na potezu Đevđelija — Kumanovo — Brzeće (Kopaonik) — Gledić — Avala — Kovačica — Fruška Gora — istočni obod Slavonskih planina, imali su znatan uticaj na geološku evoluciju, na postojeći geološko-strukturni sklop terena u domenu svoga rasprostranjenja, kao i uopšte na razvoj geoloških zbivanja na teritoriji Jugoslavije u celini. Nesumnjivo bili su od presudnog značaja za magmatizam i metalogenetske procese jer postoji jasna prostorna veza između pojava magmatita i rudnih ležišta s jedne i ovih DR sa druge strane (v. prilog).

Magmatiti

Najveći deo magmatita, naročito tercijarne starosti, nalazi se u onim područjima u kojima se sučeljavaju ovi DR ili presecaju sa poprečnim dislokacijama višega reda. To je i razumljivo s obzirom da su svi tereni bili najviše tektonski predisponirani za magmatsku aktivnost, za inicijalni i kasniji magmatizam. Pojave bazita vezane su skoro isključivo, sa većim ili manjim učešćem, za sve ove DR, oni ih kontrolišu. Zahvaljujući ovome i činjenici da se baziti odlikuju višim magnetskim susceptibilitetom bilo je moguće preko aeromagnetskih podataka odrediti položaje DR sa dovoljnom tačnošću. Granitoidi Furke, Plavuša, Gradeških pl., Štipa, Skopske Crne Gore, Kopaonika, Željina, Kosmaja, dakle granitoidne stene Vardarsko-Šumadijske tektono-magmatske zone pojavljuju se u domenu centralnog DR. U njegovom domenu nalaze se i tercijarni vulkaniti Damjana, Stublovače (Gnjilane), Kišnice, Venčana, Kosmaja, Avale, Fruške Gore i Slavonskih pl., a takođe u području sučeljavanja sa zapadnim DR i vulkaniti Trepče, Kopaonika, Rogozne, Golije, Kotlenika, Borača i Rudnika. Uz zapadni DR od kiselijih magmatita pojavljuju se još i tercijarni vulkaniti Kožufa (delom i uz centralni DR), Takova, V. Majdana, Zvornika, granodioriti Boranje, a u području sučeljavanja sa DR na pravcu Munela (Albanija) — Brodarevo — Zlatibor — Konjuh — Bosanska Krajina, nalaze se vulkaniti Srebrenice. Za istočni DR vezani su vulkaniti Kratovsko-Zletovske oblasti, Kosovske Kamenice i Radana.

Detaljniji podaci u vezi geotektonskog položaja magmatita mogu se dati za Kratovsko-Zletovsku oblast, područje Trepče, Šumadiju i Drinsko-jadarsku oblast, gde su vršena relativno detaljnija aeromagnetska i druga ispitivanja. Pogotovu za Šumadijsku oblast u kojoj su prošle godine izvedena i visokoprecizna aeromagnetska ispitivanja, sa uređajem osetljivosti 0,1 gama (ranija ispitivanja vršena su aeromagnetometrima osetljivosti 20, odnosno 5 gama).

Kratovsko-Zletovski vulkaniti izlili su se na terenu koji je za to bio tektonski predisponiran istočnim DR, zatim ogrankom centralnog DR koji se od Skopske Crne Gore odvaja prema ušću Zletovske reke, Bučimu, Furki i dalje u pravcu jugoistoka, kao i markantnom poprečnom razlomnom zonom na potezu Vrbica — Oblovska Čuka. Po našem mišljenju (49), centar vulkanske aktivnosti Kratovsko-Zletovske oblasti, odnosno glavni vulkanitski koren nalazi se u području Rajčani — Zletovo — Dobrevo — Oblovska Čuka, dakle u domenu poprečne razlomne zone. Sekundarne centre erupcije, eruptivne korene manjih razmera ima opravdanja očekivati duž istočnog DR na potezu Zubovac — Crni Vrh — Vrbica, zatim duž ogra-

naka centralnog DR na pravcu Asanica — Kostomor — Lezovo, zapadno od linije Strojininci — Kukovo — Kalište, a takođe i duž nekih dislokacija nižeg reda. Ostale delove eruptivne oblasti izgrađuju vulkanitske ploče i piroklastiti.

Prema detaljnijoj analizi položajnog odnosa magmatita i DR u Vardarskoj oblasti proizašao je zaključak da se granitoidi Furke, Plavuša, Gradeških pl., i Štipa nalaze između centralnog DR i njegovog ogranka na pravcu Kumanovo — Bučim — Konče — Furka (49).

Interpretacija aeromagnetskih podataka sa područja Trepče istakla je u prvom redu postojanje dubinske dislokacije na pravcu Zijača — Đidoma — Skočanska Čuka, kao najmarkantnije disjunktivne strukture na ovom terenu (51). Ova dislokacija pripada sistemu dubinskih dislokacija centralnog DR, koga ograničava sa zapadne strane. Kao takva nesumnjivo je imala značajan uticaj na razvoj geoloških zbivanja, posebno za stvaranje opštih uslova za magmatizam i metalogeniju na području Trepče. Interpretacija je takođe istakla i postojanje više značajnijih dislokacija na pravcu SI — JZ, za koje je izražena verovatnoća da se u pravcu JZ nastavljaju na sistem dislokacija Peć — Izvor. Pretpostavlja se da su ove dislokacije poslužile kao dovodni putevi tercijarnim vulkanitima, jer je karakteristično da se utvrđeni vulkaniti (Majdan — Sokolica, Crni Vrh — Kozji Rog — Crnuša i Duhovce — Smrekovnica) nalaze u domenu ovih disjunktivnih struktura. Za pouzdaniju odredbu korenih delova tercijarnih vulkanita na ovom području bilo bi potrebno raspolagati podacima preciznijih aeromagnetskih i drugih geofizičkih ispitivanja. Stekli smo uverenje da su osnovni centri vulkanskih aparata vezani za presecišta dislokacija SI — JZ sa približno međusobno paralelnim disjunktivnim strukturama pravca SZ — JI, raspoređenim sa obe strane dubinske dislokacije na potezu Zijača — Skočanska Čuka.

Preko Šumadije prostiru se oba granična i centralni DR Unutrašnjih Dinarida, odnosno Vardarsko-Šumadijske tektono-magmatske zone. Pored ovih DR i ranije pomenute Kolubarske dislokacije u opštem razvoju geološko-strukturnog sklopa terena, podrazumevajući naravno i magmatsku aktivnost, značajnu ulogu imale su i neke disjunktivne strukture relativno nižega reda, pravca SSZ — JJI i Z — I, od kojih posebno izdvajamo razlom na pravcu Kotlenik — Rudnik — Živkovci — Venčani, a zatim i poprečne dislokacije na pravcima Rajac — Rudnik, Ljig — Živkovci i Lazarevac — Venčani. Prema podacima aeromagnetskih ispitivanja (54) proističe verovatnoća postojanja prekrivenih magmata u reonima Rudnika, Živkovaca, Venčana i na području Kosmaj — Barajevo. Dok se za magmatit sa područja Kosmaj — Barajevo sa velikom sigurnošću može tvrditi da je u pitanju granitoidna stena — prekriveni plutonit, čiji aplikalni deo bi predstavljao granit Kosmaja, dotle se pouzdanije ne može predvideti osnovna petrografska pripadnost ostalih prekrivenih magmatita. Na osnovu sada raspoloživih podataka možemo ih samo identifikovati kao manje intruzivne mase subvulkanskog ili hipoabisalnog karaktera, čiji bi se sastav razlikovao od vulkanita utvrđenih na površini terena koji su samo u pojedinim manjim delovima magnetoaktivni. U svakom slučaju ima opravdanja pretpostavci da se u reonu relativno izrazitije magnetičnih magmatita nalaze vulkanitski koreni, jer je poznato da efektivno namagnetisanje raste sa približavanjem korenom delu vulkanita. Ranije smo na osnovu nekih geoloških ukazatelja i delimično po podacima aeromagnetskih ispitivanja

izvršenih 1965. godine izrazili i manju verovatnoću o postojanju granitoidnog plutonita i na čitavom prostranstvu područja Gledić — Kotlenik — Borač — Takovo — Rudnik — Belanovica (48). Sada, posle izvršenih visoko-preciznih aeromagnetskih ispitivanja, smatramo da nema dovoljno pouzdanih elemenata za ovu pretpostavku, kao ni za pretpostavku nekih autora (12) o postojanju plutonita u rejonu Avale. Uočljivo je da se otkriveni, u recentnom erozionom nivou, i pretpostavljeni prekriveni magmatiti nalaze skoro isključivo na prostoru između zapadnog i centralnog DR, a posebno u području njihovog sučeljavanja. Da su u rasporedu magmatita pored DR i očigledno dislokacije na potezu Kotlenik — Rudnik — Venčani značajnu ulogu imale i poprečne razlomne strukture pravca Z — I ide u prilog činjenica da se izrazito magnetični magmatiti, koje smo identifikovali kao manje intruzivne mase subvulkanskog ili hipoabisalnog karaktera, naĭaze upravo u domenu presecišta dislokacije Kotlenik — Venčani sa strukturama Rajac — Rudnik, Ljig — Živkovci i Lazarevac — Venčani, što svakako nije slučajno. Takođe, na poprečnim strukturama pojavljuju se vulkaniti i nešto dalje od presecišta, s tim što na ovim delovima uopšte nisu magnetični ili su magnetični samo u pojedinim manjim delovima. Vulkanska aktivnost obavljala se i na sutoku dislokacija različitih pravaca, kao na primer u rejonu Borača i nekim drugim lokalitetima uz zapadni DR, u zoni Kotlenik — Rajac. Po svemu sudeći izgleda da je prodiranje i izlivanje magme u Šumadiji bilo kombinovano — preko vulkana raspoređenih duž disjunktivnih struktura i preko pojedinih dužih delova ovih struktura, tako da se koreni delovi eruptiva ispoljavaju u vidu vulkanskih kanala i u vidu dajkova.

U Drinsko-jadarskoj oblasti pojava tercijarnih magmatita vezana je za širi domen presecišta zapadnog DR sa poprečnim razlomnim strukturama, s tim što je tektonskoj predispoziciji terena za izlivanje vulkanita na području Srebrenice nesumnjivo doprineo i DR na potezu Brodarevo — Zlatibor — Konjuh (55). Po našem mišljenju, najmarkantnije poprečne dislokacije nalaze se na potezu Boranja — Srebrenica i Bobija — Srebrenica, koje su sa DR uslovile intruziju granodiorita Boranje i izlivanje vulkanita u području Srebrenice, V. Majdana i Zajače. Postojanje ovih poprečnih struktura manifestuje se po konfiguraciji anomalnog magnetskog polja, a takođe i po prostranstvu pojedinih geoloških formacija u recentnom erozionom nivou. Izlivanje vulkanita kontrolisale su pretežno dislokacije pravca SZ—JI, tako da otuda dolazi postojeća orijentacija vulkanitskih masa.

Rudna ležišta Pb-Zn

Usko povezano sa razvojem tektono-magmatske aktivnosti na području Unutrašnjih Dinarida stoje, naravno, metalogenetski procesi i razmeštaj ležišta mineralnih sirovina. Poznato je da su od do sada otkrivenih metaličnih rudnih ležišta na ovom području najbrojnija i najznačajnija ležišta Pb-Zn i da se nalaze uglavnom u okviru Vardarsko-Šumadijske tektono-magmatske zone. Proučavajući postojeće raspoložive podatke došli smo do zaključka da su u razmeštaju pojava i ležišta Pb-Zn osnovnu ulogu odigrali DR. Posebno odlučujuću predisponirajuću ulogu imao je centralni DR i to dislokacije sa njegovog zapadnog dela. U njihovom (širem) domenu raspo-

ređena su većina pojava i značajnih ležišta Unutrašnjih Dinarida: Kišnica, Ajvalija, Trepča, Zijača, Koporić, Žuta Prlina, Belo Brdo, Kotlenik, Rudnik, Babe, Ljuta Strana, Avala i Fruška Gora. Uz centralni DR, sa istočne strane, nalazi se još Novo Brdo i neke druge manje pojave Pb-Zn. U domenu zapadnog DR otkrivena su orudnjenja na Rogozni, Goliji, u V. Majdanu i u reonu Srebrenice. Uz istočni DR nalaze se ležišta Kratovsko-Zletovske oblasti i Radana (Lece). Distribucija olova i cinka, čiji su rastvori bili uslovljeni opštim geostrukturnim prilikama duž ovih DR, složenih struktura, odvijala se u zavisnosti od drugih faktora — magmatskih, litoloških i strukturnih faktora lokalnog karaktera. Predominantna pojava orudnjenja Pb-Zn na području Unutrašnjih Dinarida u domenu zapadnog dela centralnog DR, i to uglavnom u okviru Vardarsko-Šumadijske zone, svakako je posledica određenih, specifičnih fiziko-hemijskih uslova koji su vladali duž ovih regionalnih dislokacija, omogućujući intenzivnu pojavu magme i rudnih rastvora. Pojas sa pojavom tercijarnih magmatita i orudnjenja uz centralni DR nazvali smo Osnovni rudonosni pojas Pb-Zn Vardarsko-Šumadijske zone, koji je, po našem mišljenju, potencijalno najperspektivniji teren u Unutrašnjim Dinaridima za otkrivanje novih značajnih olovo-cinkovih rudnih ležišta (v. prilog). Njegovo eventualno pružanje prema severu i jugu vezano je u prvom redu za stepen zastupljenosti tercijarnih magmatita ispod sedimenata uz centralni DR na području Panona, odnosno na delu Skopska Crna Gora — Demir Kapija. U svakom slučaju predelu sa Kožufskim vulkanitima u domenu centralnog DR trebalo bi posvetiti odgovarajuću pažnju.

Detaljnije podatke o geotektonskom položaju rudnih ležišta moguće je, kao i za magmatite, dati za terene gde su vršena detaljnija aeromagnetska i druga ispitivanja: za Kratovsko-Zletovsku oblast, područje Trepče, Šumadiju i Drinsko-jadarsku oblast. Zahvaljujući ovome za ove terene moguće je dati određenu ocenu gde na njima rudna ležišta prvenstveno treba očekivati, odnosno moguće je izvršiti određenu selekciju rudno-perspektivnih rejona. Granice perspektivnih terena naznačene su na kartama krupnije razmere u radovima koji tretiraju odgovarajuću problematiku dotičnih aeromagnetski ispitanih područja (49, 51, 52, 54, 55).

Interpretaciji podataka regionalnih geofizičkih ispitivanja (aeromagnetskih, aeroradiometrijskih, gravimetrijskih) Kratovsko-Zletovske eruptivne oblasti sa aspekta metalogenije prethodilo je izučavanje položajnog odnosa postojećih rudnih ležišta i pojava prema konfiguraciji anomalnih polja, odnosno nastojalo se otkriti eventualna veza između geološko-geofizičkih struktura i distribucije mineralnih sirovina. Na osnovu detaljne analize svih raspoloživih geološko-geofizičkih podataka proizašla je činjenica da se po anomalnom polju, i to magnetskom, jasno izdvaja jedino zona sa poznatim orudnjenjima olova i cinka na potezu Dobrevo — Rajčani, koja praktično zauzima zapadni obodni pojas glavnog vulkanitskog korenog dela Kratovsko-Zletovske oblasti (49). Poznato je da su u mineralnim asocijacijama sa ovoga područja utvrđeni feromagnetični minerali (magnetit, pirhotin), pa je nesumnjivo da su oni, uz druge geološko-petrografske osobenosti područja, doprineli deformaciji magnetskog polja zemlje, koja je ustanovljena aeromagnetskim ispitivanjima. Činjenica da su magnetski izdvojenom zonom obuhvaćena najznačajnija do sada otkrivena orudnjenja, opravdava zaključak da je, po regionalnim geofizičkim pokazateljima, ovaj teren najperspektivniji za otkrivanje novih (skrivenih) rud-

nih ležišta Pb-Zn analognog mineralnog sastava. Takode, može se sa više opravdanja izdvojiti kao perspektivan i teren u domenu rasedne strukture na pravcu Strojininci — Crni Čukar, gde su geološkim kartiranjem ustanovljeni hidrotermalno izmenjeni vulkaniti na znatnom prostoru.

Na području Trepče do sada otkrivena orudnjenja olova i cinka pojavljuju se uglavnom u domenu (širem pojasu) napred pomenute dubinske dislokacije na potezu Zijača — Skočanska Čuka i to najčešće sa njene jugozapadne strane. Dakle u domenu disjunktivne strukture koja prema zapadu ograničava centralni DR kome pripada, a kojoj smo pripisali veliki značaj za metalogenetske procese na području Trepče. Po našem mišljenju, rudni rejon Trepče sa severoistočne strane ograničen je severoistočnim kontaktom serpentinita iz duboke dislokacije Zijača — Skočanska Čuka, a sa jugozapadne disjunktivnom strukturom na potezu Vlahinja — Majdan — Kozji Rog — Bila, koja se sa vulkanitskim korenima predstavila kao brana kretanju rudnih rastvora dalje u pravcu jugozapada. Prema jugoistoku rudni rejon se verovatno završava kod Skočanske Čuke, dok se prema severozapadu pruža i dalje od Vlahinje, van granica terena koji je aeromagnetski ispitivan. Iz napred iznete postavke o prostranstvu razlomnih struktura proizilazi naša nesaglasnost sa autorima koji osnovne strukture Trepče u pravcu SZ produžavaju na Rogoznu i dalje na Goliju (21). Naše shvatanje o geotektonskom položaju rudnog rejona Trepče delimično se podudara sa shvatanjem F. Šumahe r-a, K. Štir-a i R. Pfalc-a (44). Kao potencijalno najperspektivniji teren u Kopaoničkoj oblasti, naravno posle rudnog rejona Trepče, izdvajamo područje na potezu Koporić — Belo Brdo, gde prvenstveno treba usmeriti dalja poluregionalna istraživanja. Unutar pomenutih granica rudnog rejona (pojasa) Trepče najperspektivnije delove terena određuju lokalni litološki i strukturni faktori. Po postojećim aerogeofizičkim podacima ne može se vršiti litološko raščlanjavanje »serije Trepče«, odnosno izdvajanje najpovoljnije sredine za orudnjenje, ispod tercijarnog sedimentno-vulkanogenog kompleksa koji mahom prekriva teren rejona Trepče. Međutim, polazeći od strukturnih faktora, tj. uočene veze između položaja do sada otkrivenih orudnjenja i dislokacija SI — JZ, smatramo da se najperspektivniji tereni, sa skrivenim rudnim ležištima, nalaze u širem domenu presecišta najmarkantnijih dislokacija pravca SI — JZ sa dubinskom dislokacijom Zijača — Skočanska Čuka i to s obzirom na opšte litološke karakteristike pretežno sa zapadne strane dubinske dislokacije (51). Polazeći od sličnih postavki još 1961. godine na aeromagnetskoj karti teren Zijače bio je označen kao perspektivan. Kasnijim istraživanjima na ovom terenu otkrivena su ekonomska orudnjenja Pb-Zn, čime je potvrđena data ocena o perspektivnosti, odnosno ispravnost shvatanja na kome je zasnovana.

U Šumadiji do sada otkrivena orudnjenja Pb-Zn položajno su vezana za dislokaciju Kotlenik — Venčani (pojave na Kotleniku, Rudniku, kod Živkovaca, Venčana), zatim za prostranstvo prekrivenog plutonita na području Kosmaj — Barajevo (Babe, Ljuta Strana) i neposredno za užu zonu centralnog DR (Avala), Dakle, najveći broj poznatih orudnjenja nalazi se na dislokaciji Kotlenik — Venčani, koja južnim delom prelazi preko područja sučeljavanja zapadnog i centralnog DR, prostirući se prema severu približno korespodentno pružanju centralnog DR čiji bočni ogranak ustvari i predstavlja. Utvrđene pojave i ležišta na Rudniku, kod Živkovaca i Venčana nalaze se u domenu presecišta ove dislokacije sa odgovarajućim po-

prečnim dislokacijama na pravcima Rajac — Rudnik, Ljig — Živkovci i Lazarevac — Venčani. Nalaze se upravo na terenima gde se, kako je napred rečeno, po svoj prilici nalaze »slepe« manje intruzivne mase subvulkanskog ili hipoabisalnog karaktera, za koje bi se genetski mogli vezati alteracioni i mineralizacioni procesi u ovoj oblasti. Po našem mišljenju, osim već otkrivenih pojava i ležišta vezanih za područja prekrivenih magmatita u Šumadiji se može očekivati otkrivanje i novih, značajnijih skrivenih rudnih ležišta (54). Strukture sa prekrivenim magmatitima u kojima se nalaze poznata orudnjenja znatno prevazilaze granice do sada istraživanih terena. Kao perspektivan teren prvenstveno izdvajamo čitavo područje Kosmaj — Barajevo gde se sa velikim stepenom verovatnoće pretpostavlja postojanje granitoidnog plutonita, čiji stadijum otkrivenosti (po Emonsu) odgovara kriptobatolitskom. Po našoj oceni bila bi velika slučajnost kada bi Babe i Ljuta Strana bila jedina i najznačajnija orudnjenja na čitavom prostranstvu aeromagnetske anomalije, koja je interpretirana kao posledica uticaja granitoidnog plutonita (52). Ostali tereni koji su izdvojeni u Šumadiji kao perspektivni u pogledu mogućnosti otkrivanja skrivenih rudnih ležišta Pb-Zn obuhvataju strukture sa magnetoaktivnim magmatitima iz domena presecišta dubinske dislokacije Kotlenik — Rudnik i poprečnih dislokacija, u kojima su u pojedinim delovima ranije utvrđena orudnjenja. Takvi tereni nalaze se na Rudniku, kod Živkovaca i nedaleko od Venčana.

U Drinsko-jadarskoj oblasti do sada otkrivene značajnije rudne pojave i ležišta Pb-Zn (područje Srebrenice, Veliki Majdan) nalaze se u pojasu poprečnih dislokacija na pravcima Boranja — Srebrnica i Bobija — Srebrenica i to u domenu njihovog međusobnog sučeljavanja ili presecišta sa zapadnim DR. Ovakav geotektonski položaj orudnjenja je razumljiv ako se prihvati napred pripisani doprinos ovih struktura pojavi magmatita u ovoj oblasti. U tom slučaju može se prihvatii i to da pojava poprečnih razlomnih struktura i vulkanita u širem domenu rasprostranjenja DR ukazuje da su na takvim terenima bili ostvareni povoljni opšti geostrukturni uslovi za stvaranje orudnjenja. Polazeći od ovog shvatanja, a na osnovu do sada raspoloživih podataka o položaju magmatita i značajnijih struktura, proizilazi da skrivena rudna ležišta Pb-Zn treba prvenstveno istraživati i dalje u području Srebrenice i V. Majdana, ali u okviru čitavog rasprostranjenja postojećih vulkanitskih masa u pojasu pomenutih poprečnih dislokacija a ne samo u rejonu do sada otkrivenih pojava Pb-Zn (55).

Na kraju još jednom ističemo da su u ovom radu prikazani rezultati izučavanja preliminarnog karaktera i da su inicirani uglavnom podacima aeromagnetskih ispitivanja, koja još nisu obuhvatila čitavo područje Unutrašnjih Dinarida. Definitivnija rešenja problematike koju ovaj rad tretira moguće je očekivati po završetku ne samo visoko preciznih aeromagnetskih merenja područja u celini već i drugih potrebnih ispitivanja i naravno posle timskog proučavanja svih prikupljenih podataka od strane različitih specijalista.

— — —

Kolegama Dr. S. Divljanu, S. Višiću, Dr. A. Antonoviću, N. Mihailović-Vlajić i D. Radusinoviću zahvalan sam na pregledu rukopisa i sugestijama koje su mi tom prilikom dali.

LITERATURA

1. Anđelković M., 1956: — Geološki sastav i tektonika Gledićkih planina. Doktorska disertacija.
2. Anđelković M., 1957: — Šumadijska zona — stratigrafija, paleografija, magmatizam i tektonika. Geološki anali Balkanskog poluostrva XXXIII. Beograd.
3. Anđelković M., 1960: — Paleografija i tektonika jednog dela Unutrašnjiih Dinarida. Geološki anali Balk. pol. knj. XXVII. Bgd.
4. Anđelković M., 1964: — Rasprostranjenje Šuladijske zone prema severu i jugu i njena geotektonska pripadnost. Zapisnici SGD, izdati 1966. Bgd.
5. Anđelković M., Lupu M., 1967: — Die Geologie der Šumadija und Mures zone. Kbga, Bgd.
6. Andrić B., 1970: — Izveštaj o ispitivanju građe zemljine kore dubokim seizmičkim sondiranjem na profilu Cavtat—Loznica—Kanjiža, Fond stručnih dokumenata SGZ, Bgd.
7. Andrić B., Blago Ž., 1971: — Izveštaj o ispitivanju građe zemljine kore dubokim seizmičkim sondiranjem na profilu Palagruža—Sl. Brod—Valpovo, Fond stručnih dokumenata SGZ, Bgd.
8. Antonović A., 1968: — Proučavanje vulkanita Jugoslavije — Stručni fond IGRI, Beograd.
9. Cissarz A., 1966/1967: — Nova sistematika ležišta na geotektonskoj osnovi i njena primena na Jugoslovenska ležišta. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta sv. 9—10, Beograd.
10. Ćirić B., 1957: — Tercijarni, tektonski i magmatski pokreti na Kopaoniku. Drugi kongres geologa, Sarajevo.
11. Ćirić B., Karamata S. i Smejkal S., 1962: — Vodič za ekskurziju — magmatske stene, geološka građa i rudna ležišta Kopaonika. V. Savetovanje geologa FNRJ. Beograd.
12. Dimitrijević B., 1931: — Avala. Posebno izdanje SAN knj. LXXXV, Beograd.
13. Dimitrijević M., Karamata S., 1966: — Osvrt na genezu Kopaoničkog granodioritskog masiva. Zapis. Srpskog geološkog društva, Beograd.
14. Dragašević T., 1967/68: — Ispitivanje građe zemljine kore primenom dubokog seizmičkog sondiranja na području Dinarida, — Vesnik ZGGI, primenj. Geofizika, knj. VIII/IX, Bgd.
15. Forgan C. B., 1948: — Ore deposits at the Stari Trg leadzinc mine — Yugoslavia. Reprinted from International Geological Congress Report of the Eighteenth Session, Great Britain, Pert VII, London.
16. Grubić A., 1959: — Razmatranje o opštem tektonskom sklopu naših Dinarida. Vesnik ZGGI, T. XVII, Bgd.
17. Grubić A., 1966: — Tektonske karakteristike Vardarske zone. Referati VI Savetovanja geologa FNRJ, Ohrid.
18. Ilić M., 1962: — Položaj kvarclatita u razvoju našeg tercijarnog vulkanizma. V Savetovanje geologa, Beograd.
19. Ilić, M., 1965: — Osnovne karakteristike razvoja tercijarnog magmatizma u Unutrašnjim Dinaridima i Rodopima. VI Savetovanje geologa, Ohrid.
20. Janković S., 1967: — Metalogenetske epohe i rudonosna područja Jugoslavije, Beograd.
21. Kandić M., i dr. 1970: — Metalogenetske karakteristike rudnog polja Trepče. Fond stručnih dokumenata rudnika Trepče.
22. Karamata S., 1962: — Tercijarni magmatizam Dinarida, njegove glavne petrohemijske karakteristike. Ibid.
23. Kossmat F., 1924: — Geologie der zentralen Balkanhabinsel. Berlin.
24. Lebedev S., Maksimović Z., 1966: — Nikal u rudniku žive »Šuplja Stijena« pod Avalom. VI Savetovanje geologa, Ohrid.
25. Luković S., 1955: — Geološko-petrološka studija Kosmaja. Doktorska disertacija.
26. Marković B., 1967: — Završni godišnji izveštaj o regionalnim istraživanjima u području Šumadije za 1966. Fond stručne dokumentaciče SGZ.
27. Marković B., Vuković M., 1969: — Rezultati istraživanja mineralnih sirovina na ležištu Kosmaj—Babe. Ibid.
28. Marković M., Pavlović Z., 1967: — Fotogeološka ispitivanja vulkanita u eruptivnoj zoni Kotlenik—Borač. Geološki anali B. P., knj. XXXIII, Beograd.

29. Mićić I., 1966: — Mladi plutonizam na zapadnim padinama Kopaonika i Željina. VI Savetovanje geologa, Ohrid.
30. Mićić Z., 1968: — Kontaktno-metamorfne, pneumatolitske i hidrotermalne promene kao pratioci mladog plutonizma na zapadnim padinama Kopaonika i Željina. Vesnik Zavoda za geološka i geofizička ispitivanja, knj. XXVI, Beograd.
31. Pavlović Z. i dr. 1964: — Opste karakteristike Boračko-Kotleničkog eruptivnog kompleksa. Zapisnici SGD, Beograd.
32. Pavlović Z., Marković B., 1966: — Pojava granitoida na zapadnim padinama Rudnika. Glasnik Prirodnjačkog muzeja, serija A. 127, Beograd.
33. Pešut D., 1962: — Tercijarna ležišta olova i cinka u Dinaridima i Rodopima. V Savetovanje geologa, Beograd.
34. Petković K., 1961: — Tektonska karta FNR Jugoslavije. Glas SAN, odeljenje prirod-mat. nauka, knj. 22, Beograd.
35. Putnik S., i koautori 1973: — Izveštaj o regionalnim istraživanjima bakra u Zapadnoj Srbiji u 1972. godini. Fond IGRI, Bgd.
36. Putnik S., i koautori 1973: — Izveštaj o detaljnim istraživanjima bakra u Zapadnoj Srbiji u 1972. godini. Fond IGRI, Bgd.
37. Rakić S., 1959: — Mineralne parageneze u ležištima olova i cinka Babe pod Kosmajom. Vesnik ZGGI, Beograd.
38. Rakić S., 1959: — Pb-Zn pojave na Kotleniku. Ibid.
39. Rakić S., 1962: — Klasifikacija genetskih tipova Pb-Zn ležišta tercijarnog magmatizma Dinarida na osnovu karakteristika mineralnih parageneza. V Savetovanje geologa, Beograd.
40. Sikošek B., Grubić A., Ćirić B., 1967: — Geološki problemi Dinarida — vodič za ekskurziju, KBGA, Bgd.
41. Smejkal S., 1962: — Metalogenija tercijarnog magmatizma u Dinaridima i Rodopima. Ibid.
42. Smejkal S., 1962: — Strukture, mineralizacije, mineralne parageneze i geneza olovo-cinkovih ležišta Kopaoničke oblasti (doktorska disertacija). Beograd.
43. Schumacher F., 1950: — Ležište Trepča i njegova okolina. Beograd.
44. Schumacher F., i dr. 1950: — Magmatsko-tektonske zakonitosti u raspodeli rudnih ležišta na Balkanskom poluostrvu i uz osobiti obzir na Vardarsku zonu. Glasnik Prirodnjačkog muzeja Srpske zemlje, A-3, Beograd.
45. Topalović A., 1960: — Tipovi Pb-Zn ležišta južnog Kopaonika. Referati VI Savetovanja geologa FNRJ, Ohrid.
46. Topalović A., 1966: — Prilog tektonskoj građi Kopaonika sa osvrtom na područje Starog Trga. Referati VI Savetovanja geologa FNRJ. Ohrid.
47. Višić S., 1971: — Uranonosno područje oblasti Šumadije. Radovi IGRI, Sv. 7, Beograd.
48. Vukašinović S., 1970: — Neki novi podaci o geološko-strukturnom sklopu Šumadije (na bazi rezultata aeromagnetskih ispitivanja). VII Kongres geologa, Zagreb.
49. Vukašinović S., 1971: — Opšte geostrukturne karakteristike kratovsko-zletovske eruptivne oblasti koje proističu iz podataka geofizičkih ispitivanja. Radovi IGRI, sv. 7, Beograd.
50. Vukašinović S., 1972: — Prilog geotektonskoj rejonizaciji međugraničnog prostora Dinarida, Panonida i Srpsko-makedonske mase. Sednica SGD.
51. Vukašinović S., 1972: — Geološke implikacije podataka aerogeofizičkih ispitivanja izvršenih na području Trepče. Radovi IGRI, sv. 8.
52. Vukašinović S., 1972: — Interpretacija aeromagmatske anomalije Kosmaj—Barajevo. Ibid.
53. Vukašinović S., 1972: — Izveštaj o aeromagnetskim ispitivanjima duž profila dubokog seizmičkog sondiranja. Fond SGZ, Beograd.
54. Vukašinović S., 1973: — Izveštaj o aeromagnetskim ispitivanjima Šumadije (izvršenim 1972. god. sa protonskim magnetometrom). Fond IGRI, Beograd.
55. Vukašinović S., 1973: — Interpretacija aeromagnetskih podataka Drinsko-Jadarske oblasti, dobijenih usputno pri aeroradiometrijskoj prospekciji urana. Fond IGRI, Beograd.
56. Vuković M., 1962: — Kontaktni metamorfizam tercijarnog magmatizma u unutrašnjoj Dinarskoj zoni na teritoriji SR Srbije. V Savetovanje geologa, Beograd.

Summary

SLOBODAN VUKAŠINOVIĆ*

GEOTECTONIC POSITION OF MAGMATIC ROCKS AND Pb-Zn ORE MINERALIZATION IN THE DISTRICT OF INTERNAL DINARIDI, WITH REWIEW ON THE SELECTION OF ORE PERSPECTIVE FIELDS

First of all the author has paid attention in outline to the boundaries which, according to his conception, surround the Internal Dinaridi district. Studying deep-seated dislocations (in farther text DSD) in the interstice of Dinaridi, Panonidi and Serbo-Macedonian mass (SMM) and probable Mesozoic and Paleogene lands in the southern part of Panoninian depression it has come to the definite conclusions related to the fixing the boundaries of the basic geotectonic units (50). DSD (eastern) on the direction of Dojran — Crni Vrh (Kratovo-Zletovo region) — Tulari —Kragujevac — Ilandža separates Dinaridi from SMM, respectively represents the eastern boundary of Internal Dinaridi. DSD (western) on the line Studena Voda — Skoplje — Goleš — Raška — Maljen — Ozren — Kostajnica divides Internal Dinaridi from Dinaridi in a limited sence. The northern boundary of Internal Dinaridi toward Panonidi represents DSD (northern) on the line Barč — Osijek — Odžaci — Melenci. Inside Internal Dinaridi due to the characteristics of composition and evolution two clearly individualized units are outlined, whichare mostly separated by Kolubara dislocation: Slavonia-Srem zone toward northwest and Vardar-Šumadija zone toward south. The mentioned DSD, including also DSD (central) on the direction of Đevđelija — Kumanovo — Brzeće (Kopaonik) — Gledić — Avala — Kovačica — Fruška Gora — eastern rim of Slavonian mountains, have had the remarkable influence on the geologic evolution, on the existing geological — structural setting of the area in the domain of its extension, as well as on the evolution of geological events on the territory of Yugoslavia. They were without doubt of decisive significance for the magmatism and metallogenic processes for the clear spatial relation exists between the occurrences of magmatic rocks and ore deposits on one side and these DSD on the other side.

Magmatic Rocks

The majority of magmatic rocks, especially of Tertiary age, occurs in the areas where these DSD are faced or cutted with transversal dislocations of the higher order. It is a matter of course with regard to the fact that these areas were mostly tectonically affected for magmatic activity, both for the initial and later magmatism. The occurrences of basic rocks are connected almost exclusively, with larger or smaller participation, with all these DSD, they are practically controled by them. Owing to this and to the fact that these basic rocks are characterized by higher magnetic susceptibilitiy it was possible by means of the airmagnetic data to deter-

* Institute for geological and mining investigation and exploration of nuclear and other raw materials — Beograd.

mine the positions of DSD with sufficient precision. Granitoids of Furke, Plavuša, Gradeških Mts, Štipa, Skopske Crne Gore, Kopaonika, Željina, Kosmaja, accordingly granitoidic rocks of Vardar-Šumadijske tecto-magmatic zone are occured in the domain of the central DSD. In its domain the Tertiary volcanic rocks of Damjan, Stublovača (Gnjilane), Kišnica, Venčane, Kosmaja, Avale, Fruške Gore and Slavonian Mts. are appeared as well as in the area of facing with the western DSD and volcanic rocks of Trepča, Kopaonik Rogozna, Golija, Kotlenik, Borača and Rudnika. By the western DSD from the more acidic magmatic rocks are appeared the Tertiary volcanic rocks of Kožuf (partly also close to the central DSD), Takova, V. Majdana, Zvornika, granodiorite of Boranja, but in the area of facing with DSD on the line of Munela (Albania) — Brodarevo — Zlatibor — Konjuh — Bosanska Krajina the volcanic rocks of Srebrnica are occurred. The volcanic rocks of Kratovo-Zletovo region, Kosovske Kamenice i Radana are connected with the eastern DSD.

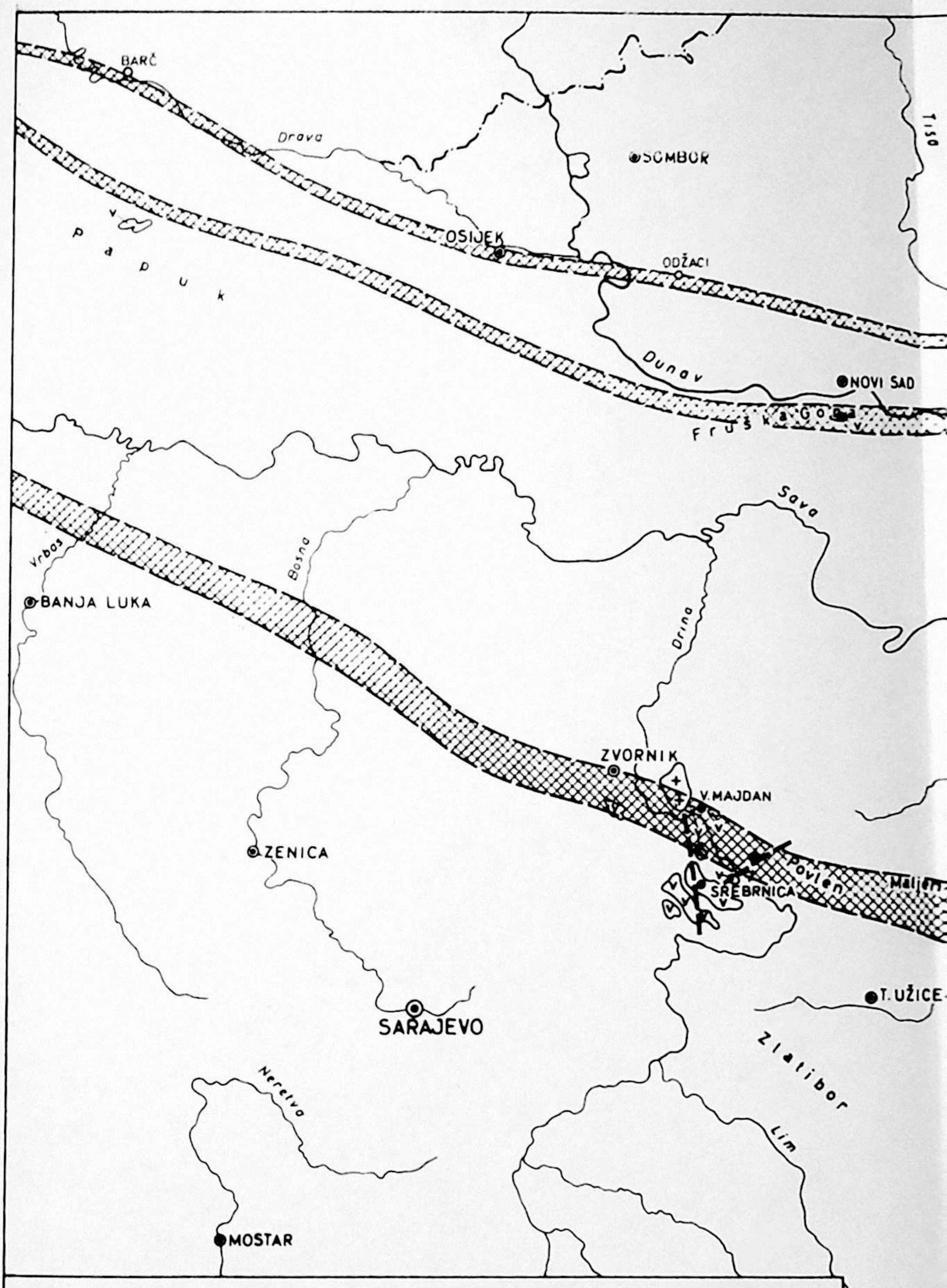
More detailed data in connection with the geotectonic position of magmatic rocks can be presented for Kratovo-Zletovo region, the Trepča area, Šumadiju and Drinsko-Jadarski region, where relatively more detailed airmagnetic and other investigations were performed.

Pb-Zn Ore Deposits

The metallogenic processes and the distribution of deposits of mineral raw materials stand in narrow connection with the evolution of tecto--magmatic activity in the reigion of Internal Dinaridi. It is known that up to now discovered metallic ore deposits in this region the most abundant and significant are the Pb-Zn deposits and that they are situated mainly in the Vardar-Šumadija tecto-magmatic zone. Studying the existing available datu it has come to the conclusions that the DSD had played the main role in the distribution of Pb-Zn occurrences and deposits. The centraï DSD had the predetermined role as well as the dislocations from its western part. In their domain are arranged the majority of the occurrences and significant deposits of Internal Dinaridi: Kišnica, Ajvalija, Trepča, Zijača, Koporić, Žuta Prlina, Belo Brdo, Kotlenik, Rudnik, Babe, Ljuta Strana, Avala and Fruška Gora. Novo Brdo and a few of other smaller occurrences of Pb-Zn are located close to DSD, on the eastern side. In the domain on the western DSD have been discovered the ore mineralizations on Rogozna, Golija, V. Majdan and in the Srebrnica area too. The deposits of Kratovo-Zletovo region and Radana appear near the eastern DSD. The distribution of lead and zinc whose solutions resulted from the general geostructural conditions along these DSD, of composite structures, took place in the function of other factors — magmatic, litho-logic and structural factors of local character. The predominant occurrence of Pb-Zn deposition the domain of the western part of the central DSD, mainly in the Vardar-Šumadija zone, is cerainly the results of the definite, specific phisico-chemical conditions which donimated along these regional dislocations, making possible the intensive appearance of magma and ore solutions. The belt with the Tertiary magmatic rocks and ore deposits, localized along the central DSD, is named as the basic ore-bearing Pb-Zn zone of Vardar-Šumadian unit, which is according to the author's opinion,

potentially the most perspective area in Internal Dinaridi for the discovery of new significant lead-zinc ore deposits (encl). Its eventual extensian toward north and south is connected with the degree of the frequency of the Tertiary magmatic rocks below the sediments by the central DSD in the Panon area, respectively in the part of Skopska Crna Gora — Demir Kapija. In any case the adequate attention should be paid to the Kožuf volcanic rocks in the domain of the central DSD.

It is possible to give more detailed data about the geotectonic position of ore deposits, as well as for the magmatic rocks, for the areas where the detailed airmagnetic and other investigations where performed: Kratovo--Zletovo region, the Trepča area, Šumadija and the Drina-Jadar region. Owing to this it is possible for these areas to give the definite appraisal where ore deposits ought before all to be expected, respectively it is possible to make the definite selection of ore perspective fields. Boundaries of perspective fields are noted on the maps of the larger scale in articles which treat the adequate problems of respective airmagnetically investigates areas (49, 51, 52, 54, 55).



LEGENDA – LEGEND

OSNOVNI DUBINSKI RAZLOMI SA MANJOM ILI VEĆOM POJAVOM BAZITA

PRINCIPAL DEEP FAULT ZONES WITH SMALLER OR LARGER OCCURRENCES OF BASIC ROCKS

NEKE DRUGE ZNAČAJNIJE DISLOKACIJE

OTHERS SIGNIFICANT DISLOCATIONS

GRANITOIDI

GRANITOIDES

VULKANITI

VOLCANITES

GRANICA PRETPOSTAVLJENOG PLUTONITA

BOUNDARY OF SUPPOSED PLUTONIC ROCK

PRETPOSTAVLJENE MANJE INTRUZIVNE MASE SUBVULKANSKOG ILI HIPOABISALNOG KARAKTERA

SUPPOSED SMALLER INTRUSIVE BODIES OF SUBVOLCANIC OR HYPABYSSAL

SLOBODAN VUKAŠINOVIĆ

DUBINSKI RAZLOMI, MAGMATI I RUDNA LEŽIŠTA Pb-Zn NA PODRUČJU UNUTRAŠNJIH DINARIDA

THE DEEP FAULT ZONES, MAGMATIC ROCKS AND Pb-Zn ORE DEPOSITS OF INTERNAL DINARIDI

0 10 20 30 40 50 km

BARČ
Drava
OSIJEK
SOMBOR
Tisa
TEMIŠVAR
Papuk
ODŽACI
ZRENJANIN
Dunav
NOVI SAD
Fruška Gora
ILANDŽA
KOVAČICA
Sava
Vrbas
Bosna
BANJA LUKA
Drina
BEOGRAD
SMEDEREVO
Kolubara
BARAJEVO
Dunav
ZVORNIK
V. MAJDAN
Jadar
VENČANE
ŽIVKOVCI
ZENICA
Rudnik
SREBRNICA
Maljen
KRAGUJEVAC
V. Morava
ZAJEČAR
T. UŽICE
SARAJEVO
Kolubara
Zlatibor
Lim
Neretva
ALEKSANDROVAC
NIŠ
BRZEĆE
RAŠKA
J. Morava
LEŠKOVAC
MOSTAR
TREPČA
K. MITROVICA
ŠTULARE
PRIŠTINA
PEĆ
KOSMET
Golеš
Sar Planina
KUMANOVO
Oblovska Čuka
RADUŠA
SKOPLJE
ZLETOVO
VRBICA
Bregalnica
T. VELES
RADOVIŠ
Vardar
STRUMICA
Crnur
Studena voda
Dojransko jez.
Ohridsko jez

LEGENDA – LEGEND

OSNOVNI DUBINSKI RAZLOMI SA MANJOM ILI VEĆOM POJAVOM BAZITA
PRINCIPAL DEEP FAULT ZONES WITH SMALLER OR LARGER OCCURRENCES OF BASIC ROCKS

NEKE DRUGE ZNAČAJNIJE DISLOKACIJE
OTHERS SIGNIFICANT DISLOCATIONS

GRANITOIDI
GRANITOIDES

VULKANITI
VOLCANITES

GRANICA PRETPOSTAVLJENOG PLUTONITA
BOUNDARY OF SUPPOSED PLUTONIC ROCK

PRETPOSTAVLJENE MANJE INTRUZIVNE MASE SUBVULKANSKOG ILI HIPOABISALNOG KARAKTERA
SUPPOSED SMALLER INTRUSIVE BODIES OF SUBVOLCANIC OR HYPABYSSAL CHARACTER

RUDNA LEŽIŠTA Pb–Zn
ORE DEPOSITS OF Pb–Zn

OSNOVNI RUDONOSNI POJAS Pb–Zn VARDARSKO–ŠUMADIJSKE ZONE (UNUTRAŠNJIH DINARIDA)
PRINCIPAL ORE BELT Pb–Zn OF VARDAR–ŠUMADIJA ZONE (INTERNAL DINARIDI)

D. Stamenković

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

SLOBODAN VUKAŠINOVIĆ

UDK: 550.814+550.838:553.3 (497.1)

DOSADAŠNJA PRIMENA I CELISHODNOST DALJEG KORIŠĆENJA AEROMAGNETSKE METODE U ISTRAŽIVANJU LEŽIŠTA GVOŽĐA U JUGOSLAVIJI*

(sa 1 prilogom i 1 slikom)

Ideja za pokušaj merenja magnetskog polja Zemlje iz vazduha sa letilice i prvobitna primena aeromagnetske metode u jednom dužem vremenskom periodu proistekli su iz nastojanja da se obezbedi efikasno istraživanje isključivo rudnih ležišta gvožđa, i to magnetitskih, naročito na terenima znatnog prostranstva i slabe prohodnosti. Dobijanje pozitivnih rezultata u početnom periodu dovelo je do ubrzanog usavršavanja i pronalaženja visoko precizne merne tehnike koja je uslovila znatno proširenje polja primene aeromagnetske metode u geologiji. Od prvih primenjenih aeromagnetometara osetljivosti svega 100 gama došlo se do savremenih mernih uređaja čija se osetljivost meri hiljaditim delom game. Otuda se sada na osnovu aeromagnetskih podataka mogu istraživati ne samo magnetitske rude gvožđa, već i hematitske, limonitske i mnoge druge rude različitih sirovina, sa slabim pa čak i bez učešća feromagnetičnih minerala, a koja se javljaju u strukturama direktno ili indirektno ispoljivih na magnetskom polju Zemlje. Visoko osetljivi uređaji omogućavaju direktno ispoljavanje i takvih geoloških formacija i struktura, magnetičnosti nekoliko desetina x 10^{-6} CGS, koje su se do skora s obzirom na mogućnost indiciranja tretirale kao praktično nemagnetične. Primena aeromagnetske metode proširena je na različite zadatke geoloških istraživanja, strukturnog i prospekcionog karaktera, počevši od faze regionalnih ispitivanja čitavih državnih teritorija pa do detaljnijih ispitivanja pojedinih oblasti (metalogenetskih, naftonosnih) koje ne moraju biti interesantne samo sa aspekta istraživanja ležišta magnetita niti biti izgrađene od izrazitije neomagnetisanih stena. S obzirom na svrhu ovoga rada zadržaćemo se samo na aspektima primene aeromagnetske metode na problematici istraživanja rudnih ležišta gvožđa izlažući do sada postignute rezultate i uz osvrt na celishodnost dalje primene aeromagnetske metode u Jugoslaviji.

---

*) Referat održan na I Jugoslovenskom savetovanju »Geologija željeznih ruda u SFRJ«, Ljubija 1975. god.

Takođe, i u našoj zemlji prva aeromagnetska ispitivanja (1960. g.) izvedena su sa svrhom istraživanja gvožđa. Kasnije, primena aeromagnetske metode se proširila i na geološko-strukturne zadatke, a time i na indirektno istraživanje drugih mineralnih sirovina. Zaključno sa 1974. godinom aeromagnetski ispitivana površina u Jugoslaviji iznosi oko 70.000 km² (sa 160.000 km maršruta), što čini približno 25% od ukupne nacionalne teritorije (v. prilog). Aeromagnetska merenja su zaključno sa 1963. godinom izvođena sa helikoptera Bell-47 J, primenom sovjetskog fluksnog magnetometra ASGM-25 osetljivosti 20 gama. Kasnije, merenja su vršena iz aviona AN-2, sa modificiranom aparaturom istoga tipa ASG-46 osetljivosti 5 gama. Međumaršrutno odstojanje i relativna visina leta su varirali u granicama 200 do 2.000 m, odnosno 50 do 200 m, što je zavisilo od problematike pojedinih zadataka (za gvožđe prosečna visina je bila 80 m). U periodu 1972—1974. godina ispitivanja su obavljena protonskim uređajem G-803 HP, osetljivosti 0,1 gama, koji praktično zadovoljava maksimalne zahteve primenjene geologije. Visokoprecizna ispitivanja izvršena su na geostrukturnoj problematici, uglavnom pri međumaršrutnom odstojanju od 2.000 m i prosečnoj relativnoj visini od 500 m, s tim što su merenja duž jedne maršrute izvedena sa iste barometarske visine.

Po našoj oceni podaci dosadašnjih aeromagnetskih ispitivanja u Jugoslaviji pružili su značajan doprinos rešavanju geološko-strukturne problematike i proširenju mineralne sirovinske baze naše zemlje. U objavljenim radovima može se naći detaljan prikaz postignutih rezultata. S obzirom da su u publikovanim radovima potpunije izneti i rezultati postignuti na polju istraživanja gvožđa u ovoj prilici podsetićemo samo na neke za gvožđe najznačajnije:

— Na bazi aeromagnetskih podataka do sada su otkrivena dva značajna ležišta gvožđa: hematitsko-magnetitsko na Radovan planini (centralna Bosna) i limonitsko ležište kod Pehčeva (2, 3). Ležište limonita otkriveno je indirektno, zahvaljujući činjenici da se nalazi u domenu strukture koja se ispoljava na magnetsko polje Zemlje;

— Određene su zone gde se potencijalna oolitska ležišta gvožđa mogu očekivati (predeli uz dubinske razlome sa bazitima), kao i perspektivni delovi terena gde prvenstveno ova ležišta treba detaljnije istraživati (2, 5, 6);

— Izdvojeni su tereni u pojedinim ispitanim oblastima, ranije tretiranim kao vrlo perspektivnim za otkrivanje magnetitskih ležišta (skarnovskih i impregnacija magnetita u kristalastim škriljcima), gde ima određenog opravdanja očekivati otkrivanje manjih, uslovno ekonomskih ležišta gvožđa, odnosno utvrđena su područja u tim oblastima gde ovakva, pogotovu značajnija ležišta uopšte nema smisla istraživati (1, 2, 3, 4);

— Reduciran je prostor u zapadnoj Makedoniji koji se može smatrati kao potencijalan u pogledu postojanja sideritsko-šamozitskih ležišta (2);

— Podaci aeromagnetskih ispitivanja doprinose opštoj geotektonskoj rejonizaciji naše zemlje, posebno sagledavanju određene zakonitosti u geotektonskom položaju magmata i rudnih ležišta (5, 6). Na taj način doprinose i olakšanom indirektnom istraživanju rudnih ležišta gvožđa.

Ovo su rezultati dosadašnjih aeromagnetskih ispitivanja do kojih se došlo primenom uređaja niske osetljivosti, rezultata koji su proistekli iz indiciranja izrazitije namagnetisanih ruda i stena. Visoka preciznost savremene tehnike za merenje, navigaciju i automatsku obradu podataka uslovljava, kako smo rekli, velike mogućnosti za proširenje polja primene

aeromagnetske metode u geologiji, uključujući naravno i problematiku istraživanja gvožđa. Sada je moguće indicirati i ležišta sa dosta manjim učešćem feromagnetičnih minerala, a takođe pružiti i doprinos razjašnjenju strukturnih odnosa, geotektonskoj rejonizaciji i u slučajevima kada su u pitanju po magnetskim osobinama slabo kontrastne formacije, što indirektno još više omogućava olakšanije otkrivanje i istraživanje nemagnetičnih rudnih ležišta.

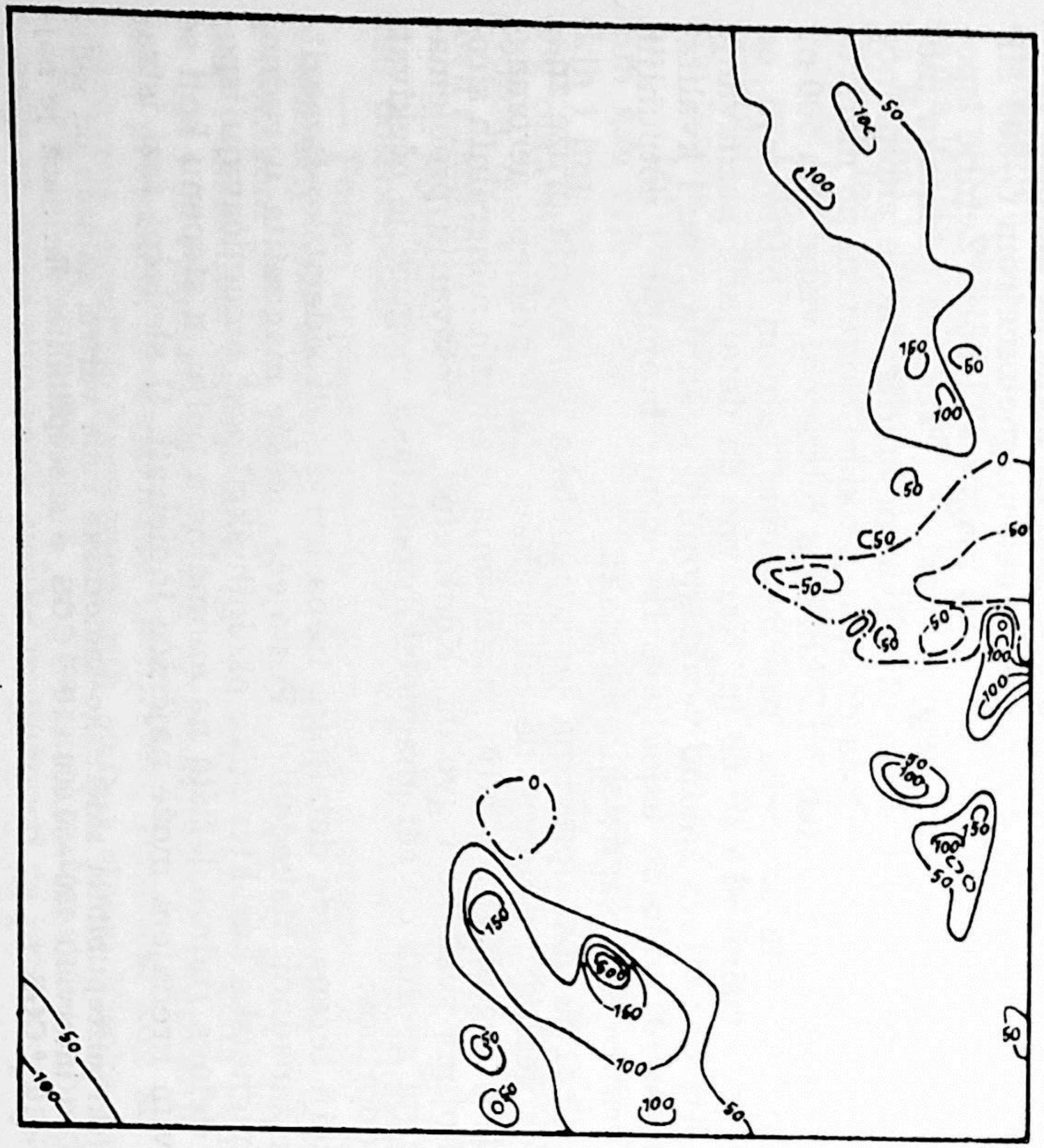
Od nedavno se i Institut za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina iz Beograda opremio savremenom tehnikom koja omogućuje visokoprecizna aeromagnetska ispitivanja. Raspolaže se protonskim aeromagnetometrom »Geometrics« G-803 HP, zatim Geometrics-ovim digitalnim sistemom za prikupljanje podataka G-704, aerofotokamerom »Automax« G-2, radar visinomerom »Bonzer« TRN-71. Uvešće se i adekvatna bazna stanica za registraciju dnevnih promena magnetskog polja (za sada se koriste podaci Geomagnetskog instituta iz Grocke). Predviđa se u dogledno vreme opremanje i sistemom za aktivnu navigaciju (Doplerom), uglavnom zbog radova u inostranstvu, jer ovaj sistem nije toliko neophodan za terene kao što je teritorija naše zemlje, bogata prirodnim i veštačkim orijentirima, koji omogućavaju zadovoljavajuću navigaciju po topografskoj osnovi.

Kao ilustraciju mogućnosti savremenih visokoosetljivih protonskih aeromagnetometara u odnosu na ranije primenjivane fluksne uređaje u pogledu detaljnosti poznavanja konfiguracije anomalnog polja, a time i u pogledu upotrebljivosti podataka sa aspekta interpretacije, prikazujemo uporedno karte izoanomala ΔT istoga područja na kome su merenja izvršena fluksnim ASG-46 (sl. A) i protonskim aeromagnetometrom G-803 HP (sl. B). Očito je da se na karti B anomalno magnetsko polje Zemlje ispoljava u mnogo većoj detaljnosti nego na karti A. Prednost podataka merenja magnetometrom G-803 HP u utvrđivanju konfiguracije anomalnog polja je još očiglednija ako se doda da su ovi podaci ostvareni po maršrutama sa međusobnim odstojanjem od 2 km i pri relativnoj visini leta 500 m, dok su merenja ASG-46 izvedena pri međumaršrutnom odstojanju od 250 m i relativnoj visini od oko 80 m. Naravno da detaljnije poznavanje anomalnog polja uslovljava znatno verodostojniju kvantitativnu i kvalitativnu interpretaciju, odnosno uslovljava izvlačenje brojnijih i potpunijih geoloških informacija iz magnetskih podataka.

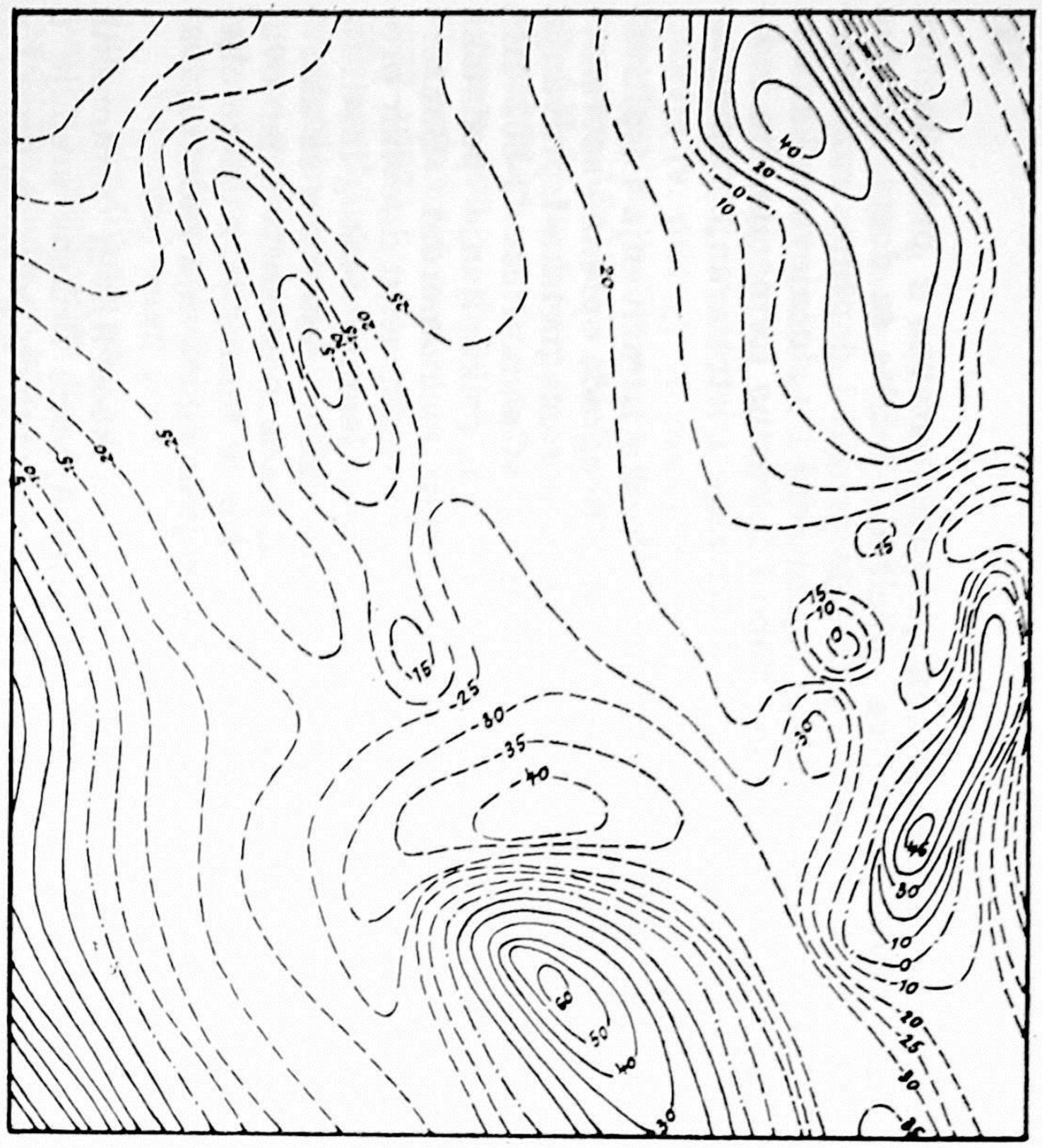
Realni izgledi da visokoprecizna aeromagnetska ispitivanja pruže značajan doprinos geologiji upućuju na celishodnost dalje primene aeromagnetske metode u Jugoslaviji, u cilju istraživanja različitih mineralnih sirovina, među kojima svakako i gvožđa. Konkretno, u rešavanju problematike istraživanja gvožđa od aeromagnetskih podataka moguće je očekivati sledeći dalji doprinos:

— Selekciji terena gde detaljnije treba istraživati sideritsko-šamozitska ležišta u zapadnoj Makedoniji. Postojeće učešće magnetita u rudnoj supstanci i magnetske karakteristike okolnih škriljaca* omogućavaju ispoljavanje bar delova rudnih ležišta na anomalnom polju, u stepenu koji se visokoosetljivim uređajem može najčešće indicirati. U sledećoj fazi istra-

*) Magnetski susceptibilitet sideritsko-šamozitske rude varira, zavisno od sadržaja magnetita, u intervalu $150—30.000 \times 10^{-6}$ CGS, a susceptibilitet škriljaca je najčešće ispod 50×10^{-6} CGS.



A



B

Aeromagnetske karte istoga terena dobijene po podacima fluksnog magnetometra ASG-46 (A) i protonskog magnetometra G-803 HP (B).

Aeromagnetic maps of the same area obtained by both fluxgate magnetometer ASG-46 (A) and proton magnetometer G-803 HP (B).

živanja može se primenom drugih metoda ispitati okolni teren u cilju otkrivanja i praćenja nemagnetičnih delova ležišta;

— Razjašnjenju geostrukturnih odnosa i određivanju perspektivnih terena u oblastima gde se pojavljuju i očekuju slabo magnetična siderit-ska, limonitska i hematitska ležišta** (Sanski paleozoik, područje Vareša);

— Indiciranju eventualno postojećih magnetitskih, magnetitsko-hematitskih i drugih ležišta gvožđa sa većom koncentracijom magnetita, u oblastima koje do sada nisu aeromagnetski ispitivane a po geološkim kriterijumima mogu se smatrati potencijalnim nosiocima ovakvih ležišta (kristalinik centralne Makedonije, deo paleozojsko-trijaske zone sa magmatima SI Crne Gore, oblast paleozoika i magmata istočne Srbije, kontaktna područja magmata u različitim delovima zemlje);

— Potpunijoj i verodostojnijoj geotektonskoj rejonizaciji naše zemlje a time i racionalnijem istraživanju rudnih ležišta i drugih mineralnih sirovina.

Na kraju ponavljamo naše više puta isticano shvatanje o potrebi sistematskih visokopreciznih aeromagnetskih ispitivanja čitave teorije Jugoslavije. Ostvarivanje ovih ispitivanja, primenom najsavremenijih dostignuća tehnike, imalo bi veliki naučni i ekonomski značaj. Dobijeni rezultati bili bi od značaja za proširenje saznanja iz oblasti fundamentalne geologije i za pravovremeno obezbeđenje kontinuiteta u otkrivanju novih rezervi ruda gvožđa i drugih mineralnih sirovina.

POZIVNA LITERATURA

(radovi proistekli na bazi aeromagnetskih podataka. Autor S. Vukašinović)

1. Izveštaj o aeromagnetskim ispitivanjima u 1962. godini. Fond SGZ, Beograd.

2. Anomalno magnetno polje Makedonije i njegova veza sa geološkom građom terena. Trudovi, sv. 10, 1963, Skopje.

3. Aeromagnetska istraživanja ležišta gvožđa u centralnoj Bosni. Geološki glasnik, 10, 1964, Sarajevo.

4. Prikaz i geološka interpretacija anomalnog magnetnog polja (ΔT) Jugoistočne Srbije. Radovi IGRI, sv. 4, 1968, Beograd.

5. Prilog geotektonskoj rejonizaciji međugraničnog prostora Dinarida, Panonida i Srpsko-makedonske mase. Zbor srpskog geološkog društva, 1972, Beograd.

6. O geotektonskom položaju magneta i orudnjenja Pb-Zn na području Unutrašnjih Dinarida, sa osvrtom na selekciju rudno-perspektivnih terena. Prvo savetovanje o istraživanju olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ, 1973, Trepča

** Prosečne vrednosti magnetskog susceptibiliteta za rude gvožđa Ljubijskog i Vareškog basena su sledeće: Ljubijski: — sideritska ruda 200, limonitska 100, Vareški: — sideritska 300, limonitska 100 i hematitska 80×10^{-6} CGS. Neorudnjene okolne stene u oba basena imaju najčešće susceptibilitet ispod 30×10^{-6} CGS.

Summary

SLOBODAN VUKAŠINOVIĆ*

THE UP TO DATE APPLICATION AND JUSTIFICATION FOR THE FUTURE USE OF AIRBORNE MAGNETOMETRIC METHOD IN EXPLORATION OF IRON DEPOSITS IN YUGOSLAVIA

The first airborne magnetometric explorations in Yugoslavia, related to prospecting for iron deposits, were conducted in 1960. Afterwards, the applications of airborne magnetometric methods were extended to structural geology, and, in this way, indirectly to exploration of non-ferrous mineral deposits as well. The airborne magnetometric explorations up to 1963 were conducted with ASGM-25 equipment (USSR), with a sensitivity of 20 gammas. Later, this equipment has been replaced by ASG-46 (also from USSR), but with a sensitivity of 5 gammas. In 1972—1974, the airborne magnetometric explorations have been conducted with a highly sensitive proton magnetometer (0,1 gamma), model G-803 HP (USA); these explorations were applied in order to solve some of the geostructural problems.

The data oftained by the application of airborne magnetometric explorations in Yugoslavia, with equipment of low sensitivity, have given the important contribution in solving some of the geostructural problems and in extending the reserves of mineral raw materials. Two important iron deposits, the hematite-magnetite one in Radovan mountain, and the limonite deposit at Pehčevo, have been discovered by airborne magnetometry; the limonite deposit has been discovered due to the presence of a magnetic anomaly in its structure. The extremely high sensitivity of modern magnetometric equipment further extends its application in geology, including, naturally, the iron deposits as well. Due to this high sensitivity, it is now possible not only to detect the presence of magnetitic ores, but those containing far less amounts of ferromagnetic minerals. In the same time the indirect explorations, by detection of favorable structures related to non-magnetic mineral deposits, are by far more feasible. It can be concluded that the future application of airborne magnetometric method in Yugoslavia is highly desirable, particularly in the form of systematic and highly precise explorations.

---

* Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd.

S. F. R. JUGOSLAVIJA

PREGLEDNA KARTA AEROMAGNETSKI ISPITANIH
SA OTKRIVENIM RUDNIM LEŽIŠTIMA

MAP OF INVESTIGATED AREAS BY AEROMAGNETIC
WITH DISCOVERED ORE DEPOSITS F

10 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 km

1960 GODINA ISPITIVANJA
YEAR OF INVESTIGATION

(500) MEĐUMARŠRUTNO ODSTOJANJE U METRIMA
FLIGHT-LINES SPACING IN METERS

RUDNA LEŽIŠTA Fe OTKRIVENA NA BAZI AEROMAGNETSKIH PODATAKA
THE IRON DEPOSITS DETECTED BY AIRBORNE MAGNETOMETRIC DATA

a) ISPITIVANJA SA AEROMAGNETOMETRIMA NISKE OSETLJIVOSTI (1960 – 1968)
EXPLORATIONS BY AIRBORNE MAGNETOMETER OF LOW SENSITIVITY
(1960-1968)

GRANICE AEROMAGNETSKI ISPITANIH TERENA
BOUNDARIES OF INVESTIGATED AREAS BY AEROMAGNETIC METHOD

GRANICE GODIŠNJIH ISPITIVANJA, ODN. RAZLIČITIH MEĐUMARŠRUTNIH OSTOJANJA
BOUNDARIES OF ANNUAL SURVEYS, OR OF DIFFERENT FLIGHT-LINES SPACINGS.

TERENI ISPITANI SA SVRHOM ISTRAŽIVANJA LEŽIŠTA GVOŽĐA
INVESTIGATED AREAS WITH THE PURPOSE OF IRON EXPLORATION

TERENI ISPITANI SA SVRHOM REŠAVANJA GEOLOŠKO – STRUKTURNE PROBLEMATIKE
INVESTIGATED AREAS WITH THE PURPOSE OF GEOLOGICAL-STRUCTURAL EXPLORATION

TERENI AEROMAGNETSKI PREMERENI PRI AERORADIOMETRIJSKIM ISTRAŽIVANJIMA URANA
AREAS AEROMAGNETICALY SURVEYED DURING AIRBORN RADIOMETRIC INVESTIGATION FOR URANIUM

b) ISPITIVANJA SA AEROMAGNETOMETROM VISOKE OSETLJIVOSTI (1972 – 1974)
EXPLORATIONS BY AIRBORNE MAGNETOMETER OF HIGH SENSITIVITY (1972-1974)

AEROMAGNETSKA ISPITANOST TERENA SFRJ SA OTKRIVENIM LEŽIŠTIMA RUDA ŽELJEZA

AEROMAGNETIC SURVEY OF SFRY WITH DISCOVERED ORE DEPOSITS Fe

10 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 km

1960 GODINA ISPITIVANJA
YEAR OF INVESTIGATION

(500) MEĐUMARŠRUTNO ODSTOJANJE U METRIMA
FLIGHT-LINES SPACING IN METERS

RUDNA LEŽIŠTA Fe OTKRIVENA NA BAZI AEROMAGNETSKIH PODATAKA
THE IRON DEPOSITS DETECTED BY AIRBORNE MAGNETOMETRIC DATA

a) ISPITIVANJA SA AEROMAGNETOMETRIMA NISKE OSETLJIVOSTI (1960 – 1968)
EXPLORATIONS BY AIRBORNE MAGNETOMETER OF LOW SENSITIVITY (1960-1968)

GRANICE AEROMAGNETSKI ISPITANIH TERENA
BOUNDARIES OF INVESTIGATED AREAS BY AEROMAGNETIC METHOD

GRANICE GODIŠNJIH ISPITIVANJA, ODN. RAZLIČITIH MEĐUMARŠRUTNIH OSTOJANJA
BOUNDARIES OF ANNUAL SURVEYS, OR OF DIFFERENT FLIGHT-LINES SPACINGS.

TERENI ISPITANI SA SVRHOM ISTRAŽIVANJA LEŽIŠTA GVOZDA
INVESTIGATED AREAS WITH THE PURPOSE OF IRON EXPLORATION

TERENI ISPITANI SA SVRHOM REŠAVANJA GEOLOŠKO – STRUKTURNE PROBLEMATIKE
INVESTIGATED AREAS WITH THE PURPOSE OF GEOLOGICAL-STRUCTURAL EXPLORATION

TERENI AEROMAGNETSKI PREMERENI PRI AERORADIOMETRIJSKIM ISTRAŽIVANJIMA URANA
AREAS AEROMAGNETICALY SURVEYED DURING AIRBORN RADIOMETRIC INVESTIGATION FOR URANIUM

b) ISPITIVANJA SA AEROMAGNETOMETROM VISOKE OSETLJIVOSTI (1972 – 1974)
EXPLORATIONS BY AIRBORNE MAGNETOMETER OF HIGH SENSITIVITY (1972-1974)

GRANICE AEROMAGNETSKI ISPITANIH TERENA (GEOSTRUKTURNA PROBLEMATIKA)
BOUNDARIES OF AREAS COVERED BY AIRBORNE MAGNETOMETRIC SURVEY (STUDY OF STRUCTURAL PROBLEMS)

AEROMAGNETSKE MARŠRUTE DUŽ PROFILA DUBOKOG SEIZMIČKOG SONDIRANJA (IZUČAVANJE GRAĐE ZEMLJINE KORE)
AIRBORNE MAGNETOMETRIC FLIGHT-LINES ALONG THE PROFILES OF DEEP SEISMIC SOUNDING (STUDY OF UPPER CRUST)

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

STANISLAV VIŠIĆ
VLADAN SIMIĆ

UDK: 550.837:553.44 (497.11+497.17)

O METODI IZAZVANE POLARIZACIJE, NJENOM MESTU I ULOZI PRI ISTRAŽIVANJU OLOVA I CINKA

(6 slika)

U radu je dat kratak osvrt na osnove i razvoj metode izazvane polarizacije. U vezi sa tim govori se o mogućnostima njene primene pri istraživanju različitih tipova sulfidnih mineralizacija kao i olovo-cinkovih orudnjenja. Ujedno se iznose opšti podaci o korišćenim uređajima u svetu i u našoj zemlji, metodologiji i efikasnosti različitih varijanti metode izazvane polarizacije. Zatim se detaljno razmatraju pojedini primeri primene metode izazvane polarizacije u našoj zemlji. Oni obuhvataju terene Ljubišnje, Rogozne, Kopaonika, Kratovo—Zletova i Karamanice. Prezentirani rezultati treba da omoguće svestranije sagledavanje efikasnosti i ograničenja metode izazvane polarizacije sa ciljem pružanja realnije slike o mogućnostima metode i o potrebi daljeg šireg, što usmerenijeg i racionalnijeg metodološkog pristupa istraživanju olova i cinka.

UVOD

U toku poslednje četvrti stoleća primena geofizičkih metoda doživljava veoma naglu ekspanziju na istraživanju sulfidnih ležišta. Razvoj metode i odgovarajućih instrumenata rezultirao je iz potrebe detektovanja sulfidnih mineralizacija na znatno većim dubinama nego ranije. Danas se slepa i skrivena rudna tela indiciraju i u slučajevima kada su ispod pokrova čija debljina iznosi od oko 50 m do nekoliko stotina metara.

Među metode koje su u poslednjoj deceniji postigle nagli razvoj i široku primenu spada i metoda izazvane polarizacije (IP). Ona se razvila zahvaljujući potrebi indiciranja diseminiranih tipova sulfidne mineralizacije, čija je detekcija bila izvan granica mogućnosti klasičnih metoda. Iskustvo geofizičara angažovanih godinama na ovoj metodi proširivalo se uporedo sa usavršavanjem metodološkog i interpretacionog postupka. Usled toga, korišćenje metode se proteže na sve veći broj tipova sulfidnih mineralizacija. Ona postaje efikasna za razne slučajeve od diseminiranog do masivnog tipa sulfidnog orudnjenja. Stoga se metoda IP danas koristi u svim rudnim rejonima sveta bilo pri direktnom ili indirektnom indiciranju sulfidnih ležišta.

Retki su slučajevi u kojima metoda IP nije dala odgovarajući doprinos i pri istraživanjima ruda olova i cinka, bez obzira na tip ovih mine-

ralizacija. Nažalost, moramo se još uvek miriti sa činjenicom, da većini indiciranih mineralizacija odgovara pretežno pirit, koji je od malog ekonomskog značaja. Dakle, jedno od ograničenja metode IP je njena nemogućnost da diskriminira tražene metale od onih, koji nisu od interesa. Međutim, ova okolnost ne predstavlja prepreku geolozima da uspešno koriste odgovarajući doprinos izazvane polarizacije jer se rezultati IP razmatraju u kompleksu geoloških i geohemijskih kriterijuma, pa tako uvek bacaju više ili manje svetla na ključne probleme vezane za usmeravanje istraga u datom rudonosnom rejonu. Dobrom poznavaocu geološko-metalogenetskih karakteristika jednog rejona posebno dobro dođu podaci o opštoj distribuciji sulfidne mineralizacije a da se i ne govori o slučajevima pouzdane lokacije rudonosnih mineralizacija.

Pre desetak godina metoda IP, mada već razvijena za prospekciju, primenjivana je u veoma malom broju slučajeva a sa njom je bilo upoznato samo nekoliko geofizičara. Poslednjih godina se, međutim, tako široko primenjuje, da se računa na angažovanje preko 1.000 ekipa u svetu. Danas nema geologa koji nije upoznat sa metodom IP i njenim mogućnostima, bilo preko svog ličnog iskustva ili preko brojnih publikacija u svetu. Ovakav uspon metoda postiže zahvaljujući uspešnoj primeni u mnogim rejonima i razumevanju kako stepena njene efikasnosti, tako i njenih ograničenja od strane geologa.

Razvoj dve različite tehnike u procesu osvajanja metode prouzrokovao je da se u praksi koriste dve varijante metode IP. Naime, isti fenomen u geološkoj sredini može se meriti na dva načina. Kod impulsne metode, polarizacija se detektuje merenjem izazvanog napona između potencijalnih elektroda nakon prekida protoka jednosmerne struje napajanja. Kod frekventne metode polarizacija se detektuje merenjem promena impedance stenske podloge kada se frekvenca naizmenične struje menja. Može se matematički dokazati da su efekti navedena dva merenja sasvim isti — »chargeability« (M_p) parametar meren kod impulsne metode je ekvivalentan »frequency effect«-u (Fe_p) kod frekventne metode. Kod ove metode, uporedo sa opažanjem parametra IP, očitavaju se elementi za električnu otpornost. Razlika u primeni dve metode se sastoji u korišćenim elektronskim uređajima i terenskom postupku. Ipak, svaka od dve metode ima neke svoje prednosti o kojima ovde neće biti reči. Treba samo naglasiti da njihovi najpoznatiji predstavnici (K o m a r o v; S e i g e l —impulsna metoda; M a d d e n; H a l l o f — frekventna metoda) ističu prednosti jedne nad drugom.

U zapadnim zemljama koriste se obe gore opisane varijante metode IP, dok se na istoku primenjuje uglavnom varijanta koja se zasniva na jednosmernoj struji napajanja. U ovom poslednjem slučaju mereni podaci se izražavaju preko koeficijenta izazvane polarizacije (η) a neki od matematički razrađenih kvalitativno-kvantitativnih interpretacionih postupaka, datih od strane K o m a r o v a, baziraju na tom parametru, ali se oni mogu transformisati u matematičke izraze koji sadrže S e i g e l-ov parametar (M_p). Ovde ujedno napominjemo da je metoda još uvek u razvoju, naročito kad su u pitanju neka od njenih ograničenja u pogledu tumačenja rezultata ispitivanja fenomena izazvane polarizacije i diferenciranja prirode uzročnika.

Bez obzira koja se od varijanti metode IP koristi, adekvatan izbor odgovarajućeg metodološkog postupka na terenu u zavisnosti od osnovnih

geoloških karakteristika i traženog tipa orudnjenja, zahteva znatno iskustvo osoblja angažovanog na ovim ispitivanjima. Priroda i veličina fenomena koja se ispituje zahtevaju sigurnost tehnike, odnosno podataka merenja, da bi njihova interpretacija bila pouzdana. Metodološki adekvatno primenjena metoda, pouzdani podaci merenja i poznavanje geološko-metalogenetskih uslova terena, omogućavaju maksimalno korišćenje metode i dobijenih rezultata, što dovodi do ekonomske opravdanosti ulaganja u ovaj vid istraživanja.

Naše iskustvo u primeni metode IP, kako na našim terenima, tako i u drugim zemljama pokazuje, da metoda ima svoje opravdano mesto u savremenom procesu istraživanja olova i cinka. Ona takođe ima jasnih prednosti nad metodama električnih ispitivanja koja su do sada korišćena pri istraživanju sulfidnih mineralizacija. Efekte izazvane polarizacije prouzrokuju praktično samo metalični minerali (sulfidi, neki oksidi) i grafit. Nema anomalija IP prouzrokovanih samo jonskim provodnicima, kao što su zone tektoniziranja, rasedi, glinovite naslage i dr. Osim toga, velika prednost metode IP leži i u tome, što nema uticaja topografije na intenzitete parametra IP. Zone sulfidne mineralizacije se u celini indiciraju, a ne samo njihovi pojedini delovi. Osetljivost metode je veoma visoka pa su indikacije i niskog koeficijenta anomalnosti detektabilne. Registruju se i veoma male koncentracije metaličnih minerala, koje nekad trasiraju položaj orudnjene strukture. Dubinski zahvat je relativno veliki, pa se mogu indicirati rudna tela ispod znatne debljine njihovog pokrivača. Čak i u slučajevima masivnog orudnjenja metoda IP ima veću dubinu detekcije od drugih, klasičnih metoda. Treba, takođe, istaći da se pri ispitivanjima fenomena IP dobijaju istovremeno i elementi za električnu otpornost, a razmatranje ovog parametra uporedo sa indikacijama IP znatno doprinosi interpretaciji podataka.

U Jugoslaviji se za sada primenjuje samo varijanta metode IP pri kojoj se koristi jednosmerna struja. U periodu uvođenja metoda u nas, korišćeni su uređaji domaće konstrukcije, kojima se registrovala kriva opadanja sekundarnog napona, pa se na osnovu nje računao koeficijent izazvane polarizacije. Nešto kasnije izrađeni su instrumenti koji su omogućavali direktno očitanje IP, ali se pokazalo da ova oprema ne obezbeđuje dovoljnu tačnost merenja, što je kod metode IP veoma važno jer se mere veličine jednog fenomena čije registrovanje zahteva visoku osetljivost. Zato se prešlo na obezbeđenje uređaja, koji omogućavaju direktno očitanje vrednosti IP sa visokom tačnošću. Ovi uređaji, koji odgovaraju impulsnoj varijanti, proizvedeni su u Kanadi od strane renomirane firme za proizvodnju geofizičke opreme.

U toku poslednjih deset godina stečeno iskustvo naših geofizičara i elektroničara, njihove specijalizacije i rad u inostranstvu, kao i obezbeđenje savremene laboratorijske opreme, omogućili su izradu domaćeg uređaja za ispitivanja IP, koji po kvalitetu i performansama odgovaraju uređajima proizvedenim u najrazvijenijim zemljama. Institut danas raspolaže sa nekoliko kompletnih uređaja strane i domaće proizvodnje i koristi ih na terenima u zemlji i inostranstvu.

Metoda IP se u nas šire počela koristiti na istraživanju olova i cinka tek poslednjih godina, ne računajući period početnih primena koje su vršene u fazi eksperimentisanja. Zbog toga, ne možemo govoriti o nekom većem broju slučajeva, niti o sistematskom korišćenju koje podrazumeva

postupnost primene metode u pojedinim rudnim rejonima. Ovde se pre svega misli na dvofaznost ispitivanja — rekognisciranje i detaljna istraživanja. U nas se češće pristupa ispitivanju užih lokaliteta i postoji izvestan otpor da fazi detaljnih istraživanja prethodi rekognisciranje većeg prostora perspektivnog terena. Samo na taj način bi se detaljna ispitivanja adekvatno usmerila na lokalitete od većeg značaja. Razume se da pri tome mislimo na takvu rejonizaciju terena koja se vrši na bazi ne samo geofizičkih već i ostalih kriterijuma — geoloških i geohemijskih.

U cilju ilustracije vrednosti rezultata dobijenih primenom metode IP iznećemo nekoliko primera korišćenja metode u nekim našim rudonosnim rejonima olova i cinka: Ljubišnja, Kopaonik, Rogozna, Kratovo-Zletovo i Karamanica. Ovi primeri treba da omoguće svestranije sagledavanje efikasnosti i ograničenja metode IP u dosadašnjoj njenoj primeni sa ciljem pružanja realnije slike o mogućnostima metode i o potrebi njenog šireg, što usmerenijeg korišćenja i racionalnijeg metodološkog postupka pri istraživanjima olovo-cinkovih mineralizacija.

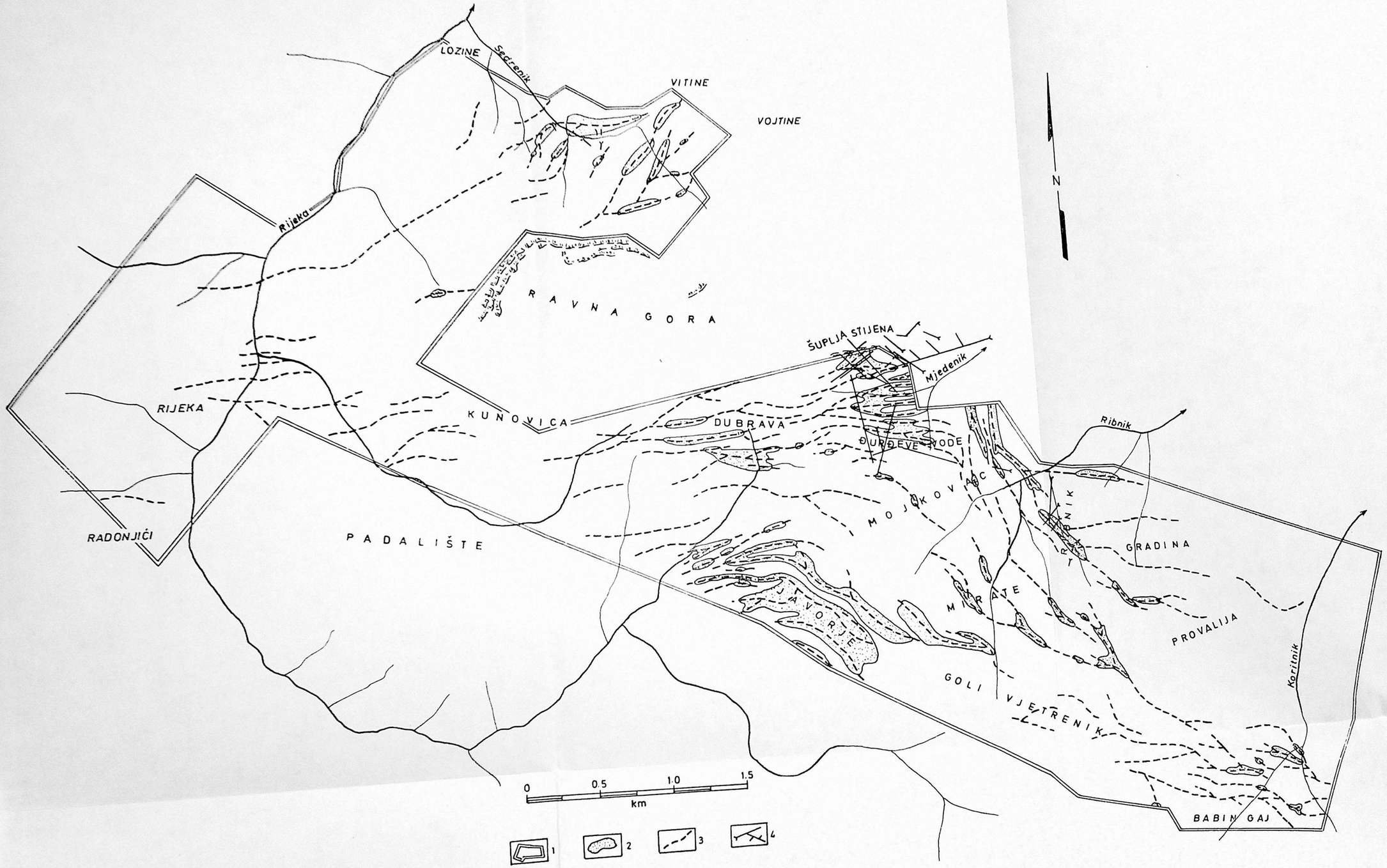
Šuplja Stijena

Pri geofizičkim ispitivanjima u području rudnika Šuplja Stijena primenom metode IP do sada je pokriven teren površine oko 20 km². Na većem delu ovog terena otkriveni su porfiriti koji su u manjoj meri ispitivani i u području gde su iznad njih krečnjaci. Pored uže okoline ležišta Šuplja Stijena, Đurđeve Vode i Ribnik ispitane su i lokalnosti šire okoline — Javorje, Provalija, Babin Gaj, Dubrava, Kunovica, Rijeka i Sedrenik. Detaljna ispitivanja su izvršena po mreži 100×20 m korišćenjem uređaja Seigel Mark VII, pri gradijentnom rasporedu elektroda sa velikim dubinskim zahvatom — preko 300 m.

Metodološki postupak primene metode IP na ovom terenu zasniva se na postojećim geološko-geofizičkim uslovima koji proizilaze iz saznanja i dosadašnjih iskustava na istraživanju ležišta olova i cinka. To iskustvo pokazuje da su rudne žice i impregnacije unutar tektoniziranih i alterisanih porfirita praćene izrazitom piritizacijom kako u užoj, tako i u široj okolini i da se zbog toga očekuje njihovo najčešće pojavljivanje tamo, gde indikacije IP ukazuju na izrazitije koncentracije metaličnih minerala. Prema tome, pri korišćenju metode IP u ovakvim uslovima ne računa se na direktno indiciranje orudnjenja, već na izdvajanje zona sulfidne mineralizacije koje su potencijalni nosioci pomenutog tipa orudnjenja.

Imaju se, takođe, u vidu i dosadašnje saznanje da se u ovom rejonu javljaju i široke zone piritizacije, koje predstavljaju produkt autohidratizacije bez značajnije mineralizacije Pb—Zn. Pošto se takve zone takođe indiciraju anomalijama IP, rezultati primene metode moraju biti predmet pouzdane selekcije u daljem postupku istraživanja.

Rezultati ispitivanja u rejonu Šuplja Stijena pružaju jasnu sliku o opštoj distribuciji sulfida unutar ispitivanog prostora. Izdvojene su zone maksimalnih koncentracija metaličnih minerala sa lokacijom položaja njihovih osa. Radi preglednosti, na sl. 1 prikazane su samo konture koje označavaju projekcije prostora na površinu terena, gde su intenziteti IP iznad 30 msec — približno dva puta maksimalna fonska vrednost.



Sl. 1. — Rezultati primene metode izazvane polarizacije — Šuplja Stijena

1. — Ispitivan teren; 2. — anomalija IP (intenziteti iznad 30 msec); 3. — osa anomalije IP — osa zone sulfidne mineralizacije; 4. — rudarski radovi.

Fig. 1. — Results of application of induced polarization method — Šuplja Stijena.

1. — Investigated field; 2. — IP anomaly (intensities above 30 msec); 3. — axis of IP anomaly — axis of zone of sulfide mineralization; 4. — mining works.

U većem broju slučajeva najizrazitije anomalije IP, čiji intenziteti dostižu pongde vrednosti i preko 50 msec, označavaju prostore maksimalnih koncentracija sulfida i njihove najpliće delove. Ose anomalija trasiraju zone sulfidnih mineralizacija i mogu se identifikovati sa položajem struktura, koje su kontrolisale kretanje rudnih rastvora.

Najmarkantnije anomalije IP nalaze se na lokalnostima Javorje, Šuplja Stijena, Đurđeve Vode, Dubrava, Ribnik, Mirate, Babin Gaj i Sedrenik (sl. 1). Razmatrajući položaj osa anomalija, uočavaju se dva osnovna pravca njihove orijentacije. U severozapadnoj polovini terena preovlađuju pravci JZ—SI sa tendencijom skretanja prema istoku, a u jugoistočnoj polovini preovlađuju pravci JI—SZ sa tendencijom skretanja prema zapadu i severu. Najveća odstupanja od osnovnih pravaca prostiranja i nagla skretanja osa anomalija IP nalaze se u domenu potoka Mjedenik, zatim na SZ padinama Javorja i na lokalnosti Sedrenik.

Ribnički pojas zona sulfidne mineralizacije se generalno pruža u pravcu JI—SZ na dužini preko 1,5 km, sa nekoliko struktura koje se granaju u pravcu IJI. Prema potoku Mjedenik ribničke zone se prostiru skoro u pravcu severa, ali najverovatnije da u domenu ovog potoka naglo skreću prema zapadu jer se ovde sučeljavaju i seku rasedne zone različitih pravaca prostiranja. Na takav zaključak navodi i položaj osa anomalija Đurđeve Vode (Šuplja Stijena) — Dubrava, čiji je opšti pravac pružanja ZJZ—ISI sa lokalnim odstupanjima prema severozapadu i jugoistoku.

Slična skretanja zapažaju se na severozapadnim padinama Javorja. Ovde se zone sulfidne mineralizacije prostiru u pravcu JI—SZ na dužini preko 1 km da bi naglo skrenule prema zapadu, odnosno prema ZJZ na pomenutim padinama. Uočljivi su takođe anomalijski diskontinuiteti na potezima Javorje — Đurđeve Vode i Javorje — Ribnik, oba sa prostiranjem JZ—SI. Ovi diskontinuiteti verovatno trasiraju rasedne zone, koje su imale značajnu ulogu u procesu distribucije sulfidne mineralizacije u ovom rejonu.

Anomalije IP izrazitijih intenziteta i veličine nalaze se na lokalnosti Dubrava. Pripadaju pojasu zona sulfidne mineralizacije koji se prema istoku i ISI prostire preko Đurđevih Voda i Šuplje Stijene, a prema zapadu preko Kunovice i Rijeke, gde izrazitije anomalije nisu registrovane.

Između zona sulfidne mineralizacije Javorja i Ribnika nalaze se mineralizovane zone Mirate koje se prema severozapadu prostiru sve do diskontinuiteta Javorje — Ribnik, a prema jugozapadu njihovi ogranci dopiru do Babinog Gaja i Kokota.

Na krajnjem severozapadu i severu ispitivanog terena nalaze se mineralizovnne zone Sedrenika. Njihov opšti pravac pružanja je JZ—SI sa lokalnim skretanjima prema istoku. Najizrazitija anomalija Radin potok, prostire se skoro u pravcu Z—I (sl. 1). Na ovom delu terena indicirana su dva pojasa zona sulfidne mineralizacije koje se sučeljavaju južno od sela Vitine.

Rudna ležišta Šuplja Stijena i Đurđeve Vode nalaze se u području koncentracije većeg broja anomalija IP, ali se ne može pouzdanije reći o njihovoj koincidenciji sa određenim anomalijskim zonama s obzirom na uticaje rudničkih postrojenja na rezultate merenja. Istražni radovi u Ribniku i utvrđena zona orudnjenja u potpunosti odgovaraju centralnom delu Ribničke anomalijske zone. Istražni radovi i rudne žice sa impregnacijama u Sedreniku se nalaze u neposrednoj blizini anomalija IP. Neke istražne

bušotine na lokalnosti Dubrava i njima presečene olovo-cinkove mineralizacije, odgovaraju po položaju nekim od registrovanih anomalijskih zona IP. Dakle, selekcija anomalija IP, s obzirom na prirodu njihovog uzročnika, mora se obaviti parametarskim bušenjem da bi rezultati ispitivanja IP što više doprineli daljim istragama, jer gore naveden odnos poznatih orudnjenja i anomalija IP ukazuje na pozitivne rezultate ispitivanja izazvane polarizacije.

Pri izboru pojedinih zona za proveru, svakako da odlučujuću ulogu imaju kriterijumi koji se baziraju na dosadašnjim saznanjima o geološkim, strukturnim i metalogenetskim karakteristikama ovog rudonosnog rejona. Osnovni princip u procesu provere rezultata ispitivanja bušenjem, bi se sastojao u presecanju prostora koji sadrže više zona sulfidne mineralizacije duž najindikativnijih poprečnih profila.

Lipovica

Ispitivan teren se nalazi na planini Rogozna. Odlikuje se velikom pokrivenošću. Izdanci stenske podloge su retki čak i u koritima potoka. Mnogobrojni tragovi istraživanja olovo-cinkovog orudnjenja svedoče o dugom periodu srednjevekovne rudarske aktivnosti (sl. 2). Nekoliko stotina starih okana i potkopa nalaze se na relativno maloj površini. Najveća njihova koncentracija je na lokalitetima Mačak, Sajman i Lukovo.

Prva novija istraživanja datiraju iz perioda 1938—1940. godina. Tada su obnovljeni stari potkopi Mačak i Sajman. U posleratnom periodu značajnija istraživanja izvode se od 1961. do 1964. godine. I ovi radovi su bili usmereni na delove terena koji su u srednjem veku predstavljali glavne punktove istraživanja.

U geološkoj građi ispitivanog terena učestvuju vulkanske stene tercijara veoma heterogenog sastava u kome preovlađuju daciti i andeziti. Procesi hidrotermalne aktivnosti zahvatili su znatan prostor. Alterisane stene su veoma neravnomerno sericitisane, hloritisane, kaolinisane i silifikovane. Najveće promene su locirane duž tektonskih zona i njihove okoline.

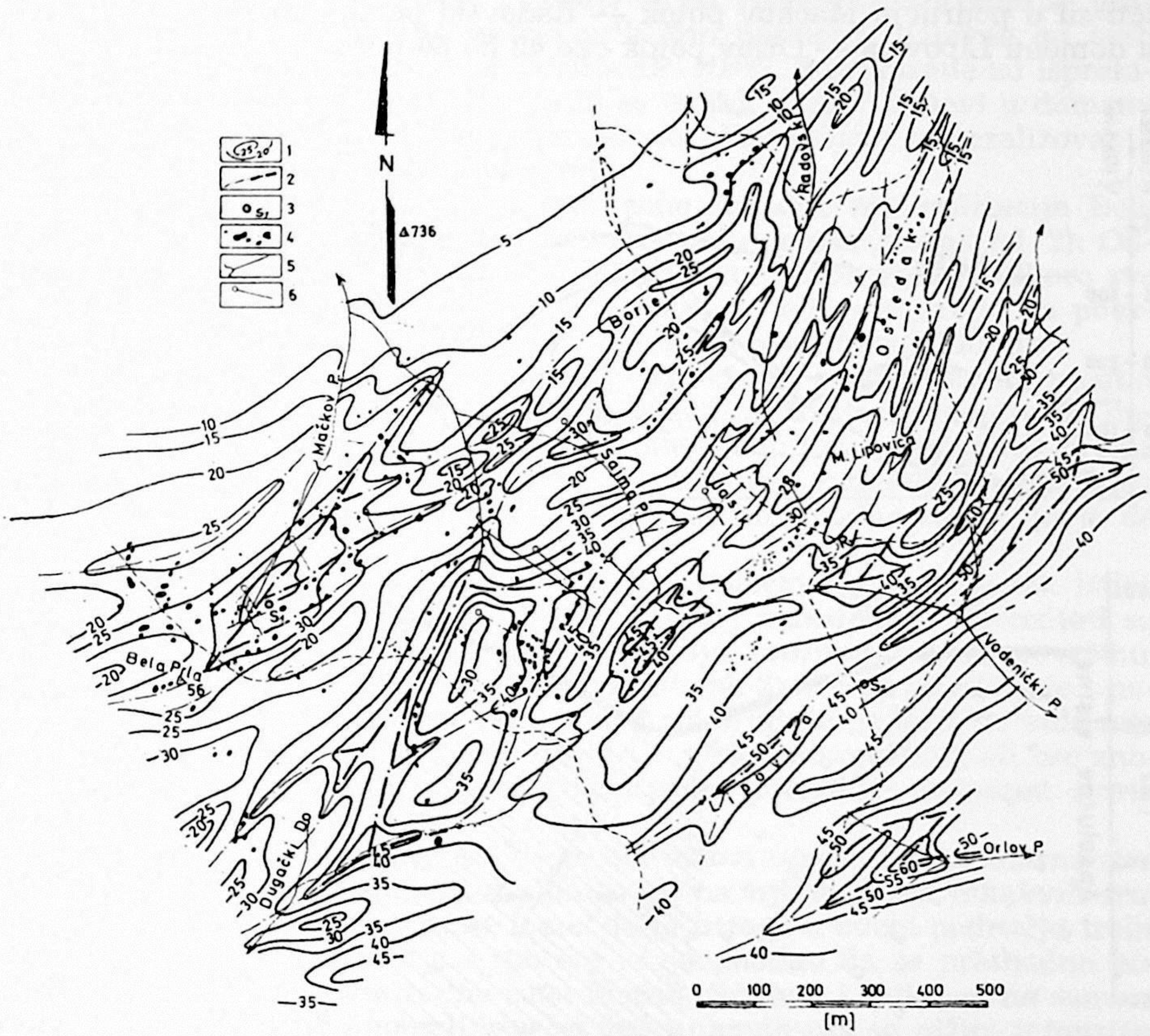
Za hidrotermalnu aktivnost u ovom rejonu vezana je široko rasprostranjena sulfidna mineralizacija, prvenstveno piritizacija, a takođe i brojne pojave olovo-cinkovog orudnjenja. Shodno rasporedu starih rudarskih radova i rezultatima poslednjih istraživanja, orudnjenje je kontrolisano strukturama, pratećim pukotinama i prslinama unutar alterisanih vulkanita, pretežno andezita. Osnovni tip orudnjenja je žični, a utvrđeno je i prisustvo galenitsko-sfaleritskih impregnacija, koje mogu biti od ekonomskog značaja.

Učestalost pojavljivanja žica je relativno velika. Opšti pravac njihove orijentacije je JZ—SI, sa lokalnim odstupanjima prema severu i istoku. Žično-impregnacione rudne zone imaju strm položaj i većinom padaju prema jugoistoku. Žice masivne olovo-cinkove rude su izrazito diskontinuirane po pružanju i padu. Imaju veoma promenljivu debljinu; samo pojedine dostižu oko 0,5 do 2 m. Rudne zone mogu biti široke i nekoliko desetina metara.

Do sada je najviše istražena rudna zona Mačak (sl. 2). Ona se prostire na dužini preko 300 m. Široka je do 75 m. Na nivou 740 m površina njenog

preseka je oko 630 m². Rudne rezerve do sada istraženog tela iznose oko 130.000 tona rude sa sadržajem oko 6% Pb i oko 1% Zn.

Ispitivanja Lipovice primenom metode IP izvršena su po mreži 100×20 m. Pokrivena je površina oko 2 km². Meren je srednji gradijent pri strujnim elektrodama na rastojanju 1000 m a potencijalnim na 20 m.



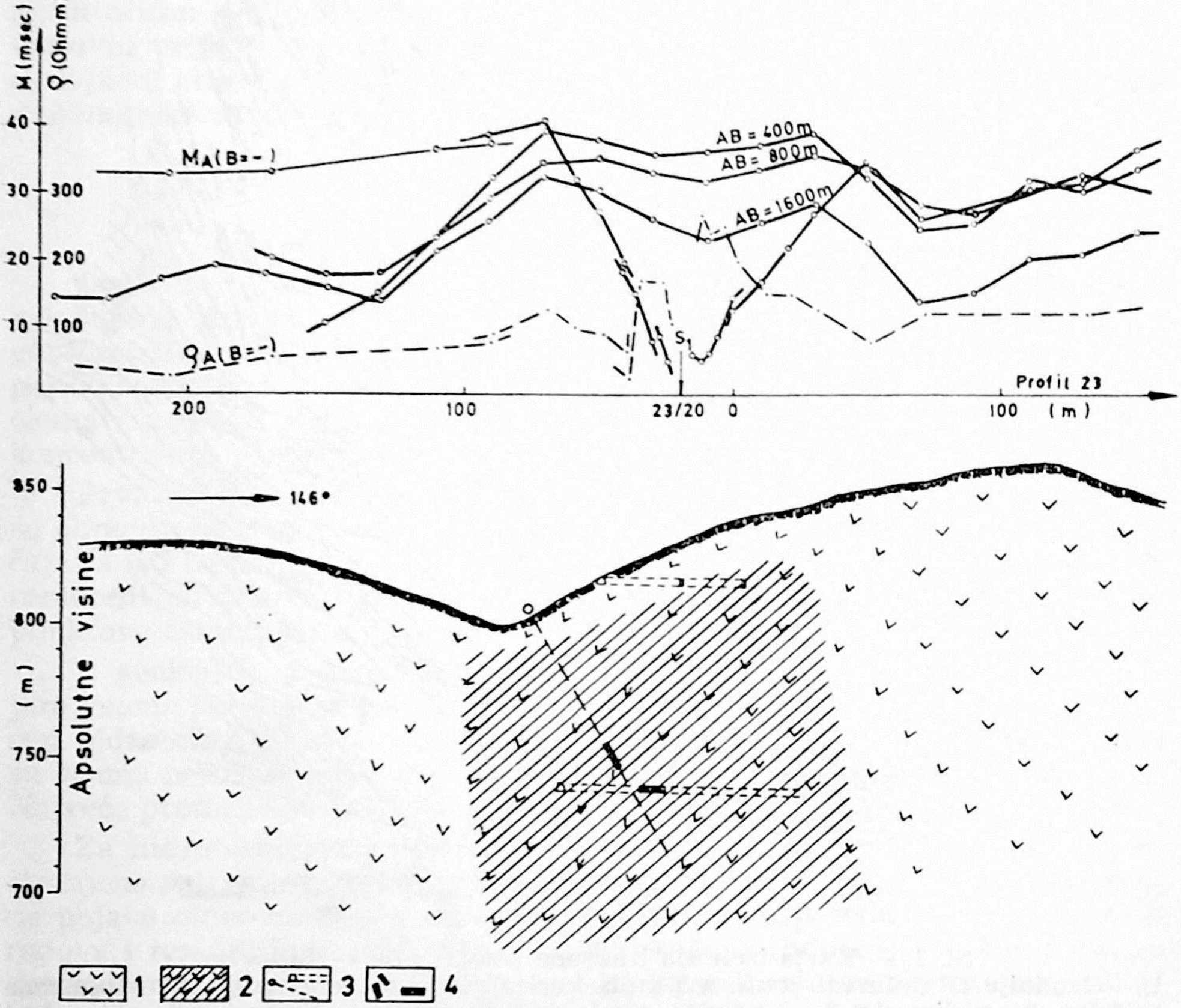
Sl. 2. — Karta izolinija izazvane polarizacije — Lipovica.
1. — Izolinije IP (interval kontura 5 milisekunda); 2. — osa anomalije IP — ose zone sulfidne mineralizacije; 3. — položaj geoelektričnih sondi; 4. — stari rudarski radovi — svrtnjevi i potkopi; 5. — potkopi novijeg datuma; 6. — bušotine.

Fig. 2. — Induced polarization contour map — Lipovica
1. — IP contours (contour interval 5 milliseconds); 2. — axis of IP anomaly — axis of zone of sulfide mineralization; 3. — position of geoelectrical soundings; 4. — old mining works — pits (pinges) and adits; 5. — new adits; 6. — drill holes.

Prethodna eksperimentalna ispitivanja obavljena su u domenu rudne zone Mačak. Mrežom tačaka ispitivanja 50×20 m pokrivena je površina oko 500×250 m. Ista površina ispitana je sa tri dubinska zahvata: AB=400, 800 i 1600 m. Na osnovu dobijenih rezultata utvrđena je pre svega efikasnost metode IP za indiciranje tipa orudnjenja koje se javlja u rudonosnoj

zoni Mačak (sl. 3). Istovremeno je utvrđen i optimalni elektrodni raspored koji je kasnije korišćen na celoj površini ispitivane lokalnosti.

Konturna karta IP, prikazana na sl. 2, ilustruje opštu distribuciju sulfidne mineralizacije unutar ispitivanog prostora. Fonske vrednosti su veoma promenljive i variraju od oko 5 do preko 30 msec, a povećavaju se idući od SZ prema JI. Isti je slučaj i sa anomalijama IP. Njihovi intenziteti su u području Mačkov potok — Radovski potok oko 20 do 35 msec a u domenu Lipovica — Orlov potok oko 45 do 60 msec.



Sl. 3. — Rezultati ispitivanja primenom metode IP (srednji gradijent i sondiranje) u domenu rudne zone Mačak — Lipovica

1. — Andezit, andezitska breča i tuf; 2. — rudonosna zona sulfidne mineralizacije — uzročnik anomalije IP; 3. — bušotine i rudarski radovi projektovani na prikazan profil; 4. — preseci rudnih žica olova i cinka unutar zone sulfidne mineralizacije koja je nosilac i Pb-Zn impregnacija od ekonomskog značaja.

Fig. 3. — Results of investigation obtained by application of IP method (middl — gradient and sounding) above ore zone Mačak — Lipovica

1. — Andesite, andesite breccia and tuff; 2. — ore-bearing zone of sulfide mineralization — cause of IP anomaly; 3. — drill holes and mining works projected on the cross section; 4. — position of ore vein of lead and zinc within the zone of sulfide mineralization; the zone is also mineralized by Pb-Zn impregnations of economic importance.

Izolinije IP, odnosno njihove konture, i ose anomalija odgovaraju generalnom pružanju JZ—SI sa tendencijom lokalnog skretanja prema severu i istoku. Na osnovu opšte konfiguracije polja IP i međusobnog odnosa izrazitijih anomalija, jasno se izdvaja nekoliko zona sulfidne mineralizacije: Bela Prla — Borje, Dugački Do — Osredak, Lipovica — Vodenički potok i Orlov potok — Boje.

Indicirane zone su složene i sastoje se od više struktura koje se granaju, sučeljavaju ili su međusobno približno paralelne. Glavne od ovih struktura se indiciraju osama anomalija IP. Na sl. 2 prikazane su isprekidanim linijama različite debljine da bi se istakli njihovi delovi u domenu maksimalnih vrednosti IP koji ukazuju na pliće delove mineralizovanih zona ili / i na veću koncentraciju sulfida.

Najizrazitija anomalija IP unutar zone sulfidne mineralizacije Bela Prla — Borje registrovana je u izvorišnom delu potoka Mačak (sl. 2). Odgovara terenu gde se nalazi veliki broj starih rudarskih radova. Skoro sve istrage novijeg datuma odvijale su se u prostoru čija projekcija na površinu terena ne odstupa mnogo od konture IP 30 msec (300×100 m).

Rezultati ispitivanja (sl. 3) pokazuju takođe da mineralizovan prostor praktično izbija na površinu terena, da izrazitija oksidacija dopire do dubine oko 10—20 m, da širina zone iznosi oko 100 m i da strmo pada prema jugoistoku. Upoređujući ove podatke sa rezultatima rudarskih istraživanja i bušenja vidi se, da anomalija IP Mačak indicira rudno telo koje je do sada delimično okontureno.

U okviru zone sulfidne mineralizacije Dugački Do — Osredak ističu se dve anomalije — Sajman i Lukovo. Njihovi maksimalni intenziteti su preko 45 msec. Unutar konture 40 msec,koja zauzima znatnu površinu, koncentrisani su brojni stari rudarski radovi (sl. 2). Tu su se odvijale i novije istrage. Očito da se i ovde radi o mestima orudnjenja koje do sada nije dovoljno istraženo. Prema SI intenziteti IP postepeno opadaju, ali ose anomalija trasiraju mineralizovane strukture što potvrđuje raspored starih rudarskih radova na Osredku.

Navedeni primeri pokazuju, da bi ovi delovi terena bili primarna mesta lokacije istražnih radova i u slučaju da na njima nema nikakvih tragova ranijih istraživanja. Prema tome, dalje istrage u ovom području treba usmeriti na slične indikacije s tim što je neophodno da se prethodno pouzdano istraže indicirane rudne zone Mačak, Sajman i Lukovo, ne samo u domenu najizrazitijih anomalija već i duž njihovih osa sa nižim intenzitetima IP.

Da li su indicirane zone maksimalnih koncentracija metaličnih minerala ujedno i prostori najčešćeg pojavljivanja olovo-cinkovih žica i impregnacija, predstavlja osnovno pitanje pri izboru užih lokaliteta za dalja istraživanja ne samo na ovom terenu već i na ostalima, gde je orudnjenje praćeno široko rasprostranjenom piritizacijom. Na to pitanje moglo bi se potvrdno odgovoriti za slučaj Lipovice, s obzirom na koincidenciju poznatih orudnjenja Mačak, Sajman i Lukovo i odgovarajućih indikacija IP. Međutim, treba očekivati da su i u ovom rejonu pojedine zone ili njihovi delovi nosioci piritizacije, bez prisustva značajnije olovo-cinkove mineralizacije. Ali, bez obzira na ovu lokalnost, rezultati primene metode IP na lokalnosti Lipovica, mogu se tretirati kao pozitivni jer su dobijene indikacije, uz korišćenje geoloških kriterijuma njihove selekcije, pouzdan putokaz za uži izbor perspektivnih delova terena i lokaciju istražnih radova.

Kozja Glava

U geološkoj građi uže okoline najstarije stene su predstavljene serpentinitima sa izdancima u centru ispitivanog terena i na krajnjem jugoistoku (sl. 4). U njihovoj blizini se pojavljuju gornjokredni sprudni krečnjaci, laporci i peščari zauzimajući mali prostor ispitivanog terena, što je isti slučaj i sa izdancima »crvene serije«. Veći deo istraživane površine pripada vulkanogenom kompleksu tercijara, koji se javlja u vidu pokrova starijih formacija.

Hidrotermalno izmenjeni vulkaniti su otkriveni u prostoru Kozja Glava — potok Kiževak. Tačnije određivanje prostornog položaja zona alteracije je otežano velikom pokrivenošću terena. Alterisane stene prate glavne rasedne zone, čiji je generalni pravac pružanja SZ—JI. Registrovane su, međutim, i rasedne zone koje se prostiru u pravcu SI—JZ.

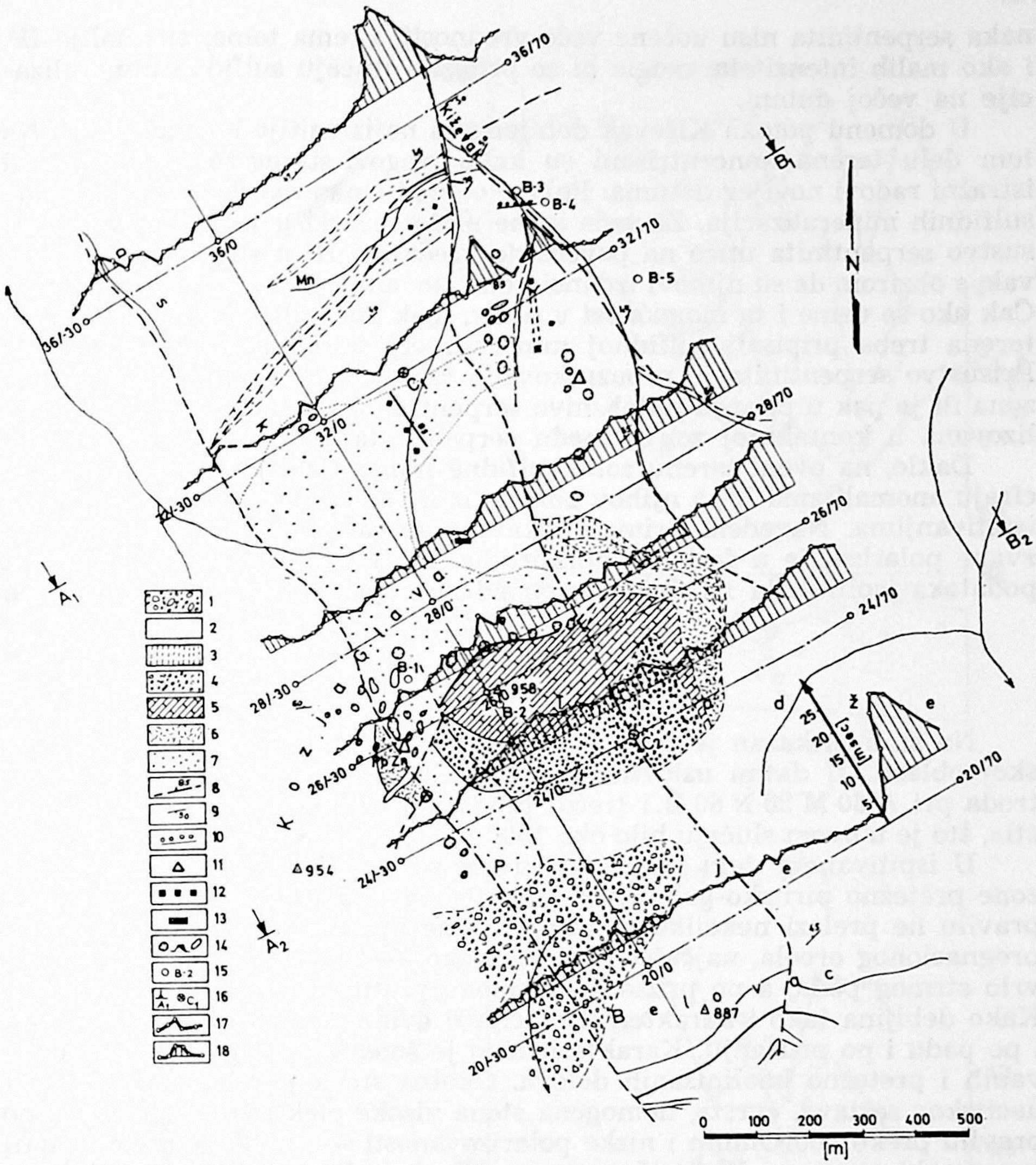
Rudne pojave olova i cinka nalaze se na Kozjoj Glavi i u potoku Kiževak. Stari rudarski radovi svedoče da su one locirane unutar alterisanih vulkanita. Bušenjima na Kozjoj Glavi konstatovano je prisustvo sulfidne mineralizacije u podini krečnjaka prema serpentinitu. Prema tome, glavni problemi koje treba rešiti su sledeći: indiciranje i izdvajanje zona sulfidne mineralizacije, njihova provera s obzirom na rudonosnost i konačno razjašnjenje — koje su mineralizacije od većeg značaja, one unutar alterisanih vulkanita ili pak mineralizacije u podini krečnjaka, kao i to — da li uopšte postoje orudnjenja u krednim krečnjacima, a ukoliko postoje, onda bi određivanje prostornog zaleganja krečnjaka bilo od primarnog značaja.

Imajući u vidu iznetu problematiku, na lokalnosti Kozja Glava izvršeno je rekognisciranje primenom metode IP sa ciljem da se utvrdi mogućnost indiciranja i izdvajanja zona sulfidne mineralizacije. Korišćen je gradijentni sistem pri rastojanju strujnih elektroda 1600 m, a potencijalnih 40 m. Merenja su izvođena približno u srednjoj polovini raspona predajnih uzemljenja po osnovnoj mreži 400 × 20 m.

Rezultati ispitivanja pokazuju relativno nizak fon IP — do oko 8 msec. Gornju granicu fonskih vrednosti je teško odrediti s obzirom na heterogen geološki sastav terena, a pre svega zbog prisustva serpentinita, čiji pojedini varijeteti mogu imati znatno veće normalne vrednosti izazvane polarizacije.

Shodno postojećoj geološkoj karti, severoistočni krajevi profila prelaze preko terena izgrađenog od vulkanita, pa bi se prema tome vrednosti IP oko 15—23 msec mogle tretirati kao anomalijske. U domenu ovih anomalija, međutim, nema tragova starih radova, niti je geološkim rekognosciranjem utvrđeno prisustvo serpentinita. Takođe nisu registrovani ni izdanci alterisanih vulkanita. S obzirom na ove okolnosti, razjašnjenje prirode uzročnika povećanih vrednosti IP u istočnom delu ispitivane lokalnosti treba očekivati u fazi detaljnih geološko-geofizičkih ispitivanja.

U centralnom delu terena, tj. u području grebena Kozja Glava, anomalije IP su manjih intenziteta i ne dostižu 15 msec, ali su »pikovi« ipak jasno izraženi. Za razmatranje uzročnika ovih anomalija karakterističan je profil 26 koji seče krečnjake, izdanke serpentinita i okolne vulkanite, kao i stare rudarske radove gde se nalaze pojave olova i cinka (sl. 4). Najveće vrednosti IP su zabeležene u blizini kote 958 i bušotine B_2, kojom je presečena sulfidna mineralizacija u podini krečnjaka. Mala nadvišavanja fonskih vrednosti konstatovana su i u domenu starih radova. Iznad izda-



Sl. 4. — Rezultati rekognosciranja sa geofizičko-geološkim podacima — Kozja Glava
1. — Deluvijalni nanos; 2. — andezitski tuf i andezit; 3. — »crvena serija« — alevrolit i laporac (gornja kreda); 4. — laporac i peščar (gornja kreda); 5. — sprudni krečnjak (gornja kreda); 6. — serpentinit (paleozojik); 7. — hidrotermalna promena; 8. — rased; 9. — elementi pada; 10. — mineralizacija Pb-Zn na izdanku; 11. — mineralizacija Pb-Zn u komadima; 12. — piritizacija; 13. — Šljačišta; 14. — stari radovi — svrtnjevi, potkop i raskop; 15. — bušotina; 16. — uzemljenje strujnih elektroda i centar rektangla; 17. — dijagram IP; 18. — anomalija IP.

Fig. 4. — Results of geophysical reconnaissance with geological data — Kozja Glava
1. — Delluvial detrital deposit; 2. — andesite tuff and andesite; 3. — »red series« — allevrolite and claystone (upper cretaceous); 6. — serpentinite (paleozoic); 7. — cretaceous); 5. — reef limestone (upper cretaceous); 6. — serpentinite (paleozoic); 7. — hydrothermal alteration; 8. — fault; 9. — dip elements; 10. — outcrop of Pb-Zn mineralization; 11. — fragments of Pb-Zn mineralization; 12. — pyritization; 13. — slags; 14. — old workings — pits (pinges), adit and trench; 15. — drill hole; 16. — grounding of current electrodes and rectangle centers; 17. — IP diagram; 18. — IP anomaly.

naka serpentinita nisu uočene veće vrednosti. Prema tome, anomalije IP, i ako malih intenziteta, mogle bi se pripisati uticaju sulfidne mineralizacije na većoj dubini.

U domenu potoka Kiževak dobijene su najizrazitije anomalije IP. Na tom delu terena koncentrisani su kako tragovi starog rudarenja, tako i istražni radovi novijeg datuma. Pojave olova i cinka nalaze se unutar zone sulfidnih mineralizacija. Za sada se ne može reći da li jednom delu i prisustvo serpentinita utiče na povećanje vrednosti IP u slivu potoka Kiževak, s obzirom da su njihovi izdanci konstatovani u blizini profila 32 (sl. 4). Čak ako se uzme i ta mogućnost u obzir, ipak anomalije IP na ovom delu terena treba pripisati sulfidnoj mineralizaciji kao osnovnom uzročniku. Prisustvo serpentinita je prouzrokovano rasedanjem duž mineralizovanih zona ili je pak u pitanju plitak nivo serpentinita, a mineralizacija je lokalizovana u kontaktnoj zoni između serpentinita i vulkanitskog pokrova.

Dakle, na ovom terenu zone sulfidne mineralizacije se uspešno indiciraju anomalijama IP, a njihov položaj može se tačnije odrediti detaljnim ispitivanjima. Navedeni primer pokazuje smisao korišćenja metode izazvane polarizacije u fazi rekognisciranja, kada se utvrđuje indikativnost podataka ispitivanja i izdvaja teren od značaja za detaljna istraživanja.

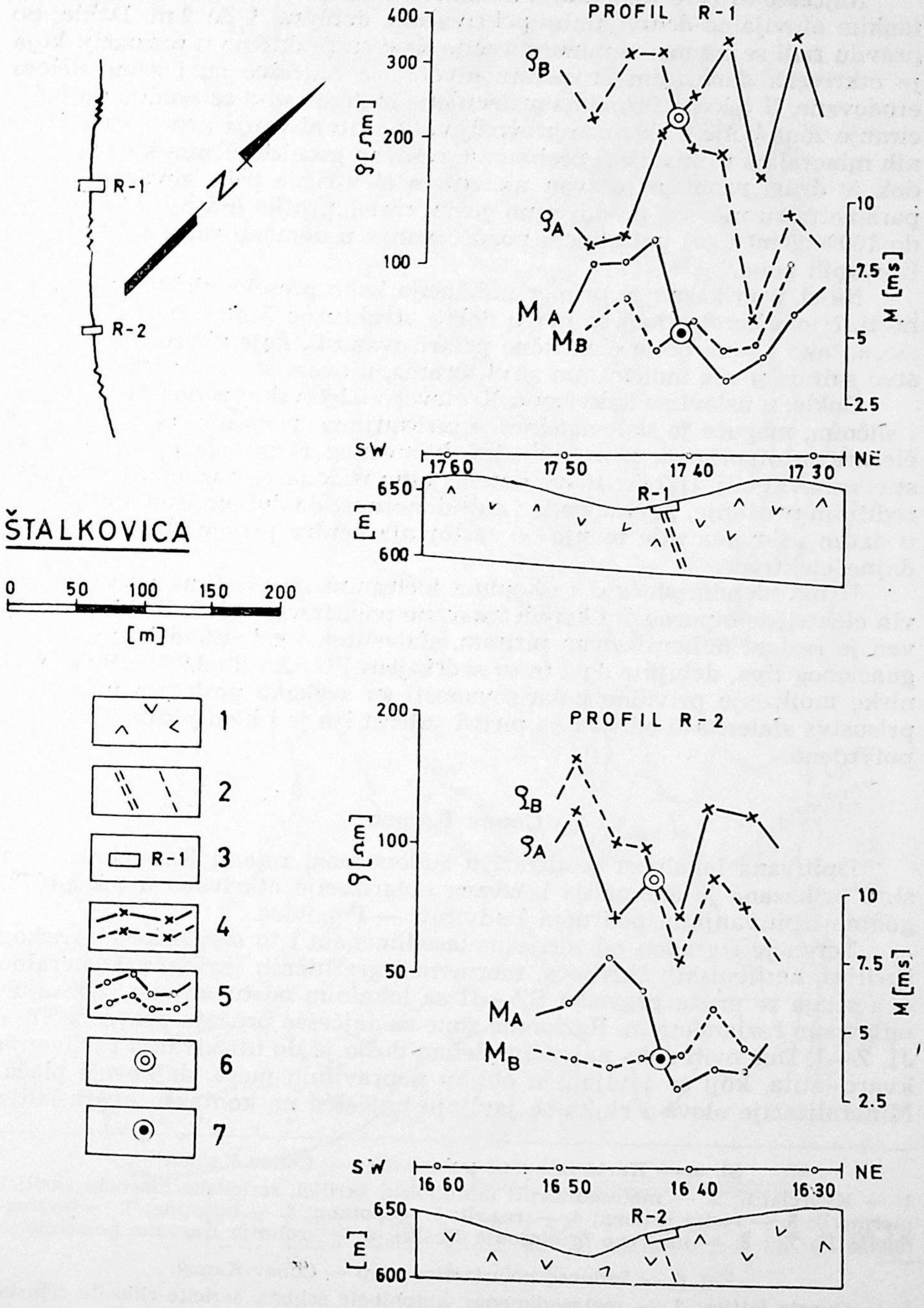
Štalkovica

Na sl. 5 prikazan je primer primene metode IP u Kratovsko-Zletovskoj oblasti. U datim uslovima korišćen je kombinovani raspored elektroda pri A 60 M 20 N 60 B i trećoj predajnoj elektrodi C u »beskonačnosti«, što je u ovom slučaju bilo oko 1000 m.

U ispitivanom delu terena očekivale su se mineralizovane razlomne zone pretežno piritsko-galenitsko-sfaleritskog tipa. Debljina ovih zona po pravilu ne prelazi nekoliko metara, a same individualisane žice, bez impregnacionog oreola, najčešće su široke oko 1—2 m. Ove zone su redovno vrlo strmog pada, a po pružanju se mogu pratiti na više stotina metara. Kako debljina tako i karakter alteracija u ovim zonama mogu se menjati i po padu i po pružanju. Karakteristično je smenjivanje pretežno silifikovanih i pretežno kaolinisanih delova. Okolna stena je redovno ignimbrit dacitskog sastava, čvrsta, homogena stena visoke električne otpornosti, po pravilu preko 400 Ohmm i niske polarizovanosti — oko 2—4 msec za dati vremenski program. Električna otpornost mineralizovanih razlomnih zona je najčešće ispod 200 Ohmm, a u delovima gde je karakter alteracije kaolinizacija, čak i ispod 50 Ohmm.

Sl. 5. — Rezultati primene metode IP pri kombinovanom rasporedu elektroda na istraživanju žičnog tipa olovo-cinkovog orudnjenja — Zletovo-kratovska oblast
1. — Ignimbrit; 2. — Pb+Zn žica; 3. — raskop; 4. — dijagram električne otpornosti; 5. — dijagram izazvane polarizacije; 6. — indikacije zona bolje električne provodljivosti; 7. — indikacije sulfidne mineralizacije.

Fig. 5. — Results of application of IP method using combined electrode array on exploration of vein type of lead-zinc ores — Zletovo—Kratovo
1. — Ignimbrite; 2. — Pb+Zn vein; 3. — trench; 4. — resistivity diagram; 5. — induced polarization diagram; 6. — responces of zone of better electrical conductivity; 7. — responses of sulfide mineralization.


R-1
R-2
ŠTALKOVICA
0 50 100 150 200
[m]
400
300
200
100
ϱ[Ωm]
PROFIL R-1
ϱB
ϱA
MA
MB
10
7.5
5
2.5
M [ms]
SW
NE
1760
1750
1740
1730
650
600
E
R-1
1 2 3 4 5 6 7
200
100
50
PROFIL R-2
1660
1650
1640
1630
R-2

Najčešće ovakve zone imaju delimično izdanke ili su pokrivene veoma tankim aluvijalno-deluvijalnim pokrivačem, debljine 1 do 2 m. Dakle, po pravilu radi se o zonama mineralizacije koje su praktično u formaciji koja je otkrivena današnjim erozionim nivoom, a najčešće su i same delom erodovane. U takvim uslovima primenjena metodologija se svodila na indiciranje zona bolje električne provodljivosti i utvrđivanja prisustva sulfidnih minerala u njima. Prvi problem je rešavan geoelektričnim kartiranjem dok je drugi problem rešavan merenjem električne polarizovanosti. Oba parametra su merena po dovoljno gustoj mreži profila (najčešće 50×10 m do 100×20 m) i pri potrebnom pogušćavanju u domenu račvanja mineralizovanih zona.

Na sl. 5 prikazan je primer indikacija kako preseka električne otpornosti, čijom korelacijom se mogu dobiti strukturne šeme ispitivanog prostora, tako i zona bolje električne polarizovanosti, koje ukazuju na prisustvo sulfida u već indiciranim strukturama, u ovom slučaju razlomima.

Dakle, u uslovima kakvi su u Kratovsko-Zletovskoj rudonosnoj oblasti i sličnim, moguće je sistematskim ispitivanjima izazvane polarizacije i električne otpornosti, primenom kombinovanog rasporeda elektroda, postići osnovni cilj, tj. otkriti sve potencijalno rudonosne razlomne zone, odrediti im pružanje, pravac pada i sulfidonosnost do dubine ispitivanja koja u datim uslovima nije manja od rastojanja centra prijemnih i bliže predajne elektrode.

U navedenom slučaju raskopima lociranim na mestima preseka krivih električne otpornosti i krivih izazvane polarizacije (sl. 5, R_1 i R_2) otkriven je razlom mineralizovan piritom, sfaleritom i galenitom žično-impregnacionog tipa, debljine do 3 m sa sadržajem Pb+Zn do 2,98%. Relativno niske indikacije prividne polarizovanosti su svakako posledica pretežnog prisustva sfalerita u odnosu na pirit i galenit što je i hemijskim analizama potvrđeno.

Conev Kamen

Ispitivana lokalnost se nalazi u rudonosnom rejonu Karamanice. Na sl. 6 prikazana je anomalija izazvane polarizacije otkrivena u toku 1972. godine ispitivanjima područja Podvirovi — Popovica.

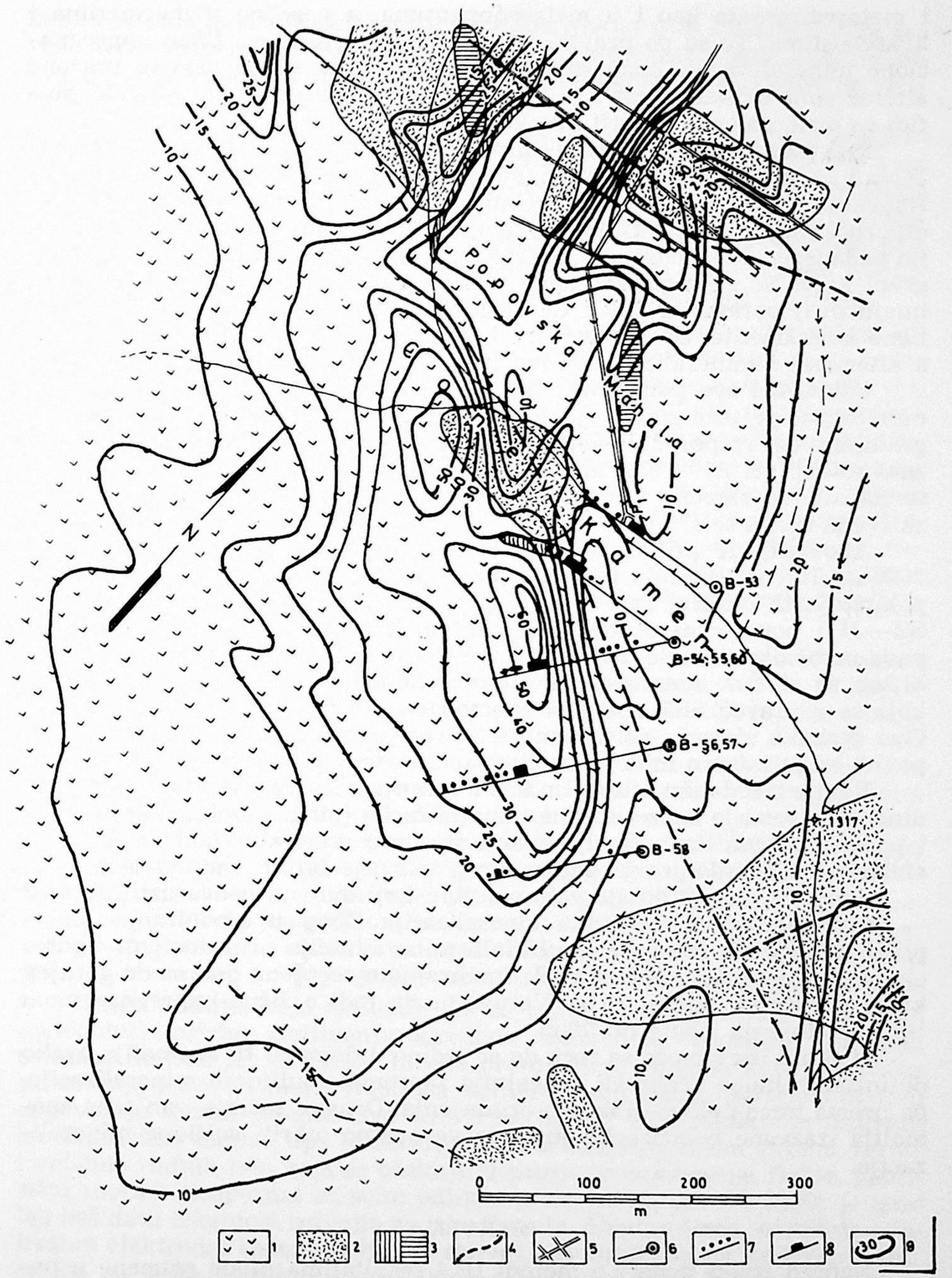
Teren je izgrađen od serije metasedimenata i to sericitsko-hloritskog škriljca, amfibolskih škriljaca, mermera i grafitičnih škriljaca. Generalno ova serija se pruža pravcem SZ—JI sa lokalnim odstupanjima izazvanim uglavnom razlamanjem. Razlomne zone se najčešće pružaju pravcem SZ—JI, Z—I. Duž ovih zona najvećim delom došlo je do utiskivanja i izlivanja kvarc-latita, koji se javljaju u obliku nepravilnih masa, dajkova i ploča. Mineralizacije olova i cinka se javljaju najčešće na kontaktu kvarc-latita

Sl. 6. — Karta izazvane polarizacije — Conev Kamen

1. — Kvarclatiti; 2. — metasedimenti (amfibolski škriljci, sericitsko-hloritski škriljci, mermeri); 3. — rudni izdanci; 4. — rasedi; 5. — potkop; 6. — bušotine; 7. — impregnacije Pb-Zn; 8. — masivno orudnjenje Pb-Zn; 9. — izolinije izazvane polarizacije.

Fig. 6. — Induced polarization map — Conev Kamen

1. — Quartz latites; 2. — metasediments (amphibole schists, sericite-chlorite schists, marbles); 3. — ore outcrop; 4. — Pb-Zn impregnations; 5. — massive Pb-Zn ore; 6. — induced polarization contours.


B-53
B-54,55,60
B-56,57
B-58
1317
0
100
200
300
m
1
2
3
4
5
6
7
8
9

i metasedimenata kao i u metasedimentima, a posebno u mermerima i kvarclatitima. To su po pravilu žične zone i sočiva kao i žično-impregnacione mineralizacije. Zone sulfidne mineralizacije su po pravilu praćene alteracijama okolnih stena i to kaolinizacijom i silifikacijom. Najčešći sulfidi su pirit, galenit, sfalerit i halkopirit.

Električna otpornost metasedimenata varira u veoma širokim granicama i to od 200 do 1500 Ohmm, što je posledica prisustva mermera i silifikovanih metasedimenata. Kvarclatiti ako nisu alterisani imaju električnu otpornost oko 200—400 Ohmm, a ukoliko su alterisani električna otpornost im pada ispod 100 Ohmm. Električna polarizovanost za dati vremenski program kreće se za metasedimente oko 5—10 msec, dok grafitični škriljci imaju ovaj parametar čak i do 50 msec zavisno od zastupljenosti grafitične komponente. Sveži kvarclatiti imaju vrednost IP oko 10—15 msec, a alterisani i mineralizovani redovno preko 20, a često i preko 40 msec.

Uzimajući sve pomenute činjenice u obzir kao i dimenzije poznatih mineralizacija primenjena je metoda izazvane polarizacije korišćenjem gradijentnog rasporeda elektroda pri maksimalno mogućem dubinskom zahvatu, tj. pri AB = 1600 m. Ovo je bilo potrebno posebno zbog toga, što se na osnovu stepena istraženosti očekivalo da se mogu otkriti i slepa i skrivena rudna tela.

Anomalija IP prikazana na sl. 6 je rezultat ispitivanja po mreži 100 × × 20 m. Intenzitet anomalije ukazuje na relativno visoku koncentraciju polarizujućih čestica. Telo uzročnika je složeno, sa dužom osom u pravcu SZ—JI i poprečnim diskontinuitetom pravca S—J i SSZ—JJI. Pravac pada uzročnika (ili više uzročnika) je u celini uzev prema jugozapadu. Približno sa sredine anomalije IP Conev Kamen odvaja se anomalna zona koja se u pravcu SSZ spaja sa anomalijom IP registrovanom u Popovici. Ovo svakako ukazuje na kontinuitet i vezu sulfidne mineralizacije u Popovici sa sulfidnom mineralizacijom u Conevom Kamenu.

Ranije izvedenim bušenjem kao i bušenjem izvršenim u toku 1972. godine, otkrivena je kako sulfidna mineralizacija (pirit, galenit, sfalerit) tako i prisustvo grafitičnih škriljaca koji su često mineralizovani galenitom i sfaleritom. Za sada pravac pada rudnog tela nije definitivno utvrđen.

Sondiranjem IP dobijeni su rezultati koji indiciraju dva uzročnika IP — grafitični škriljci i sulfidna mineralizacija. Zbog superponiranja uticaja plićih grafitičnih škriljaca i sulfidnih mineralizacija nisu dobijeni sigurni elementi zaleganja uzročnika IP. Sondiranjem ocenjena dubina do gornjeg kraja uzročnika je oko 35 m. Verovatno se radi o žično-impregnacionom tipu orudnjenja širine do 70 m.

U celini uzev može se reći, da se jedino u domenu IP anomalija ovako definisanih mogu očekivati značajnije zapremine sulfidnih mineralizacija, pa prema tome i olovo-cinkovih orudnjenja. Drugim rečima, van zona anomalija izazvane polarizacije malo je verovatno otkriti sulfidne mineralizacije.

DISKUSIJA

Napred izneti podaci o metodi IP i rezultatima njene primene u nekim od naših rudonosnih rejona, manje ili više ilustruju mogućnosti i ograničenja metode i na taj način bar delimično ukazuju na njeno mesto i ulogu pri istraživanjima olovo-cinkovih mineralizacija. S tim u vezi ima ne-

koliko pitanja koja zaslužuju da se pomenu, jer od njih velikim delom zavisi stepen doprinosa metode IP u procesu istraživanja sulfidnih ležišta uopšte, pa prema tome i olovo-cinkovog orudnjenja od ekonomskog značaja.

Opravdanost ulaganja sredstava u ispitivanja IP ogleda se u odgovarajućem doprinosu metode u datom području, što se uostalom odnosi i na ostale vrste istraživanja. Ovaj doprinos, međutim, usko je vezan pre svega za pravilan izbor terena gde se metoda primenjuje, što treba da je odgovornost ne samo geologa već i geofizičara i za adekvatan metodološki pristup korišćenja metode, kao i interpretaciju podataka ispitivanja, što takođe ne bi smela da bude odgovornost samo geofizičara već i geologa.

Kada se radi o veličinama terena koji se prekrivaju ispitivanjima IP, jasno je da su u pitanju male površine u odnosu na rejone koji se na osnovu regionalnih geoloških i drugih kriterijuma izdvajaju kao perspektivni, pa stoga pitanje u kom će se rejonu vršiti ispitivanja skoro da nije od značaja. Međutim, koji deo jednog rudonosnog rejona treba podvrgnuti istraživanjima, koja zahtevaju znatna sredstva i vreme, osnovno je pitanje geologa. Pouzdaniji odgovor na njega može usloviti i veći doprinos metode koja se primenjuje. Da li je, na primer, lokalnost Lipovica najperspektivniji teren u rudonosnom rejonu Rogozne, s obzirom na dosadašnja saznanja i odgovarajuće kriterijume za ovu oblast? Isto pitanje možemo postaviti i za mnoge druge lokalitete, čije su površine često reda nekoliko kvadratnih kilometara.

Ovaj problem pominjemo ne zbog toga da bi opravdali ograničene mogućnosti metode IP, a i svih drugih metoda istraživanja, već da bi istakli značaj onih stručno-naučnih radova koji prethode selekciji rejona, s obzirom na stepen perspektivnosti pojedinih njegovih delova i s tim u vezi ispravnu odredbu uže lokalnosti za istraživanje. Zašto ovo ističemo? Jer geolog ocenjuje efikasnost korišćene metode i ima direktan uticaj na obim njene primene u datom rejonu, što je sasvim na mestu pod uslovom uzimanja u obzir svih faktora koji utiču na doprinos u procesu istraživanja. Nisu retki slučajevi da se o neefikasnosti metode govori kad ispitivana lokalnost nije nosilac orudnjenja od ekonomskog značaja, a pri tome se zaboravlja efikasnost kriterijuma na osnovu kojih je baš ta lokalnost izabrana za ispitivanja. Dakle, treba ukazati na neefikasnost metode samo kad izabrani teren nosi orudnjenje koje se ne indicira korišćenim ispitivanjima.

Drugo pitanje, koje zaslužuje da se istakne, odnosi se na adekvatan metodološki pristup ispitivanju određene lokalnosti. Terenski postupak primene metode IP uključuje brojne promenljive veličine koje geofizičar procenjuje i sve ih mora svesti na kompleks određenih parametara koji odgovaraju datom terenu. Ovo čini u zavisnosti od geološko-strukturnih karakteristika terena, tipa mineralizacije i orudnjenja zatim dubine, forme i veličine rudnih tela koja se očekuju u prostoru ispitivanja. Dakle, geofizičar mora biti upoznat sa svim odlikama terena na osnovu kojih je geolog baš datu lokalnost izdvojio za istraživanje. Shodno tome, određuje adekvatan elektrodni sistem, dubinski zahvat, raspored tačaka ispitivanja itd., za šta su često potrebna i prethodna eksperimentalna ispitivanja. Očito, geofizičar mora imati svoj udeo u procesu programiranja da bi projekat istraživanja jednog terena bio kao celina dovoljno osmišljen, a ispitivanja IP metodološki pravilno izvršena.

U vezi sa programiranjem ispitivanja IP moraju se istaći česti propusti koji umanjuju doprinos ove metode. Oni se odnose na ređe učešće i geofizičkih kriterijuma pri izboru užih lokaliteta, gde treba izvoditi istraživanje. Praksa je pokazala da detaljnim istraživanjima mora prethoditi faza rekognisciranja IP pri kojoj se pokriva veća površina perspektivnog terena po ređoj mreži tačaka ispitivanja. U ovoj fazi dobija se ne samo u pouzdanijoj oceni najperspektivnijeg dela terena, nego se obezbeđuju i tačniji podaci s obzirom na pravac profila, gustinu tačaka, raspored elektroda, mesto uzemljenja itd. što je neophodno za uspešniji metodološki postupak primenjen u fazi detaljnijih ispitivanja. Otpori ovakvom pristupu programiranja mogu se pripisati pre svega još uvek malom obimu i ne sistematskom korišćenju metode IP, pri istraživanjima olovo-cinkovih mineralizacija.

Kvalitet interpretacije podataka IP u mnogome zavisi od stepena poznavanja geološko-strukturnih i metalogenetskih odlika terena. Stoga timski rad predstavlja garanciju maksimalnog korišćenja podataka ispitivanja i uslovljava najuspešniji rezultat istraživanja. Kompleksna geološka, geofizička i geohemijska ispitivanja međusobno dopunjavaju tumačenje odgovarajućih podataka, obezbeđujući i ekonomičnost kasnijeg parametarskog bušenja. Retki su slučajevi u kojima su olovo-cinkova orudnjenja direktan uzročnik indikacija IP. Obično se radi o uzročnicima složene prirode, koji onemogućavaju jednoznačnost tumačenja podataka ispitivanja. Pretežno se srećemo sa takvim mineralizacijama u kojima prostorno i količinski daleko preovlađuje pirit u odnosu na Pb—Zn minerale. Geološko-strukturni faktori kontrole i višefaznost sulfidnih mineralizacija dovode do toga da su pojedine od indiciranih zona nosioci orudnjenja dok druge to nisu iako se trasiraju sličnim indikacijama. Nekada je distribucija metaličnih minerala takva, da njihove maksimalne koncentracije predstavljaju prostore najčešćeg pojavljivanja olovo-cinkove rude. U drugim slučajevima, međutim, indikacije nižih intenziteta detektuju prostore orudnjenja ili pak rudonosne mineralizacije prate ose anomalija IP, ali na izvesnom odstojanju. Zakonitosti odnosa indikacija IP i mesta orudnjenja se, dakle, moraju utvrditi, što se postiže na osnovu doprinosa geoloških i geohemijskih kriterijuma u procesu istraživanja, uključujući i parametarsko bušenje. Na taj način utvrđeni odnosi tek onda daju pun značaj indikacijama izazvane polarizacije.

Posebno delikatan period u procesu istraživanja odnosi se na naknadni timski pristup reinterpretaciji kompleksnih podataka na osnovu rezultata test-bušenja. Takav postupak je redak u našoj praksi i ako baš on čini bazu pravilnog usmeravanja kasnijih istraga i efikasnu ocenu o rudonosnosti istraživanog prostora.

LITERATURA

1. Anđelković M., 1962: — Geološki sastav i tektonika šire okoline rudnika Šuplja Stijena, Fond str. dok. Geol. zavoda, Titograd.
2. Golubović M., 1957: — Godišnji izveštaj o istražnim radovima, Fond str. dok. SGZ, Beograd.
3. Donath M., 1952: — Vorläufiger Kurzbericht — Šuplja Stijena, Fond str. dok. SGZ, Beograd.
4. Đorđević Ž., Burić H., 1950: — Prethodni izveštaj geološke ekipe Savezne uprave za geološka istraživanja, Fond str. dok. SGZ, Beograd.

5. Đukić B., 1965: — Završni elaborat o istražnim radovima na objektu Krnja Jela — Rajkovići, Fond str. dok. SGZ, Beograd.
6. Janković S., 1955: — Geologija i metalogeneza olovo-cinkovog rudišta Šuplja Stijena, Crna Gora, Zbornik radova Rudarsko-geološkog fakulteta, Beograd.
7. Janković S., 1963: — Metalogeneza rudonosnog rejona Šuplja Stijena (Crna Gora), Fond str. dok. Rudnika Šuplja Stijena.
8. Kandić M., 1965: — Elaborat o izvršenim radovima na olovo-cinkovim pojavama Lipovica, Fond. str. dok. Skupština opštine Raška — Raška.
9. Marić L., Golubović Lj., 1963: — Magmatizam Šuplje Stijene, Velike Ljubišnje i donjeg slivnog područja Tare i Pive u Crnoj Gori, Fond str. dok. Geol. zavod, Titograd.
10. Meiser O., 1950: — Geofizička ispitivanja u okolini Šuplje Stijene, Fond str. dok. SGZ, Beograd.
11. Paldrmić S., Manojlović M. i dr., 1970: — Program i projekat istražnih radova rudnog polja »Šuplja Stijena« SR Crna Gora za period 1971—1975. god., Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
12. Petrović B. i saradnici, 1970: — Studija geološke građe i tektonskog sklopa Šuplja Stijena, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
13. Savić M., 1955: — Šuplja Stijena — Investicije za istražne radove u Ribniku. Fond str. dok. SGZ, Beograd.
14. Sikošek B., 1961: — Izveštaj o geološkom rekognosciranju terena rudnika Šuplja Stijena, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
15. Simić V., 1972: — Izveštaj o ispitivanjima IP Šuplja Stijena, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
16. Simić V., Zelenka J., 1972: — Izveštaj o IP ispitivanjima na lokalnostima Podvirovi i Popovica, Fond. str. dok. RMHK »Trepča« — Zvečan.
17. Simić V., 1972: — Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima Kratovsko-Zletovske oblasti, Fond str. dok. IGRI, Beograd.
18. Simić V., i saradnici, 1971: — Izveštaj o geofizičkim i geohemijskim istraživanjima u oblasti Šuplja Stijena u 1971. godini, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
19. Topalović S., 1960: — Izveštaj o električnom ispitivanju terena Šuplja Stijena kod Pljevalja, Fond. str. dok. SGZ, Beograd.
20. Topalović S., 1961: — Izveštaj o električnim ispitivanjima terena Šuplja Stijena kod Pljevalja, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
21. Višić S., i saradnici 1970: — Izveštaj o geološkim, geofizičkim i geohemijskim istraživanjima u oblasti Šuplja Stijena, Fond str. dok. rudnika Šuplja Stijena.
22. Višić S., Lakić D., 1971: — Istraživanje olova i cinka primenom metode IP na lokalnosti Serdenik, Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 7, 1971. godina.
23. Višić S., 1973: — Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima na lokalnostima Lipovica, Kozja Glava i Sastavci, Fond str. dok. IGRI, Beograd.

Summary

STANISLAV VIŠIĆ*
VLADAN SIMIĆ*

INDUCED POLARIZATION AND ITS PLACE AND ROLE IN LEAD-ZINK EXPLORATION

In the last ten years there has been a great expension in the application of induced polarization method in the search for sulphide mineralization. The method was initially used in the exploration for disseminated mineralization of copper but the experiance has shown that is can be of great assistence in other mineral exploration problems. It became clear

* Institute for geological and mining investigation and exploration of nuxlear and other raw materials, Beograd.

that the method could be also used to locate and outline the lead-zink bearing sulphide zones.

The paper atempts to illustrate the possibilities and limitations in several areas of the IP method as tool for predominantely indirect detection of Pb—Zn mineralization. In all cases we have used the pulse-transient equipment produced in this Institute or in Canada. The middie gradient electrode array has been employed with deep downward penetration. Numerous zones of sulphide mineralization have been detected that could not be detected by other electrical methods. Only some of these zones are mineralized by galena and sphalerite in concentrations of economic interest.

The techniques are still at the stage where the method can be used in a qualitative way only concerning the type of minerals causing the anomalies. However, it is possible to obtain the parametres about the depth to the upper parts of the zones, their strike and dip direction but without possibility to conclude which of the zones is ore-bearing. Therefore, in each situation the anomalous zone outlined must be geologicaly and geochemicaly studied in detail and thoroughly tested by drilling. In such a way the IP method may be of great assistence in the exploration of lead-zink ore bodies.

It is always desirable to plan the IP survey as completely as possible, which depend on the geological, structural and metalogenic features of each investigated area. Therefore the planning must be done not only by geologist but also by geophysicist. The IP exploration has to be carried out in two phases-reconnaissance and detailed exploration, in order to make the method more effecient.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

STANISLAV VIŠIĆ
VLADAN SIMIĆ

UDK: 55 (1/9):550.837:553.43 (55+497.1)

O POTREBI REGIONALNIH ISPITIVANJA IP PRI ISTRAŽIVANJIMA SULFIDNIH MINERALIZACIJA

(3 slike)

Namena ovog rada je da ukaže na potrebu i celishodnost korišćenja metode izazvane polarizacije u fazi regionalne prospekcije sulfidnih mineralizacija. Ukratko su izloženi osnovni podaci o karakteristikama pojedinih varijanti metode izazvane polarizacije (impulsna i frekventna) i metodologiji njihove primene pri regionalnim ispitivanjima. Data su dva primera iz naše prakse korišćenja ove metode u fazi koja prethodi detaljnim istraživanjima. Prva se odnosi na istraživanja bakronosnih sulfidnih mineralizacija u Kermanskoj oblasti (Iran) — područje Darreh Zar, a drugi na istraživanja polimetaličnih sulfidnih mineralizacija u Šumadijskoj oblasti — područje Kosmaj — Barajevo.

Prikazani rezultati pokazuju da su regionalna ispitivanja IP od značaja čak i onda kad su u pitanju otkriveni tereni, a pogotovu njihov doprinos je veliki u oblastima velikog stepena pokrivenosti. Na osnovu rezultata ispitivanja ova dva područja zaključuje se, da uvođenje metode izazvane polarizacije u fazi regionalnih ispitivanja omogućava veoma efikasnu selekciju perspektivnih terena za detaljna istraživanja rudonosnih sulfidnih mineralizacija. Koštanje ovih ispitivanja u poređenju sa ulaganjima u ostale vidove prospekcije, a imajući u vidu i odgovarajuće doprinose indiciranju skrivenih rudnih ležišta, takođe govori o punoj opravdanosti potrebe korišćenja navedene metode pri istraživanjima regionalnog karaktera u sklopu ostalih geološko-geofizičko-geohemijskih ispitivanja.

UVOD

Metoda izazvane polarizacije (IP) je u potpunosti opravdala svoje mesto u rudnoj geofizici. Danas su retki programi istraživanja sulfidnih mineralizacija koji se realizuju bez učešća ispitivanja primenom metode IP. Nema više geologa koji sumnjaju u njenu efikasnost i praktičnu korist bez obzira što još nisu prevaziđeni problemi direktne selekcije indikacija IP izazvanih korisnim metaličnim komponentama od onih koje su posledica uzročnika koji nisu od ekonomskog interesa. Intenzivan razvoj metode IP i stalna naučnoistraživačka aktivnost u domenu njene primene već ukazuju da će i rešavanje ovih problema uskoro ući u praksu pa će geolog raspolagati jednoznačnom interpretacijom odgovarajućih indikacija.

Ima, međutim, nekih suštinskih pitanja koje geofizičari već duže vremena postavljaju geolozima a ne dobijaju zadovoljavajuća rešenja u njiho-

vim odgovorima. Radi se, naime, o različitim shvatanjima koncepcijskog pristupa korišćenja metode IP. Pitanje se odnosi pre svega na metodologiju primene ovih ispitivanja u procesu istraživanja pojedinih metalogenih područja kao celine i njihovih integralnih delova. Dosadašnja ispitivanja IP su uključivana uglavnom u programe istraživanja užih lokalnosti. Detaljno su ispitivani tereni u samoj okolini već otkrivenih pojava orudnjenja ili mineralizacija, da bi se dobili neophodni parametri položaja rudonosnih sulfidnih mineralizacija radi pouzdanije lokacije istražnih bušotina i rudarskih radova. Ređe su pokrivane cele površine rudnih polja, a samo izuzetno veći delovi pojedinih metalogenih područja. Dakle, princip faznosti korišćenja metode IP nije još uvek prihvaćen od naših geologa i ako je to već nekoliko godina ustaljena praksa u svetu.

Mada o praktičnoj koristi principa faznosti korišćenja pojedinih vidova ispitivanja u geologiji danas ne treba govoriti, ipak se eto mora insistirati da i za metodu IP taj princip bude usvojen. Naime, nakon regionalnih geološko-aerogeofizičko-geohemijskih ispitivanja, selektovana područja neophodno je prekriti ispitivanjima IP regionalnog (poludetaljnog) karaktera, a ne metodu IP koristi samo u fazi detaljnih istraživanja. Dovoljno je samo napomenuti, da okonturivanje zona opšte metalizacije u perspektivnim metalogenim područjima predstavlja bitan podatak za izradu pouzdanijih prognoznih karta, koje će obezbediti ne samo preciznije i racionalnije usmeravanje daljih prospekcionih i istražnih radova u bližoj okolini poznatih orudnjenja, nego i za otkrivanje sasvim novih — skrivenih ležišta, što je i osnovni cilj korišćenja savremenih metoda pri istraživanju mineralnih sirovina.

U SSSR-u u procesu istraživanja obojenih metala primenjuju regionalna IP ispitivanja veoma intenzivno. Pri tome najčešće se koriste mreže 500×50 i 250×50 m. Na primer, takvim ispitivanjima pokrivene su površine od 1000 km² na području rudnog Altaja, 1200 km² na Čeljabinskom području kao i slične površine na Uralu, Kavkazu, Kolskom poluostrvu itd.

Uvođenje metode izazvane polarizacije u faze ispitivanja koje prethode detaljnim istraživanjima pokazalo se u praksi veoma korisno, čak i kada su u pitanju relativno otkriveni tereni a da se i ne govori o slučajevima visokog stepena pokrivenosti pojedinih oblasti. Upravo ovim radom se ilustruju navedena razmatranja preko dva primera iz naše prakse. Jedan se odnosi na istraživanja bakra u Kermanskoj oblasti (Iran) a drugi obuhvata rezultate ispitivanja opšte distribucije sulfidnih mineralizacija sa olovom i cinkom u oblasti Šumadije.

PROBLEMATIKA METODOLOGIJE REGIONALNIH ISPITIVANJA IP

Pre nego što se iznesu rezultati regionalnih ispitivanja primenom metode IP u oblastima Kerman i Šumadija, neophodno je dati kratak prikaz problema vezanih za metodologiju korišćenja ovih ispitivanja. Oni prvenstveno obuhvataju tehničku stranu terenske procedure korišćenja metode u vezi osnovnih karakteristika mogućnosti metode.

Kao što je poznato, metoda IP se danas koristi primenom dve različite tehnike, odnosno primenom njene dve varijante — impulsne i frekventne. U oba slučaja, preko različitih parametara dobijaju se efekti iste pojave. U prvom se koristi jednosmerna, a u drugom naizmenična struja napaja-

nja tla, da bi se prouzrokovala pojava izazvane polarizacije. Ne ulazeći u detalje ove dve varijante metode IP, za naša razmatranja neophodno je istaći samo njihove opšte karakteristike koje su od bitnog značaja za regionalna ispitivanja. Odmah da naglasimo, da se obe tehnike koriste u fazi regionalnih istraživanja, samo što se na zapadu većinom koristi frekventna, a na istoku impulsna varijanta. Osnovna razlika među njima se sastoji u glomaznosti tehnike i težini terenske primene a s tim u vezi je i stepen dubinskog zahvata.

Kod frekventne varijante, oprema je portabilnija, pa stoga, u poređenju sa impulsnom varijantom, za isti dubinski zahvat odgovara tehnika manje snage napajanja. Kad se radi o regionalnim ispitivanjima u većini slučajeva zainteresovani smo za što veći dubinski zahvat. Dosadašnja praksa tehničke primene metode IP pokazuje da su prednosti i metodološke i ekonomske na strani dipol-dipol konfiguracije elektrodnog sistema. Tačnije rečeno, terenski postupak primene dipol-dipol sistema (kada se radi o velikim rastojanjima L) je znatno lakši, bezbedniji i donekle ekonomičniji, a koeficijent dubinskog zahvata (dubinski nivo maksimalnog uticaja na korisni signal) je veći u poređenju sa ovim koeficijentom kod svih ostalih elektrodnih sistema izuzev dvopolnog, koji, zbog drugih svojih karakteristika, ne dolazi u obzir za regionalna ispitivanja.

U nas se za sada koristi samo impulsna varijanta metode IP. U cilju postizanja što veće dubine ispitivanja pri raspoloživom snagom izvora napajanja (10 kW) primenjuju se najviše elektrodni rasporedi kao što su gradijentni i simetrični (S c h l u m b e r g e r). Ova okolnost otežava i unekoliko poskupljuje izvođenje onih regionalnih ispitivanja, kod kojih su rastojanja profila veća od 500 m, a naročito kada se zahtevaju veći dubinski zahvati. Pri poludetaljnim ispitivanjima impulsna varijanta gradijentnog sistema se u praksi pokazuje ekonomičnija od frekventne varijante dipol-dipol sistema. Praksa je međutim pokazala da se pri malim rasponima L impulsna varijanta dipol-dipol sistema može veoma efikasno koristiti u regionalnoj fazi prospekcije, bez obzira na veličinu rastojanja profila. U takvim slučajevima daleko je pogodnije u poređenju sa njenom primenom pri ostalim elektrodnim konfiguracijama.

U primerima kojima će se prikazati rezultati regionalnih ispitivanja primenom metode IP korišćena je impulsna varijanta. Rastojanja profila su 0,5 km i 1,0 km. Rasponi između strujnih elektroda su do 2000 m. U terenskom postupku korišćeni su gradijentni i simetrični rasporedi elektroda. Kod gradijentnog sistema zbog velikog rastojanja L vršena su specijalna uzemljenja, a kod simetričnog, sa manjim rasponima L, zadovoljavala su i obična uzemljenja. U prvom slučaju jačina snaga napajanja je varirala do 10 kW a kod drugog do 2 kW.

U periodu koji je pred nama, naša nastojanja biće usmerena na rešavanje problema postizanja većih dubinskih zahvata, odnosno obezbeđenja tehnike koja će zadovoljiti takve zahteve. Ovo međutim, podrazumeva jasan stav geologa po pitanju prihvatanja koncepcije, koja uključuje uvođenje metode IP u fazu regionalnih ispitivanja. Struktura koštanja pojedinih vidova prospekcije u fazi regionalnih ispitivanja i rezultati njihovog pojedinačnog doprinosa razjašnjenju problema, vezanih za otkrivanje novih ležišta bakra, olova, cinka i dr., pokazuju da metoda IP u procesu regionalne prospekcije je ekonomična, pa je stoga treba koristiti. Ako se ovakvo stanovište usvoji pri projektovanju regionalnih istraživanja, onda

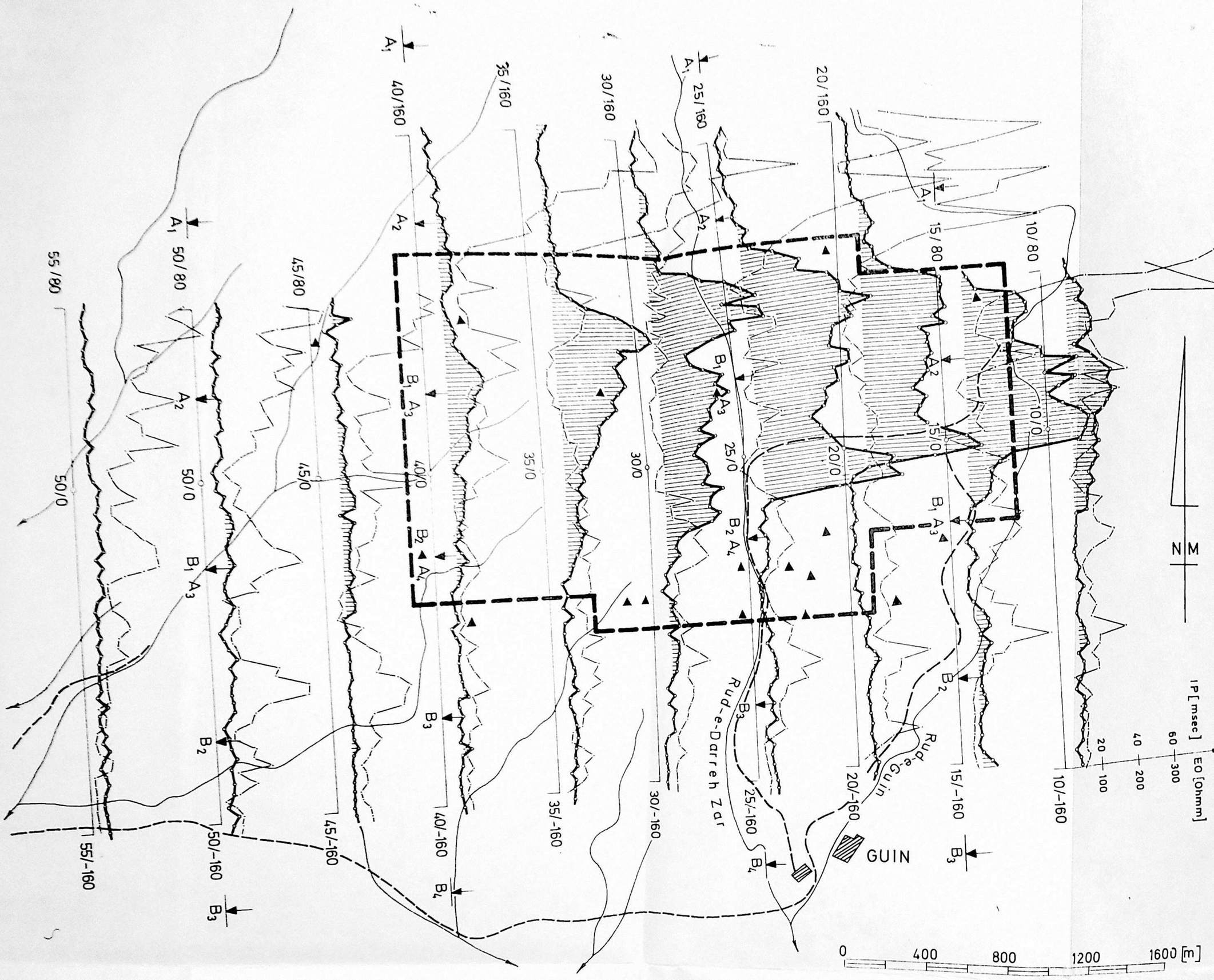
će od strane geofizičara biti rešeni problemi vezani za obezbeđenje odgovarajuće tehnike i izbor najpovoljnije metodologije korišćenja metoda IP u fazi ispitivanja regionalnog (poludetaljnog) karaktera.

Rezultati regionalnih ispitivanja IP u Kermanskoj oblasti — Darreh Zar

Jedan od karakterističnih primera naše uspešne primene regionalnih ispitivanja je u oblasti Kermana — Iran. Ovde je u okviru projekta kompleksnih istraživanja bakra ukupno izvedeno oko 800 km, regionalnih ispitivanja izazvane polarizacije. Najvećim delom merenja su vršena duž profila sa međusobnim rastojanjima od 500 m i tačkama opažanja na rastojanjima od 40 m. Ova ispitivanja, mada regionalnog karaktera, nazivali smo poludetaljnim, kako bi ih razlikovali od regionalnih geoloških, aerogeofizičkih i geohemijskih ispitivanja, koja su im prethodila. Gustina mreže tačaka ispitivanja IP (500×40 m) bila je zadovoljavajuća s obzirom na relativno visok stepen otkrivenosti terena, što je uslovljavalo olakšanu lokalizaciju perspektivnih područja u prethodnoj fazi prospekcije. Ova gustina je bila zadovoljavajuća s obzirom i na dimenzije objekta koji su očekivani i istraživani. Naime, istraživanja su bila usmerena na indiciranje i okonturivanje prostora sulfidne mineralizacije kao potencijalnih nosilaca porfirskih ležišta bakra.

Od interesa je ukratko izneti — koji postupak je prethodio izdvajanju terena za regionalna ispitivanja IP. S obzirom na znatnu otkrivenost rudonosnih formacija i nizak stepen istraženosti oblasti u celini, samo pojedini njeni, manji delovi su izdvajani kao najperspektivniji i istraživani na ovaj način. Ustvari, u Kermanskoj oblasti, prvom fazom radova, koji su obuhvatili aerogeofizička ispitivanja, geološko kartiranje i geološku prospekciju, izdvajana su kao perspektivna područja reda veličine oko 100 km². Ona su zatim prekrivena geohemijskom prospekcijom korišćenjem potočnih taloga. Unutar ovih područja vršena su i regionalna ispitivanja IP, ali samo na onim delovima terena, gde se na osnovu dva ili više kriterijuma utvrdilo da se radi o najperspektivnijim prostorima. Osnovni kriterijumi za ocenu perspektivnosti bili su: prisustvo intruziva kvarcdioritskog sastava i odgovarajućih tektonskih struktura, prisustvo alteracije i odgovarajućeg tipa hidrotermalnih izmena kako unutar intruziva, tako i u okolnim stenama, zatim, prisustvo sulfidne mineralizacije praćene mineralima bakra i prisustvo geohemijskih anomalija bakra i molibdena. Dakle, ovako selektovani tereni podvrgnuti su regionalnim ispitivanjima izazvane polarizacije. Njihova površina je bila različita i dostizala je i do 50 km². Ispitivanja IP regionalnog karaktera, rezultirala su užom lokalizacijom mineralizovanih prostora, koji su u narednoj fazi istraživanja prekrivani detaljnim ispitivanjima IP. Na ovaj način ukupno je detaljno ispitano oko 80 km². Površine pojedinačnih detaljno istraživanih lokalnosti variraju do 10 km².

Ovde ćemo izneti rezultate regionalnih ispitivanja IP u području Darreh Zar, gde je gore naveden postupak doveo do otkrivanja ležišta bakra od ekonomskog značaja. U konkretnom slučaju, izdvojena je površina od oko 20 km² kao perspektivna i od interesa za regionalna ispitivanja IP. U terenskom postupku korišćen je gradijentni raspored elektroda sa AB=1,6 km, što je omogućilo znatan dubinski zahvat. Navedeno rasto-



Sl. 1. — Dijagrami regionalnih ispitivanja izazvane polarizacije područja Darreh Zar (Kerman — Iran)

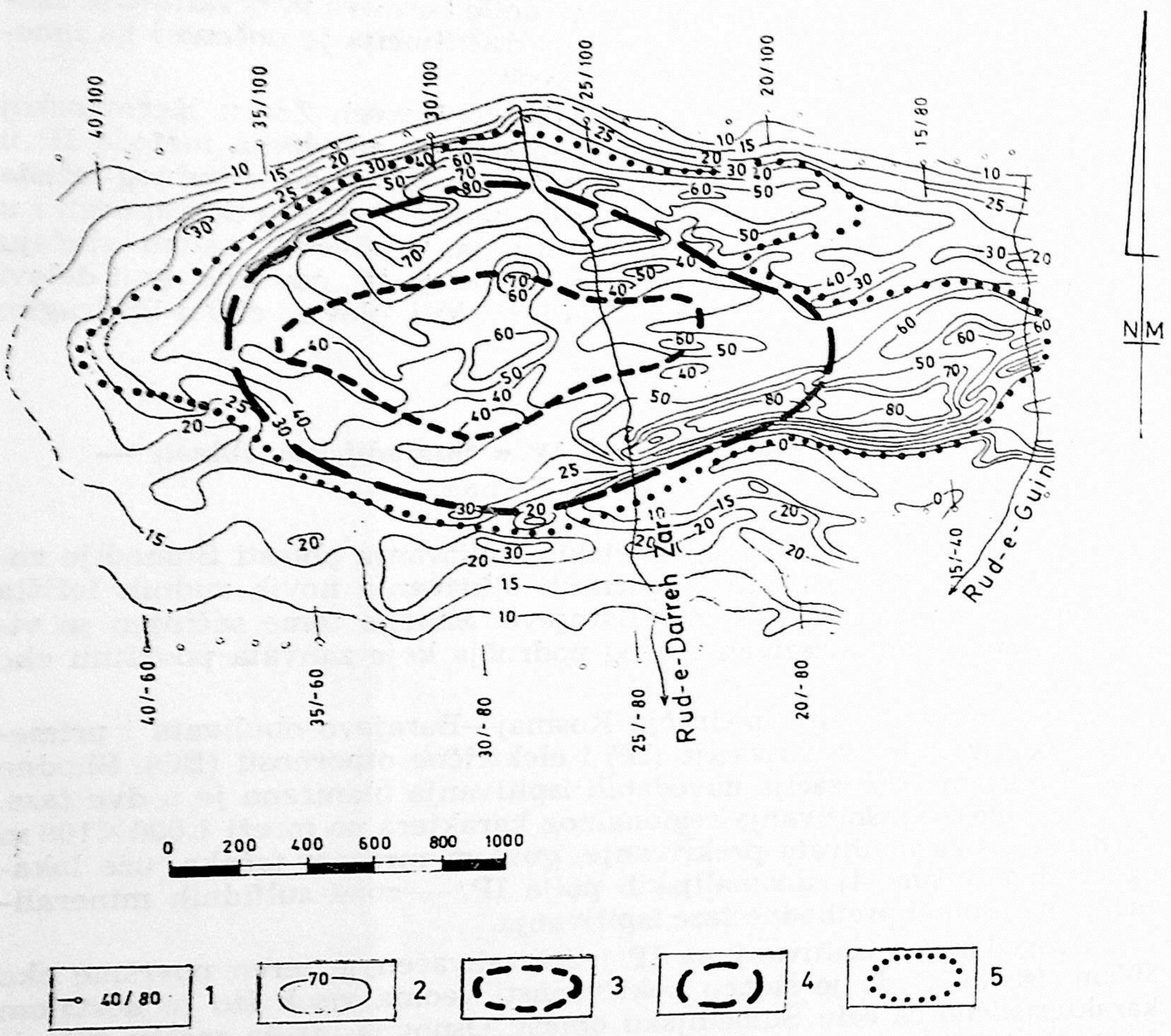
1. — Oznaka profila; 2. — put; 3. — selo; 4. — sekundarna mineralizacija bakra; 5. — položaj uzemljenja; 6. — dijagram IP; 7. — dijagram električne otpornosti; 8. — anomalije IP; 9. — površina izdvojena za detaljna ispitivanja.

Fig. 1. — Diagrams of regional induced polraization investigation of Darreh Zar area (Kerman — Iran

1. — Mark of profile; 2. — road; 3. — village; 4. — secondary copper mineralization; 5. — position of grounding; 6. — IP diagram; 7. — resistivity diagram; 8. — IP anomalies; 9. — area delineated for detailed exploration.

janje strujnih elektroda međusobna udaljenost profila od 0,5 km i raspolaganje opremom velike snage, obezbedili su izvođenje merenja IP na tri profila pri istom uzemljenju. Da bi zadovoljili uslov približno iste dubine ispitivanja, merenja su vršena samo u srednjoj trećini sistema.

Dobijeni rezultati su prikazani u vidu dijagrama izazvane polarizacije i električne otpornosti (sl. 1). Na osnovu izrazitih anomalijskih vrednosti IP niskih vrednosti EO jasno se izdvaja prostor sulfidne mineralizacije. Maksimalna metalizacija je u centralnom i istočnom delu ovog prostora. Ukupna površina terena, okonturena na osnovu regionalnih ispitivanja i predviđena za detaljna istraživanja, iznosi svega oko 5 km². Prikazani re-

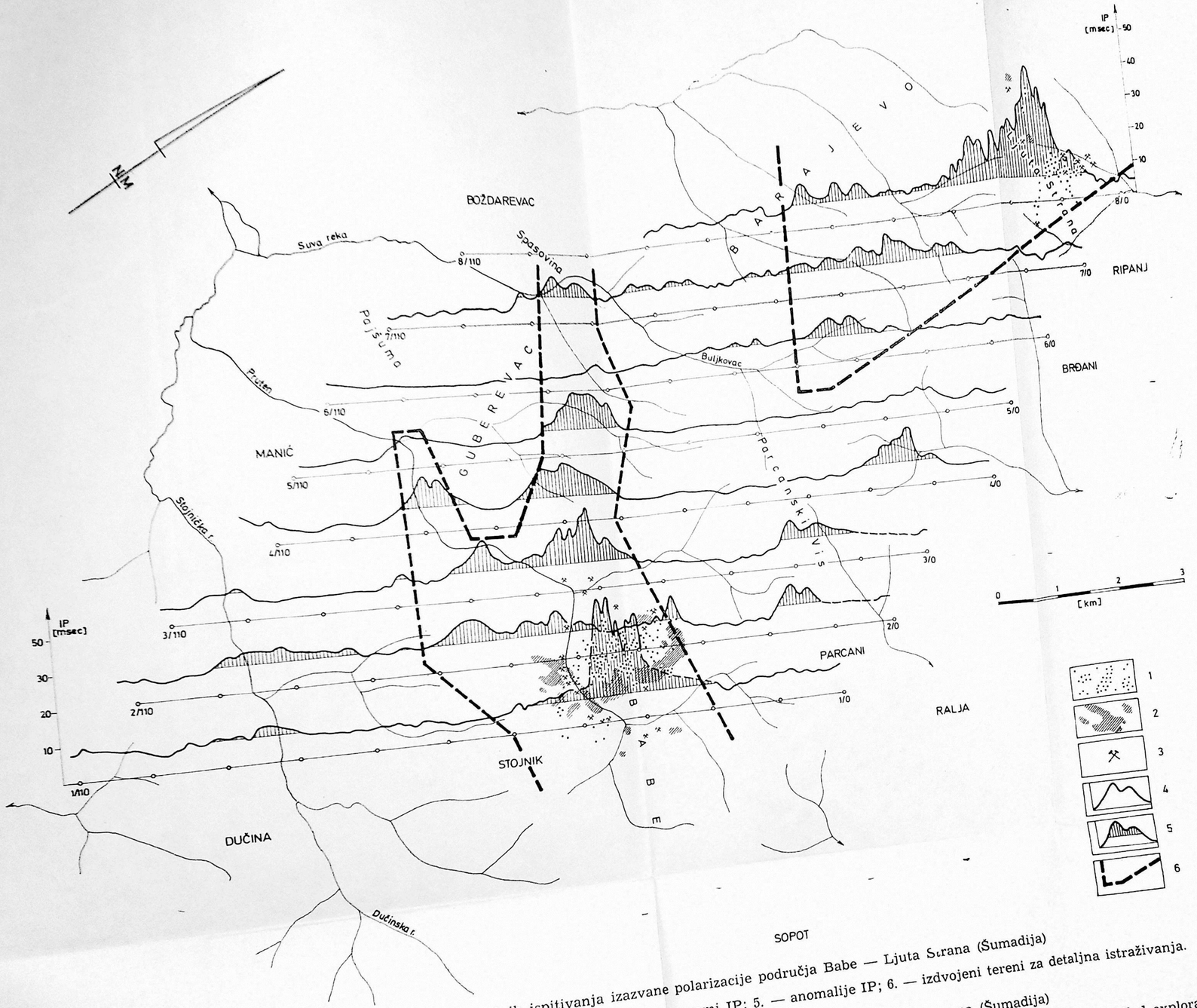


Sl. 2. — Karta izazvane polarizacije lokalnosti Darreh Zar

1. — Oznaka profila; 2. — izolinije IP (msec); 3. — primarna mineralizacija bakra (preko 0,4% Cu); 4. — primarna mineralizacija bakra (preko 0,15% Cu); 5. — intenzivna piritizacija.

Fig. 2. — Induced polarization map of Darreh Zar locality

1. — Mark of profile; 2. — IP isolines (msec); 3. — primary copper mineralization (more than 0,4% Cu); 4. — primary copper mineralization (more than 0,15% Cu); 5. — intensive pyritization.



Sl. 3. — Rezultati regionalnih ispitivanja izazvane polarizacije područja Babe — Ljuta Strana (Šumadija)

1. — Stari radovi (pinge); 2. — šljačišta; 3. — rudarski radovi; 4. — dijagrami IP; 5. — anomalije IP; 6. — izdvojeni tereni za detaljna istraživanja.

Fig. 3. — Results of regional induced polarization exploration of Babe — Ljuta Strana area (Šumadija)

1. — Old workings (old pits-pinges); 2. — slags; 3. — mining workings; 4. — IP diagrams; 5. — IP anomalies; 6. — area delineated for detailed exploration.

zultati sasvim jasno ukazuju da se radi o relativno širokoj zoni sulfidne mineralizacije pružanja približno istok—zapad. Istovremeno moglo se zaključiti da se mineralizacija najverovatnije prostire do velike dubine. Zona se odlikuje velikom heterogenošću električnih otpornosti, što je posledica različitih tipova i stepena alteracije, ali u celini joj odgovaraju niže vrednosti ovog parametra.

Na slici broj 2 prikazani su rezultati ispitivanja IP u fazi detaljnih radova koji su izvođeni po mreži 100×20 m. Pored konfiguracije anomalija IP dati su i osnovni rezultati bakronosne mineralizacije, utvrđene istražnim bušenjem. Ono što je veoma karakteristično na Darreh Zaru jeste koncentričan položaj zona bogatih sulfidima. Naime, dok praktično čitava anomalija IP odgovara piritizaciji, dotle bakrova mineralizacija zauzima centralni položaj anomalije. Ovakva distribucija je uočena i na mnogim drugim ležištima porfirskog tipa u svetu.

Naveden primer otkrivanja ležišta bakra Darreh Zar u Kermanskoj oblasti, nesumnjivo govori u prilog neophodnosti uvođenja metode IP u fazi regionalne prospekcije. I ovde se potvrdila istina da sulfidnog ležišta nema izvan anomalije IP, što samo po sebi nameće potrebu postupnosti i u ispitivanjima izazvane polarizacije. Osim toga, u svakom datom slučaju mogu se utvrditi zakonitosti koji delovi anomalija IP, odnosno, koji delovi sulfidne zone su rudonosni bilo da se radi o bakru, olovu i cinku ili drugim metalima.

Rezultati regionalnih ispitivanja IP u Šumadijskoj oblasti — Babe—Ljuta Strana

Na osnovu rezultata aeromagnetskih ispitivanja oblasti Šumadije zaključeno je da se u pogledu mogućnosti otkrivanja novih rudnih ležišta posebno ističe područje Kosmaj—Barajevo. Shodno tome sačinjen je višegodišnji program istraživanja ovog područja koje zahvata površinu oko 200 km².

Program istraživanja područja Kosmaj—Barajevo obuhvata i primenu metode izazvane polarizacije (IP) i električne otpornosti (EO). Shodno ovom Programu realizacija navedenih ispitivanja planirana je u dve faze. Prva se odnosi na ispitivanja regionalnog karaktera po mreži 1.000×100 m (50 m), a druga obuhvata prekrivanje, gušćom mrežom tačaka, uže lokalizovanih površina, tj. anomalijskih polja IP — zona sulfidnih mineralizacija, na osnovu prethodne faze ispitivanja.

Ovogodišnjim ispitivanjima IP i EO zahvaćen je teren površine oko 80 km² (sl. 3). Ovde je stepen pokrivenosti veoma visok što je uostalom karakteristično za celu Šumadijsku oblast. Osnovna mreža tačaka bila je 1.000 m×100 m, a samo duž karakterističnih delova pojedinih profila merenja su vršena i na 50 m. Korišćen je simetrični elektrodni sistem pri rastojanjima AB=600 m i MN=100 m. Dakle, ceo sistem obezbeđenja strujnog i potencijalnog kola, zajedno sa odgovarajućom opremom, pokretan je za svaku tačku merenja duž profila, što predstavlja obiman posao s obzirom na veliku površinu ispitivanog terena. Ispitivanja su vršena duž profila orijentisanih približno u pravcu SI—JZ. Krajnji profili mreže tačaka ispitivanja seku poznata rudišta Babe i Ljuta Strana, koja su u

prošlosti dugo eksploatisana o čemu svedoče brojni tragovi antičkih i srednjevekovnih rudarskih radova sa ostacima ogromnih šljačišta. Ona su istraživana i u novije vreme, a obimniji radovi su vršeni u periodu 1965—1973. god.

Dobijeni podaci ukazuju na izrazitu kontrastnost ispitivanih parametara IP i EO na istraživanom terenu. Fonske vrednosti IP variraju od nekoliko milisekundi (msec) do oko 8—10 msec. Intenziteti EO se menjaju u širokim granicama — od nekoliko desetina ommetara (Ohmm) za neogene sedimente do nekoliko stotina Ohmm za terene izgrađene od krednih sedimenata.

Na osnovu rezultata ovogodišnjih ispitivanja utvrđeno je da se poznata orudnjenja Babe i Ljuta Strana nalaze u zonama sulfidnih mineralizacija znatnih razmera (sl. 3). Odgovarajuće anomalije IP jasno indiciraju položaj ovih zona intenzitetima od oko 10 msec do 38 msec (Babe — profil 1) i do 42 msec (Ljuta Strana — profil 8). Najizrazitije vrednosti IP su registrovane u domenu tragova starog rudarenja, odnosno tamo gde rudonosna sulfidna mineralizacija izbija na površinu terena. Ovim prostorima odgovaraju i najuočljivija sniženja EO (ispod 100 Ohmm) što ukazuje na alterisane petrografske članove krednog fliša.

Shodno položaju indikacija IP, može se reći da zone sulfidne mineralizacije Babe i Ljuta Strana ne pripadaju istoj geološko-tektonskoj strukturi, već su kontrolisane dvema koje izgleda imaju različitu orijentaciju o čemu će se moći tačnije govoriti tek nakon okončanja prve faze istraživanja celog područja Kosmaj—Barajevo. Obe zone se odlikuju veoma neravnomernom prostornom distribucijom metaličnih minerala kao osnovnih uzročnika fenomena izazvane polarizacije na ovom terenu.

Opšti pravac pružanja anomalijske zone IP Babe—Guberevac je IJI—ZSZ. Prema zapadu, odnosno ZSZ, ona se prostire od profila 1 širinom preko 2 km do sela Guberevac, a indicira se na dužini oko 3 km (sl. 3). Od Guberevca pa dalje prema ZSZ, zona se grana, sužava na ispod 1 km i iščezava ili njen uzročnik duboko tone posle 1 km prema Pajšumi, odnosno nakon 3 km prema Spasovini. U pravcu istoka, odnosno IJI, anomalija IP je otvorena, a odgovarajuća zona sulfidne mineralizacije se prostire preko sela Babe prema Sopotu, što će se utvrditi daljim ispitivanjima ovog područja.

Rudonosna zona sulfidne mineralizacije Ljuta Strana ima svoje izdanke na padinama i u obližnjim potocima istoimenog brda, zapadno od Ripnja (sl. 3). Ovde su na profilu 8 registrovane i najveće vrednosti IP. Anomalijska zona se prostire unutar ispitivanog terena prema jugu u pravcu Parcanskog Visa, na dužini oko 5 km. Sudeći prema neznatnim povećanjima IP na profilima 7 i 8, moglo bi se pretpostaviti da se zona u južnom delu grana u pravcu severozapada. Širina mineralizovane zone Ljuta Strana je skoro 2 km. U pravcu severa, odnosno SZ, odgovarajuća anomalija IP je otvorena pa će se o položaju i ove zone, kao i o njenim konturama, određenije govoriti posle završetka prve faze istraživanja celog područja Kosmaj—Barajevo.

Osim anomalijskih zona IP Babe—Guberevac i Ljuta Strana, registrovane su još dve anomalije znatno nižih maksimalnih intenziteta. Jedna se nalazi jugozapadno od anomalije IP Babe—Guberevac, a druga je istočno od Parcanskog Visa (sl. 3). Za ovu poslednju moglo bi se u ovom momentu

pretpostaviti da predstavlja ogranak mineralizovane zone Ljuta Strana. U svakom slučaju, obe anomalije, bez obzira što zahvataju relativno mali prostor, zaslužuju da se utvrdi priroda njihovog uzročnika i eventualna njihova veza sa sulfidnim zonama Ljute Strane i Babe—Guberevac, što će biti predmet ispitivanja u fazi detaljnih istraživanja.

Osnovni rezultat izvršenih ispitivanja u jednom delu područja Kosmaj—Barajevo sastoji se u jasno definisanim granicama najperspektivnijih terena za dalja, detaljna ispitivanja s obzirom na kriterijum izazvane polarizacije (sl. 3). Posle završetka geofizičkih ispitivanja i ostalih vidova istraživanja u celom području, perspektivni tereni će biti u celini okonturen, a potom prekriveni detaljnim ispitivanjima IP kako bi se što tačnije odredile granice indiciranih zona sulfidne mineralizacije, opšta distribucija sulfida unutar ovih zona i prostornog položaja uzročnika anomalija IP sa maksimalnim koncentracijama metaličnih minerala. Bez obzira na rezultate ostalih vidova istraživanja ovog područja, koje obuhvata prva faza, biće u svakom slučaju neophodno da se izdvojeni tereni — anomalijska polja IP — u celini prekriju detaljnim istraživanjima primenom metode izazvane polarizacije sa ciljem koji je gore definisan.

ZAKLJUČAK

U procesu indiciranja novih ležišta mineralnih sirovina, a naročito obojenih metala, neophodno je primenjivati metodu izazvane polarizacije u fazama. Pri tome, sasvim je opravdano ići u prvoj fazi na ispitivanja regionalnog karaktera, koja imaju za osnovni cilj otkrivanje prisustva sulfidnih mineralizacija i izdvajanje zona metalizacije, tj. okonturivanje prostora koji su najperspektivniji kao mogući nosioci traženog orudnjenja.

Tek posle prve faze ispitivanja mogu se pouzdano i celishodno planirati tereni za detaljna istraživanja. Ona uključuju i prekrivanje izdvojenih terena detaljnim ispitivanjima IP u cilju što tačnije odredbe granice indiciranih zona sulfidne mineralizacije, opšte distribucije metaličnih minerala unutar ovih zona i prostornog položaja uzročnika anomalija IP.

Iz datih primera u ovom radu i prakse u svetu sledi da rastojanja između profila, duž kojih se vrše ispitivanja IP regionalnog karaktera, zavise od konkretnog slučaja i da se kreću od 200 m do 1.000 m. Odstojanja tačaka merenja duž profila su najčešće od 40 do 100 m. Red veličina pojedinih površina, koje se prekrivaju ovim ispitivanjima, variraju od nekoliko desetina do preko 1.000 km^2.

Ispitivanja IP regionalnog karaktera omogućavaju smanjivanje potencijalno interesantnih metalogenih oblasti i područja na najperspektivnije terene čije površine, po pravilu, ne prelaze 20% od površina izdvojenih prethodnim geološko-aerogeofizičko-geohemijskim regionalnim ispitivanjima.

Posebno naglašavamo da rezultati primene metode IP predstavljaju dragocen doprinos pri ovom vidu njenog korišćenja bez obzira da li se radi o manifestacijama rudonosnog karaktera koje se mogu registrovati na današnjem erozionom nivou ili ne. Pogotovu je nesumnjiv doprinos metode IP kada se radi o terenima gde su ove manifestacije prekrivene mlađim geološkim formacijama.

LITERATURA

1. Barjaktarević D., Nikolić A. et. al., 1971: — Završni izveštaj o istraživanju olovo-cinkovih rudnih mineralizacija u rudnom području Kosmaj — Barajevo u 1970. godini. Fond str. dok. Rudnika »Rudnik«.
2. Hendrick D. M., Fountain D. K., 1970: — Induced polarization as and exploration tool. Noranda area, Quebec, Paper presented at the 72 and Annual General Meeting of CIM, Toronto.
3. Komarov V. A., Šapovalov O. M., et al. 1964: — Primenenia metoda vizvanoj polarizaciji pri poiskah rudnih mestoroždenij, izdavateljstvo »Nedra«, Moskva.
4. Komarov V. A., 1972: — Elektrorazvedka metodom vizvanoj polarizaciji, »Nedra«, Moskva.
5. Luković S., 1958: — Geološko-petrološka studija Kosmaja, Glasnik Prirodnjačkog muzeja u Beogradu, serija A., knjiga 10.
6. Marković B., Pavlović Z., et. al. 1968: — Završni godišnji izveštaj o regionalnim geološkim istraživanjima u području Šumadije u 1967. godini, Fond str. dok. Rudnik »Rudnik«.
7. Milić R., Vuković M., 1972: — Izveštaj o istraživanjima olovo-cinkove mineralizacije u rudnom području Kosmaj—Babe u 1971. godini. Fond str. dok. Rudnik »Rudnik«.
8. Pavlović Z., Marković O., et. al. 1967: — Završni godišnji izveštaj o regionalnim geološkim istraživanjima u području Šumadije u 1966. godini. Fond str. dok. Rudnik »Rudnik«.
9. Simić V., 1970: — Report on the geophysical exploration — Kerman region, Geological Survey of Iran, Teheran.
10. Simić V., 1972: — Izveštaj o regionalnim ispitivanjima IP područja Bukovi, Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
11. Simić V., 1973: — Izveštaj o regionalnim ispitivanjima IP područja Ruplje — Brdo, Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
12. Simić V., Višić S., 1973: — Induced polarization and resistivity exploration of copper in Kerman region — Iran, Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
13. Simić V., Višiić S., 1973: — Ground geophysical exploration, Exploration for ore deposits in Kerman region, Geological, Survey of Iran, Teheran.
14. Višić S., Zelenka J., 1971: — Report on the geophysical exploration — Kerman region, Geological Survey of Iran, Teheran.
15. Višić S., 1972: — Report on the geophysical exploration — Kerman region, Geological Survey of Iran, Teheran.
16. Višić S., Simić V., 1973: — O metodi izazvane polarizacije, njenom mestu i ulozi pri istraživanju olova i cinka, I Savetovanje o istraživanju olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ, Trepča.
17. Višić S., 1974: — Rezultati regionalnih ispitivanja IP u području Babe — Ljuta Strana — Šumadija. Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
18. Vukašinović S., 1970: — Neki novi podaci o geološko-strukturnom sklopu Šumadije (na bazi rezultata aeromagnetskih ispitivanja), VII Kongres geologa Jugoslavije, Zagreb.
19. Vukašinović S., 1972: — Interpretacija aeromagnetske anomalije Kosmaj — Barajevo, Radovi IGRI, sv. 8, Beograd.
20. Vukašinović S., 1973: — Izveštaj o aeromagnetskim ispitivanjima Šumadije (izvršenim 1972. god. sa protonskim magnetometrom). Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
21. Vukašinović S., 1973: — Prethodno proučavanje aeromagnetske anomalije Kosmaj — Barajevo i program daljih istraživanja, Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
22. Vukašinović S., 1973: — O geotektonskom položaju magmata i orudnjenja Zb-Zn na području Unutrašnjih Dinarida sa osvrtom na selekciju rudno-perspektivnih terena, I Savetovanje o istraživanju olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ, Trepča.
23. Vuković M., Timotijević Z., 1973: — Izveštaj o regionalnim istraživanjima mineralogenog područja Šumadije u 1972. godini, Fond str. dok. Rudnika »Rudnik«.

Summary

STANISLAV VIŠIĆ*
VLADAN SIMIĆ*

ON THE NECESSITY OF IP RECONNAISSANCE SURVEY IN THE EXPLORATION FOR SULPHIDE MINERALIZATION

In the procedure of ore deposit explorations, especialy for base metals, it is necessary to apply inducet polarization (IP) method indhases: Therefore, it is justfied to start in the first phase with IP exploration of regional character or reconnaissance surevy. The main goal of such type of exploration should be the discovery of the presence of sulphide mineralization and delineation of metalization zones. On this way the most promissing areas as the possible ore bearing ones, will be outlined. After the first phase of the exploration it is possible to direct more preciselly detailed exploration. This exploration includes covering the selected areas by detailed IP investigation. The main aim of such exploration would be the precise determination of indicated zones of sulphide mineralization, general distribution of metalic minerals within the zone, spatial position of disturbing bodhs of IP anomalies.

According to the presented case hystories and world experience it is most useful to apply profile spacing from 200 to 1.000 m, and station interval from up to 100 m. The grid of exploration depands on the local geological and other field conditions. The order of magnitude of surfaces wich can be covered by IP reconnaissance investigation varies from several tens up to more than one thousand square kilometres.

Applying IP reconnaissance survey it is possible to reduce the prospective area delineated by regional geological, airborne geophysical and geochemical prospection, to the most promissing surfaces wich are, as a rule, about 20% of original one.

Finally, we would like to emphasize that the results of IP reconnaissance survey are of greate importance nevermind, eitner ore-bearing formations are outcroping or not. Especially, this kind of IP exploration is of great value in the cases when the ore-bearing formations are covered by younger geological formations.

* Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd.

Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 10, 1975. god.

NADEŽDA KRSTIĆ

UDK: 565.33:551.782

OSTRAKODI KONGERIJSKIH SLOJEVA: 7. VRSTA RODA CYPRIA I NEKE DRUGE NEDOVOLJNO DEFINISANE FORME

(sa 3 slike i 2 table)

Rodovi Cypria, Cyclocypris i Pontoparta(?) iz podfamilije Candoninae nisu česti u kongerijskim slojevima, kao ni rod Cyprois iz podfamilije Cypridinae. Od ova četiri roda najčešće se sreću predstavnici roda Cypria.

Odredba roda Pontoparta nije sigurna i nije isključeno da su to predstavnici roda Cytherois iz familije Cytherideidae. U ovaj članak uključen je i rod Cyprois iz podfamilije Cypridinae, jer su njegovi fosilni predstavnici ponekad uključivani u rod Cypria, što sam i ja prvobitno učinila, a odredbu sam ispravila kad mi je V. V. Sinegub (Kišinjev) skrenuo pažnju na rod Cyprois. Koristim priliku da mu se zahvalim.

Rod CYPRIA, Zenker, 1854.

Tipična vrsta: *Cypria punctata striata* Zenker, 1854.

Vrste roda Cypria brojne su u kongerijskim slojevima, ali ni izdaleka tako brojne i raznovrsne kao predstavnici roda Candona.

Opis: Okruglasta ljuštura je slabo ispupčena i srednje veličine. Bez vidljivih uglova dorzalni kraj prelazi u prednji i zadnji a ovi u ventralni. Unutrašnji obod i pojas srastanja uzani, pojas srastanja je uži na desnom nego na levom kapku. Marginalni kanali su tanki, kratki i retki. Površina ljušturice uglavnom glatka. Aduktor ostavlja šest manje-više horizontalnih otisaka: gornji otisak je najveći, a ostalih pet poređani su ispod njega u vidu rozete, s tim što su dva donja otiska sasvim mali i okruglasti. Otisci polnih žlezda jedva se mogu uočiti na pojedinim primercima (ovarium), a polni dimorfizam je slabo izražen.[1]

Cypria siboviki n. sp.

Tab. I, sl. 1, 2

Ime: prema lokalnosti u kojoj je nađena.
Holotip: L ženke(?), br. 0—315, Prirodnjački muzej, Beograd.
Paratipoidi: 36 L i D odraslih i larvi, br. 0—316.

[1] Zbog toga na tablama nisu stavljene oznake za mužjaka i ženku, ali su uvek prikazane odrasle individue ukoliko nije naglašeno da su u pitanju larve.

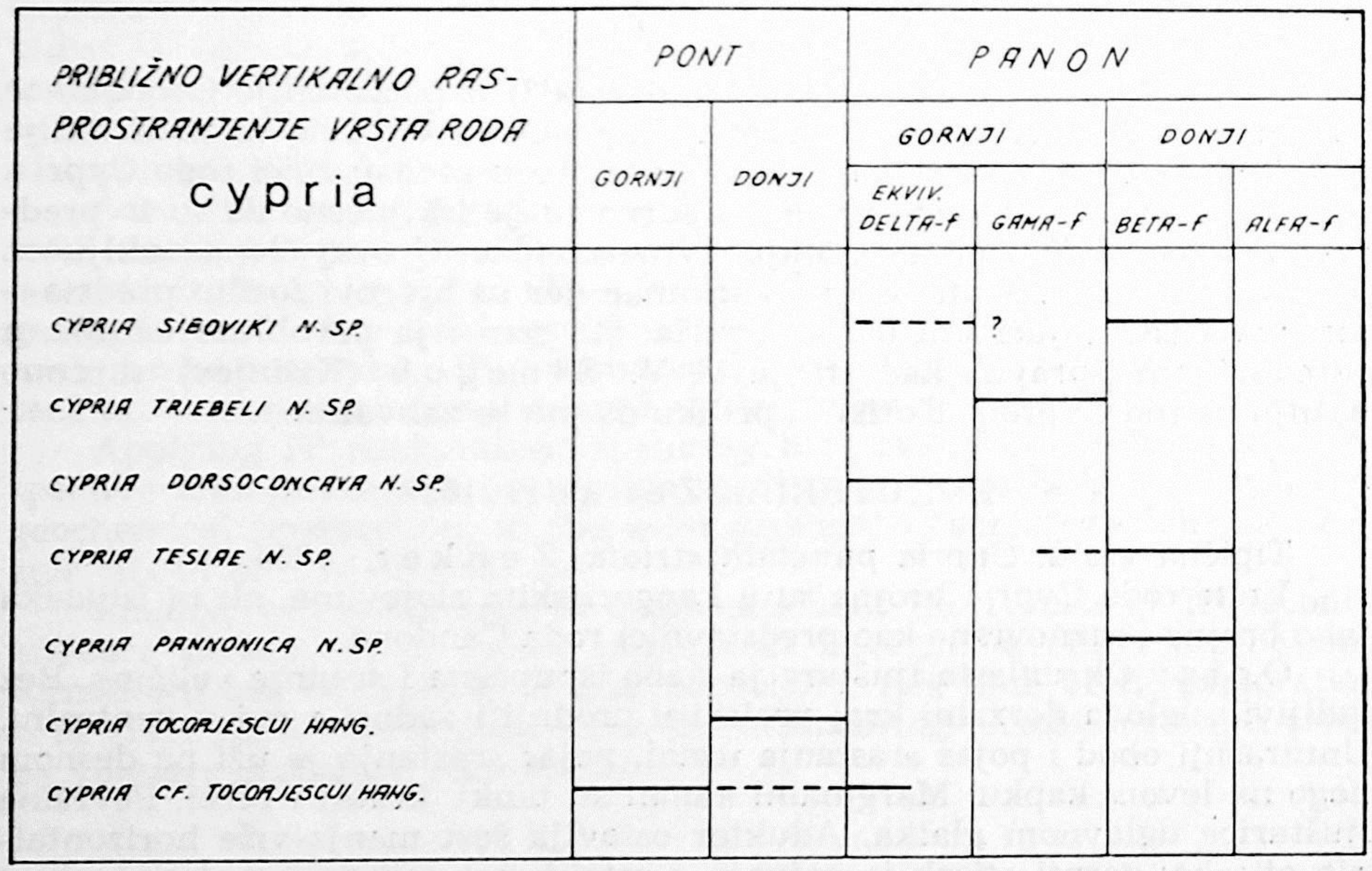
Tipično nalazište: Velika Moštanica, potok Sibovik, tačka 7/2.

Tipičan nivo: donji panon, zona sa *Hemicytheria tenuistriata.*

O p i s : Ljušturica visoka, okruglasto-trouglasta, mala. Dorzalni kraj L uzano zaokrugljen, prednji i zadnji simetrični, ventralni ispupčen. D ima laka udubljenja na prelazu dorzalnog u prednji, odnosno zadnji kraj i konkavan ventralni kraj. Ostali detalji kao u opisu roda.

D i m e n z i j e f o t o g r a f i s a n i h p r i m e r a k a : holotip: d—0,57, v—0,46; paratipoid: D: d—0,57, v—0,42 mm.

N a l a z i š t a : Najbrojnija je u beta-fazi ma da se pojedini primerci javljaju i u alfa-fazi. Alfa-faza: Beograd (Severni bulevar i dr.). Beta-faza: više izdanaka u Velikoj Moštanici (u potoku Siboviku), u Makišu i Beogradu (ugao Jaseničke i Vojislava Ilića itd.), a u Bosni u okolini Prnjavora (tačka 194).



S r o d n o s t i : Spada u istu grupu sa *Cypria triebeli* n. sp., ali je kod *Cypria triebeli* dorzalni kraj na L zaravnjen, a na D blaže lučan nego kod *C. siboviki.* Asimetrija prednjeg i zadnjeg kraja veća je na D vrste *Cypria triebeli.* Osim toga *C. triebeli* je znatno krupnija.

Nekoliko primeraka jedne krupnije podvrste vrste *C. triebeli* (tab. I, sl. 3) nađeno je u završnim partijama panona Boždarevca (zona sa *Typhlocyprella lineocypriformis).* Veličina fotografisanog L ženke je: d—0,66, v—0,49 mm. Da nije nađena ova forma u završnim partijama panona moglo bi se pretpostaviti da je *C. siboviki,* iz donjeg panona, predak vrste *C. triebeli* iz gornjeg panona.

Cypria triebeli n. s p.
Sl. 1—2; tab. I, sl. 4, 5

? 1963. — *Cypria* s p. — S o k a č: str. 393, tab, II, sl. 3.

Ime: prema Dr E. T r i e b e l-u (pok.), ostrakodologu iz Frankfurta na Majni.

Holotip: L ženke?, br. 0—317, Prirodnjački muzej, Beograd.

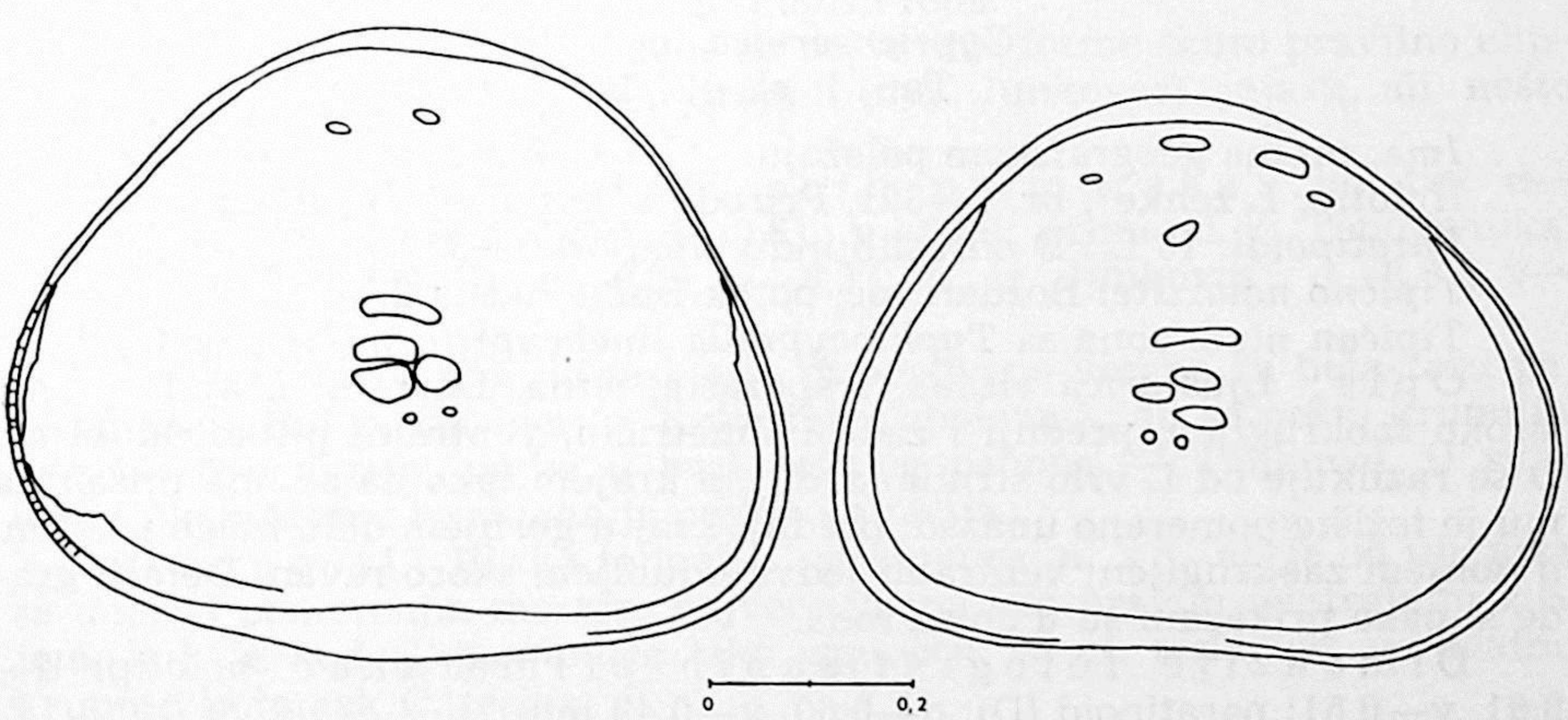
Paratipoidi: 17 L i D celih i oštećenih odraslih individua i veći broj larvi, br. 0—318.

Tipično nalazište: Vrčin, kuća V. Kuzmanovića kod autoputa.

Tipičan nivo: zona sa *Hemicytheria croatica* gornjeg panona.

O p i s : Subtrapezna, krupna Cypria, visoke ljušturice. Dorzalni kraj L je široko zaokrugljen i skoro prav, ali kratak; prednji i zadnji su skoro simetrični; ventralni ispupčen. D ima široko zaokrugljen, lučan dorzalni kraj; prednji mnogo blaže iskošen nego zadnji; ventralni lako udubljen. Detalji građe kao kod drugih cipria (v. opis roda). Na prelazu zone sa *Hemicytheria croatica* u zonu sa *Serbiella sagittosa* nalaze se primerci koji stoje između *C. triebeli* i *C. dorsoconcava* (Beograd, ul. Gavrila Principa br. 31).

D i m e n z i j e f o t o g r a f i s a n i h p r i m e r a k a : holotip: d—0,75, v—0,61; paratipoid: d—0,71, v—0,54; primerci iz Sarajevske ul. u Beogradu: L: d—0,74, v—0,60; D: d—0,73, v—0,54; primerak iz ul. Gavrila Principa :L: d—0,74, v—0,57 mm.



Slika 1 i 2. *Cypria triebeli* n. s p., 1. L ženke?, holotip, 2. D ženke?, paratipoid; gornji panon — zona sa *Hemicytheria croatica;* Vrčin, kuća V. Kuzmanovića kod autoputa.

Figs. 1 and 2. *Cypria triebeli* n. s p., 1. L female? — holotype, 2. R female? — paratype; Upper Pannonian — zone *Hemicytheria croatica;* Vrčin near Beograd.

N a l a z i š t a : *Cypria triebeli* je jedan od rukovodećih fosila gama-faze. Nađena je u velikom broju lokalnosti: Junkovac (u bušotinama), Velika Moštanica, Beograd, Vrčin; zatim u Bosni itd.

S r o d n o s t i : Bliska je vrsti *C. siboviki* (v. opis *C. siboviki*), ali je još bliža vrsti *C. dorsoconcava* sa kojom je spaja niz prelaznih oblika.

Cypria dorsoconcava n. sp.
Tab. I, sl., 8—11

Ime: po udubljenom dorzalnom kraju.
Holotip: L ženke?, br. 0—319, Prirodnjački muzej, Beograd.
Paratipoidi: 11 L i D odraslih individua, 29 L i D larvi, br. 0—320.
Tipično nalazište: Boždarevac, potok Bučje, tačka 2.
Tipičan nivo: zona sa *Typhlocyprella lineocypriformis.*

Opis: Ljušturica krupna, visoka, trapezasta. Dorzalni kraj L dug, udubljen, neosetno prelazi u međusobno skoro potpuno simetrične prednji i zadnji kraj; ventralni kraj lako ispupčen. D se razlikuje od L kraćim i manje udubljenim dorzalnim, asimetričnim prednjim i zadnjim i konkavnim ventralnim krajem. Ostali detalji u opisu roda.

Dimenzije fotografisanih primeraka: holotip: d—0,78, v—0,61; paratipoid (D ženke?): d—0,76, v—0,57; primerak iz zone sa *Serbiella sagittosa* Umke (naselje vikend kućica): d—0,71, v—0,56 mm.

Nalazišta: Konstatovana je u većem broju lokalnosti sa kaspibrakičnim ekvivalentima delta-faze za koje je karakteristična. Javlja se u obe zone u približno podjednakoj meri. Nažalost, nigde nije zastupljena velikim brojem individua te je zbog toga nađena samo u velikim probama: Arnajevo (put za Livade), Boždarevac, Umka, nekoliko lokalnosti u Vrčinu.

Srodnosti: Potomak je vrste *C. triebeli* iz gama faze (v. opis *C. triebeli).* Oblikom donekle podseća na *C. servica* od koje je veća (v. opis *C. servica).*

Cypria servica n. sp.
Tab. I, sl. 12, 13

Ime: prema geografskom položaju.
Holotip: L ženke?, br. 0—321, Prirodnjački muzej, Beograd.
Paratipoidi: 18 L i D odraslih individua, br. 0—322.
Tipično nalazište: Boždarevac, potok Bučje, tačka 2.
Tipičan nivo: zona sa *Typhlocyprella lineocypriformis* panona.

Opis: Ljušturica visoka, trapezasta, sitna. Dorzalni kraj L veoma široko zaokrugljen, prednji i zadnji simetrični, ventralni plitko udubljen. D se razlikuje od L vrlo strmim zadnjim krajem tako da se ima utisak da mu je težište pomereno unazad; prednji kraj u gornjem delu blago iskošen, u donjem zaokrugljen; ventralni jedva udubljen, skoro ravan. Detalji građe kapaka prikazani su u opisu roda.

Dimenzije fotografisanih primeraka: holotip: d—0,61, v—0,51; paratipoid (D): d—0,60, v—0,49 mm.

Nalazišta: Vreoci, Arnajevo, Veliki Borak, Boždarevac, Beograd, Vrčin i to samo u kaspibrakičnim ekvivalentima delta-faze.

Srodnosti: Ima sličnosti sa *C. dorsoconcava* ali joj nije srodna. Od *C. dorsoconcava* razlikuje se zaokrugljenijim dorzalnim krajem, koji je kod *C. dorsoconcava,* kako joj ime kaže, udubljen, i manjim dimenzijama.

Cypria sp. 39
Tab. I, sl. 14, 15

Jedna asimetrična, krupna (D: d—0,81, v—0,59 mm) Cypria, čiji se oblik može videti sa fotografija, nađena je u gama-fazi razvoja ostrakodske faune, u bušotini 612/64 na 59—62 m dubine u Junkovcima, kao i u Velikoj Moštanici na izdanku 17.

Cypria aff. *abbreviata* (R e u s s)
Tab. II, sl. 1, 2

Jedna srazmerno niska, sitna (L: d—0,65, v—0,42; D: d—0,64, v—0,40 mm) Cypria, sa dugim, pravim dorzalnim krajem, u velikoj meri podseća na vrstu koju je opisao A. R e u s s (1850) iz Moosbrunn-a (panon G) u Bečkom basenu. *Cypria* aff. *abbreviata* nađena je samo u gornjem pontu Belog Potoka (usek pruge kod potoka Konopljišta).

Cypria teslae n. s p.
Tab. II, sl. 3—5

Ime: po Nikoli Tesli, povodom stodvadesetogodišnjice njegovog rođenja.

Holotip: L ženke?, br. 0—323, Prirodnjački muzej u Beogradu.

Paratipoidi: 9 L i D odraslih individua, br. 0—324.

Tipično nalazište: Đurinci, potok Kokorin, sloj 18 (tačka 678 po D. Doliću).

Tipičan nivo: donji panon, zona sa *Hemicytheria tenuistriata.*

O p i s : Ljuštura srednje veličine, jajasta, sa najvećom visinom na zadnjoj polovini. Dorzalni kraj L lučan, neosetno prelazi u usko zaokrugljen prednji i široko zaokrugljen zadnji kraj; ventralni kraj ravan. D je nešto niži od L, sa blaže iskošenim zadnjim i udubljenijim ventralnim krajem. Ostali detalji su prikazani u opisu roda.

U nekim lokalnostima nađene su nešto niže forme skoro pravilno eliptičnog L (npr. Topolovnik), a u drugim (npr. Junkovac) jajasti, ali nešto krupniji oblici.

D i m e n z i j e f o t o g r a f i s a n i h p r i m e r a k a : holotip: d—0,63, v—0,43; paratipoid (D): d—0,61, v—0,39; primerci iz Topolovnika: L: d—0,58, v—0,39; D: d—0,56, v—0,37; L iz Junkovca: d—0,62, v—0,44 mm.

N a l a z i š t a : *Cypria teslae* je prvenstveno vezana za beta-fazu panona: Malo Bučje, Đurinci (p. Kokorin), Topolovnik, ali se nešto krupnija, verovatno podvrsta, javlja u bazi gornjeg panona — Junkovci. U svim ovim lokalnostima razvijena je peskovita facija.

S r o d n o s t i : Bliska je vrsti *C. pannonica* n. s p. ali je od nje niža, sa unazad pomerenim mestom najveće visine i sa pravim ventralnim krajem, koji je kod *C. pannonica* lako ispupčen. *C.* cf. *teslae* je, verovatno, krupniji potomak *C. teslae.*

Cypria pannonica n. s p.
Tab. II, sl. 8, 9

? 1952. — *Cypria* s p. — P o k o r n ý: str. 262, tab. VI, sl. 7.
non 1960. — *Cypria* s p. P o k., 1952. — S p a j i ć: str. 259.

Ime: prema panonskom katu iz koga potiče.

Holotip: L ženke?, br. 0—325, Prirodnjački muzej, Beograd.

Paratipoidi: 17 L i D, 2 Lj odraslih individua, br. 0—326.

Tipično nalazište: Velika Moštanica, potok Sibovik, tačka 7/4.

Tipičan nivo: donji panon, zona sa *Hemicytheria tenuistriata.*

Opis: Ovalno-eliptična, srednje visoka (najveća visina postavljena medijalno), sitna Cypria. Dorzalni kraj L lučan, neosetno prelazi u široko zaokrugljen prednji i unazad iskošen zadnji kraj; ventralni kraj lako ispupčen. D se razlikuje od L uže zaokrugljenim dorzalnim, blaže iskošenim zadnjim i udubljenijim ventralnim krajem. Ostali detalji građe ljušture prikazani su u opisu roda.

Dimenzije fotografisanih primeraka: holotip: d—0,62, v—0,45; paratipoidi (D): d—0,59, v—0,42 mm.

Nalazišta: Junkovci, Velika Moštanica (skoro svi izdanci u potoku Siboviku), Beograd (ul. Hilendarska 28, ugao Stevana Prvovenčanog i Maksima Gorkog, London kafana, Topovske šupe, ul. Moše Pijade), Malo Bučje u Vrčinu. U Bosni na više mesta u okolini Prnjavora (tačke 76, 119, 189, 190).

Srodnosti: *Cypria pannonica* je slična vrsti *C. teslae* (v. opis *C. teslae*).

Cypria tocorjescui Hang.
Tab. II, sl. 10, 11

1972. — *Cypria tocorjescui* Hang. — Sokač: str. 64, tab. XXIX, sl. 13—14, 17—18.
1974. — *Cypria tocorjescui* Hang. — Krstić: str. 173, sl. 2b.

Opis: Ljušturica trapezasta, visoka, sitna. Dorzalni kraj L dug i udubljen; prednji i zadnji simetrični; ventralni lako ispupčen. D se razlikuje od L pravim ali isto dugim dorzalnim krajem, udubljenim ventralnim krajem i manjom visinom. Unutrašnja građa kao kod drugih vrsta roda Cypria.

Dimenzije fotografisanih primeraka: Meljak, usek lazarevačkog druma: L: d—0,56, v—0,44; D: d—0,57, v—0,41 mm.

Nalazišta: *Cypria tocorjescui* nađena je samo u donjem pontu Baćevca (Strane) i Meljaka (usek lazarevačkog druma).

Srodnosti: L vrste *C. tocorjescui* izgleda kao umanjena reprodukcija L vrste *C. dorsoconcava* (0,56:0,76 mm); DD se razlikuju jer su kod *C. tocorjescui* niži i sa šire zaokrugljenim posteroventralnim krajem.

Cypria cf. tocorjescui Hang.
Tab. II, sl. 12

1967. — *Cypria* sp. — Sokač: str. 73, tab. I, sl. 2, 8.

U gornjem pontu često se nalazi jedna forma veoma slična vrsti *Cypria tocorjescui*. Dorzalni kraj joj je malo kraći, nešto je niža, a dimenzije skoro iste kao kod *C. tocorjescui:* fotografisan D: d—0,52, v—0,36 mm. Nađena je u Junkovcima (veći broj bušotina), Boždarevcu (potok Bučje, tačka 4), Stublinama (u bušotini, na 25,5 m dubine), Mislođinu (sve probe iz glinovitih sedimenata), Zucama (usek autoputa) i Belom Potoku (izlazni predusek tunela), a osim okoline Beograda još u Banatu (Lokve), Bosni (Gradačac, potok Sibovac) itd., ali ni u jednoj od navedenih lokalnosti nije nađen veći broj primeraka kao, uostalom, i na Zagrebačkoj Gori (Sokač, 1967, str. 73).

Skoro istovetna (ili baš istovetna) forma nalazi se i u završnima partijama panona — zone sa *Serbiella sagittosa* i sa *Typhlocyprella lineocypriformis* — Boždarevca (potok Bučje, tačke 1 i 2), Vreoca (bušotine), Umke

(naselje vikend-kućica) i u useku autoputa u Vrčinu (tačka I na km 11+900). I u panonu se javlja samo sporadično. Dimenzije panonskih primeraka su iste kao dimenzije gornjepontijskih (fotografisan D: d—0,52, v—0,36 mm). To što u donjem pontu do sada nije nađena može da bude objašnjeno time što je retka pa u malobrojnim i malim probama iz donjeg ponta prosto nije zahvaćena.

Cypria s p. 27
Tab. II, sl. 14

Samo u potoku Karagači u Vrčinu nađeno je desetak ljušturica trapezaste, niske ciprije, srednje veličine (fotografisan L: d—0,70, v—0,47 mm) sa kratkim, pravim dorzalnim krajem, simetričnim i blago iskošenim prednjim i zadnjim krajevima, koji preko širokih okruglina prelaze u jasno udubljen ventralni kraj. Ova forma se dosta odvaja od drugih vrsta roda Cypria iz kongerijskih slojeva. Izvesnu, daleku sličnost ima sa vrstom *C. parallela* K r. iz gornjeg ponta Velikog Dunavskog Kluča, od koje se razlikuje većom visinom, većim dimenzijama, udubljenijim ventralnim krajem i ispupčenijim bokovima. Nije opisana kao nova vrsta jer je do sada nađena u samo jednoj lokalnosti.

Rod CYCLOCYPRIS B r a d y & N o r m a n, 1889.

T i p i č n a v r s t a : *Cypris globosa* S a r s, 1863.

O p i s : Predstavnici roda Cyclocypris srazmerno su sitni, okruglaste i veoma ispupčene — skoro loptaste — ljušturice. Za razliku od roda Cypria (spadaju u isti tribus — Cyclocypridini) marginalni kanali kod roda Cyclocypris kraći su na levom kapku. Neki od recentnih predstavnika roda Cyclocypris (prema Z. S. B r o n š t e i n-u, 1947), npr. C. ovum (Jur.), žive u svim tipovima slatkih voda počev od izvora do velikih jezera (kao bentos), a nalaze se i u slabo slanim vodama — do 6‰.

Cyclocypris s p.
Tab. II, sl. 18

Nekoliko ljušturica predstavnika roda Cyclocypris nađeno je u pelitskim sedimentima donjeg panona (alfa- i beta-faza). Ni jedna nije dovoljno dobro sačuvana (prevučene su skramom $CaCO_3$) da bi se mogle bliže opisati.

Rod PONTOPARTA V a v r a, 1901.

T i p i č n a v r s t a : *Pontoparta rara* V a v r a, 1901.

Pontoparta je sitna, duguljasta forma, stanovnik slatkih voda Australije.

Pontoparta? s p.
Tab. II, sl. 16, 17

U materijalu iz Malog Bučja (Vrčin) među oko hiljadu individua drugih rodova nađeno je i 6 zatvorenih ljušturica, jedne sitne duguljaste forme, koje su nesigurno stavljene u rod Pontoparta. Dimenzijama od oko

pola milimetra (Lj: d—0,49, v—0,20; d—0,44, v—0,13 mm) ova panonska *Pontoparta?* stoji između oligocenske *Pontoparta?* s p. Tr i e b e l, 1963. i recentnih vrsta ovog roda koje su krupnije. Ne može se isključiti mogućnost da je to jedna vrsta roda Cytherois iz familije Cytherideidae, jer se, npr., recentna vrsta *Cytherois stephanidesi* K l i e nalazi pri salinitetu od 2,6‰.

Osim ovog jednog nalaska u kaspibrakičnim sedimentima predstavnici roda Pontoparta? nađeni su u velikom broju u pojedinim probama iz jezerskih sedimenata (Drenovac). To je jedna zdepastija (viša) i nešto krupnija vrsta.

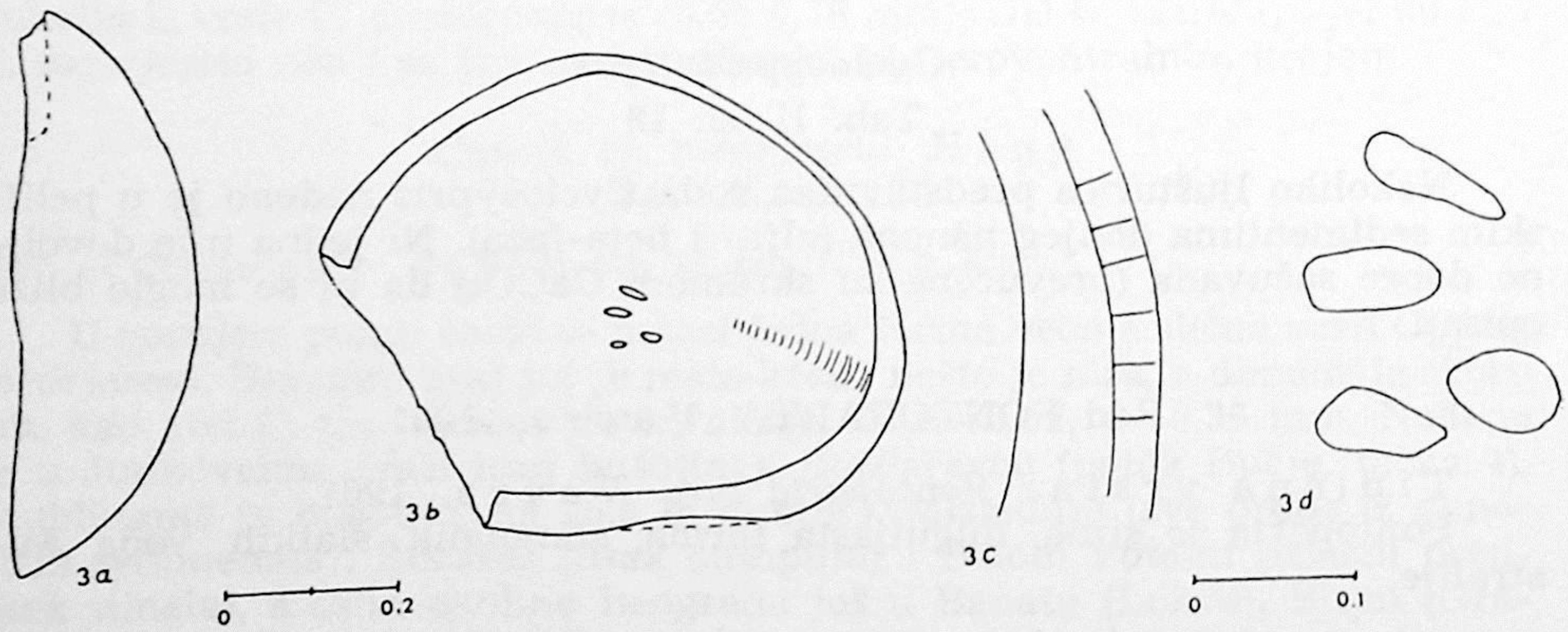
Rod CYPROIS Z e n k e r, 1854.

T i p i č n a v r s t a : *Cypris marginata* S t r a u s, 1821.

Predstavnici roda Cyprois sporadično se nalaze u sedimentima panona i ponta. Jedina do sada opisana vrsta je *Cyprois pontica* (I l n i c k a y a, 1962). Odlikuju se uzano zaokrugljenim zadnjim krajem i malom ispupčenošću. Po obliku se približava rodu Cypria od koga se razlikuje drugačijim oblikom i rasporedom otisaka mišića zatvarača: aduktor ostavlja četiri otiska iskošena unazad i naniže, što je karakteristično za podfamiliju Cypridinae.

Cyprois pontica I l n i c k a y a
Sl. 3

U gornjem pontu potoka Karaš (Laka Staza) kod Sremskih Karlovaca nađen je jedan desni kapak vrste *Cyprois pontica.* Izgleda da je od odrasle individue, a dimenzije su mu: d—0,83, v—0,64 mm. U odnosu na vrednosti koje daje I l j n i c k a j a (d—1,28, v—0,56 mm) veličina našeg primerka je manja ali im je oblik isti, a slaže se i sa sintipom I l j n i c k e, koji sam od nje dobila kao uporedni materijal.



Slika 3. *Cyprois pontica* (I l n.), D ženke?, a. odozgo, b. iznutra, c. otisci mišića zatvarača, d. marginalna zona zadnjeg kraja; gornji pont; Sremski Karlovci, potok Karaš (Laka Staza) — збирка П. Павловића.

Figs. 3a-d. *Cyprois pontica* (I l n.), R female?, a. dorsal view, b. internal view, c. adductor muscle scars, d. posterior margin; Upper Pontian; Sremski Karlovci, Karaš kreek — coll. P. Pavlović.

Cyprois s p.
Tab. II, sl. 15

Nekoliko ugljenisanih larvi (L: d—0,70, v—0,56 mm — fotografisani primerak) iz donjeg panona Velike Moštanice, okruglaste, slabo ispupčene ljušturice, uvršćeno je u rod Cyprois. Zadnji kraj je uzano zaokrugljen, a jedva vidljivi otisci mišića su iskošeni.

LITERATURA

Бронщейн, З. С.: 1947 — Ostracoda пресных вод фауна СССР, Crustacea: кн. II, № 1, Москва—Ленинград.

Hanganu E.: 1962 — Specii noi de ostracode în ponţianul din Subcarpaţi; Com. acad., XII, 5, Bucuresti.

Ильницкая Н. М.: 1962 — Новые остракоды из верхненеогеновых отложений юго-запада УССР; Труд. одесек. унив., XCVIII, 152, геол.-геогр. наук., 8, Одесса.

Klie W.: 1938a — Eine neue Ostracoden-Art des Brackwassers von der Balkanküste, Zool. Anzeig., *121*. 7/8, Leipzig.

Klie W.: 1938b — Ostrakoda; Die Tierwelt Deutschands und den angrenzenden Meeresteile, *34*, 3, Jena.

Krstić N.: 1968 — Pontijski ostrakodi istočne Srbije: 2. Candona i Cypria; Vesnik, *26*, Beograd.

Krstić N.: 1969 — Neke Cyprididae (Ostr.) iz ponta Kladova; Zapisnici SGD za 1967. god., Beograd.

Krstić N.: 1974 — Pontijski ostrakodi istočne Srbije: 4. Biostratigrafija; Ibid, za 1973. god.

Pokorný V.: 1952 — Skorepatci t. zv. »basalniho horizontu subglobosovych verstev» (pliocen) v Hodonine; Sbornik UUG, *19*. odd. pal., Praha.

Sokač A.: 1963 — Panonska fauna ostrakoda Donjeg Selišta jugozapadno od Gline; Geol. vjesnik, *15*, 2, Zagreb.

Sokač A.: 1967 — Pontijska fauna ostrakoda jugoistočnog pobočja Zagrebačke Gore; Ibid, 20.

Sokač A.: 1972 — Panonska i pontijska fauna ostrakoda Medvednice; Paleont. Jugoslav., *11*, Zagreb.

Spajić-Miletić O.: 1960 — Prikaz sarmatske i panonske faune ostrakoda Mlavskog basena i Sopotske grede; Geol. an. Balk. pol., *27*, Beograd.

Станчева М.: 1965 — Остракодна фауна от неогена в северозападна България, IV. Понтски остракоди; Труд. геол. Бълг., сер. пал., 7, София.

Triebel E.: 1963 — Ostracoden aus dem Sannois und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens: 1. Cypridididae; Senckenb. leth., *44*, 3, Frankfurt a/M.

Summary

NADEŽDA KRSTIĆ

OSTRACODE OF THE CONGERIAN BEDS, 7: SPECIA OF THE GENUS CYPRIA AND SOME OTHER INSUFFICIENTLY DEFINED FORMS

The genera Cypria, Cyclocypris and Pontoparta?, from the subfamily Candoninae, are not found very often in Congerian Beds; the same is true of Cyprois from the subfamily Cypridinae. In this article 11 species of the genus Cypria are described, it is mentioned that Cyclocypris was found, and the systematic position of Cyprois species (previous assigned to Cypria) is discussed. It is possible that the representatives of Pontoparta? may belong to the genus Cytherois.

Cypria siboviki n. sp.
Pl. I, figs. 1, 2

Type horizon: Lower Pannonian, upper part, zone *Hemicytheria tenuistriata.*

Description: Carapace high, circular to triangular and small. The dorsal margin of L is narrowly rounded, anterior and posterior are symmetrical, but ventral margin is convex. R is slightly concave at the transition from the dorsal margin into both the anterior and posterior one. The internal features are the same as in the other Cypria.

Relationship: It belongs to the same group as *C. triebeli* n. sp., but the dorsal marign of *C. triebeli* is straight on L and not so concave on R as in *C. siboviki.* The asymmetry of the anterior and the posterior margins of R is more distinct in *C. triebeli.* Moreover, *C. triebeli* is larger.

Cypria triebeli n. sp.
Text-figs. 1, 2; Pl. I, figs. 4, 5

Type horizon: Upper Pannonian, lower part, zone *Hemicytheria croatica.*

Description: A subtrapezal, large Cypria with high carapace. The dorsal margin of L is gently rounded and almost straight, but short; anterior and posterior are nearly symmetrical; the ventral margin is convex. The dorsal margim of R is arched; anterior one is more gently inclined than the posterior; the ventral margin is slightly concave. Internal features are given in Figs. 1 and 2.

Relationship: It is very close to the species *C. siboviki* n. sp. (see the description of *C. siboviki),* but even closer to *C. dorsoconcava,* to which it is related by several transitional forms.

Cypria dorsoconcava n. sp.
Pl. I, figs. 8—11

Type horizon: Upper Pannonian, upper part, zone *Typhlocyprella lineocypriformis.*

Description: The carapace is large, high, trapezal. The dorsal margin of L long, concave, grading into the nearly symmetrical anterior and posterior margins; the ventral margin is slightly convex. R differs from L by the shorter and less concave dorsal margin, the asymmetrical anterior and posterior, and concave ventral margin. Other details are the same as in *C. triebeli.*

Relationship: It is an ancestor of the species *C. triebeli* n. sp. from the lower part of the Upper Pannonian (see the description of *C. triebeli).* It has a similar shape to *C. servica* n. sp., but *C. dorsoconcava* is larger (see the description of *C. servica).*

Cypria servica n. sp.
Pl. I, figs. 12, 13

Type horizon: Upper Pannonian, upper part, zone *Typhlocyprella lineocypriformis.*

Description: Carapace high, trapezal, small. The dorsal margin of L is large and rounded, anterior and posterior are symmetrical, and the

ventral is concave. R differs from L by the steep posterior margin giving the impression that the centre of gravity is in the posterior part of the valve; the anterior margin is oblique in its upper part, and rounded in the lower; the ventral margin is slightly concave, and almost flat. The internal features are the same as in the other Cypria.

Relationship: It exhibits similarity with *C. dorsoconcava* n. sp., but they are not related. It differs from *C. dorsoconcava* by the rounded dorsal margin, which is concave at *C. dorsoconcava*, as its name says, and by its smaller size.

Cypria teslae n. sp.
Pl. II, figs. 3—5

Type horizon: Lower Pannonian, upper part, zone *Hemicytheria tenuistriata.*

Description: The carapace is of medium size, egg-shaped, with greatest height in its posterior half. The dorsal margin of L is arched, gradually passing into the narrow rounded anterior and large rounded posterior margins; the ventral margin is flat. Other features as in all *Cypria species.*

Relationship: It is near to the species *C. pannonica* n. sp., but is lower, with greatest height displaced to the posterior half, and with straight ventral margin. The last one is slightly convex at *C. pannonica. Cypria* cf. *teslae,* form the lowermost part of the Upper Pannonian (localities Junkovci and others), is probably a large descendant of *C. teslae.*

Cypria pannonica n. sp.
Pl. II, figs. 8, 9

Type horizon: Lower Pannonian, upper part, zone *Hemicytheria tenuistriata.*

Description: An oval to elliptical small Cypria of medium height (greatest height in the middle). The dorsal margin of L is bowled, grading into the large rounded anterior and the oblique posterior margins; the ventral margin is slightly convex. R differs from L by a more narrow rounded dorsal margin, gently inclined posterior and more concave ventral margins. The internal features are same as in the other Cypria.

Relationship: *C. pannonica* is similar to *C. teslae* (see the description of *C. teslae).*

TABLA I — PLATE I

1, 2. *Cypria siboviki* n. s p.,
1. L holotip — L holotype, 2. D paratipoid — R paratype
Donji panon — Lower Pannonian; V. Moštanica, Sibovik 7/2

3. *Cypria* aff. *siboviki* n. s p., L
Gornji panon — Upper Pannonian; Boždarevac, Bučje-2

4, 5. *Cypria triebeli* n. s p., 4. L, 5. D—R
Gornji panon — Upper Pannonian; Beograd, Sarajevska ul.

6. *Cypria* cf. *triebeli* n. s p., L
Gornji panon (prelaz gama- u delta fazu) — Upper Pannonian (boundary gama/delta-phase); Beograd, G. Principa 31

7. *Cypria* cf. *dorsoconcava* n. s p., L
Gornji panon — Upper Pannonian; Umka, gornji bunar

8—11. *Cypria dorsoconcava* n. s p.,
8. L holotip — L holotype, paratiopidi — paratypes: 9. D — R, 10. L juv., 11. D juv. — R juv.
Gornji panon — Upper Pannonian; Boždarevac, Bučje-2

12, 13. *Cypria servica* n. s p.,
12. L, holotip — L holotype, 13. D paratipoid — R paratype
Gornji panon — Upper Pannonian; Boždarevac, Bučje-2

14, 15. *Cypria* s p. 39, 14. L juv., 15. D — R
Gornji panon — Upper Pannonian; Velika Moštanica — 16

Slikano u odbijenom svetlu — Reflected light
Uveličavanje oko 50× — Magnification cca 50×

Foto — Photo: B. Spasić

TABLA (PLATE) I

N. K r s t i ć : Ostrakodi kongerijskih slojeva: 7.

N. K r s t i ć : Ostracodes of the Congerian Beds: 7.

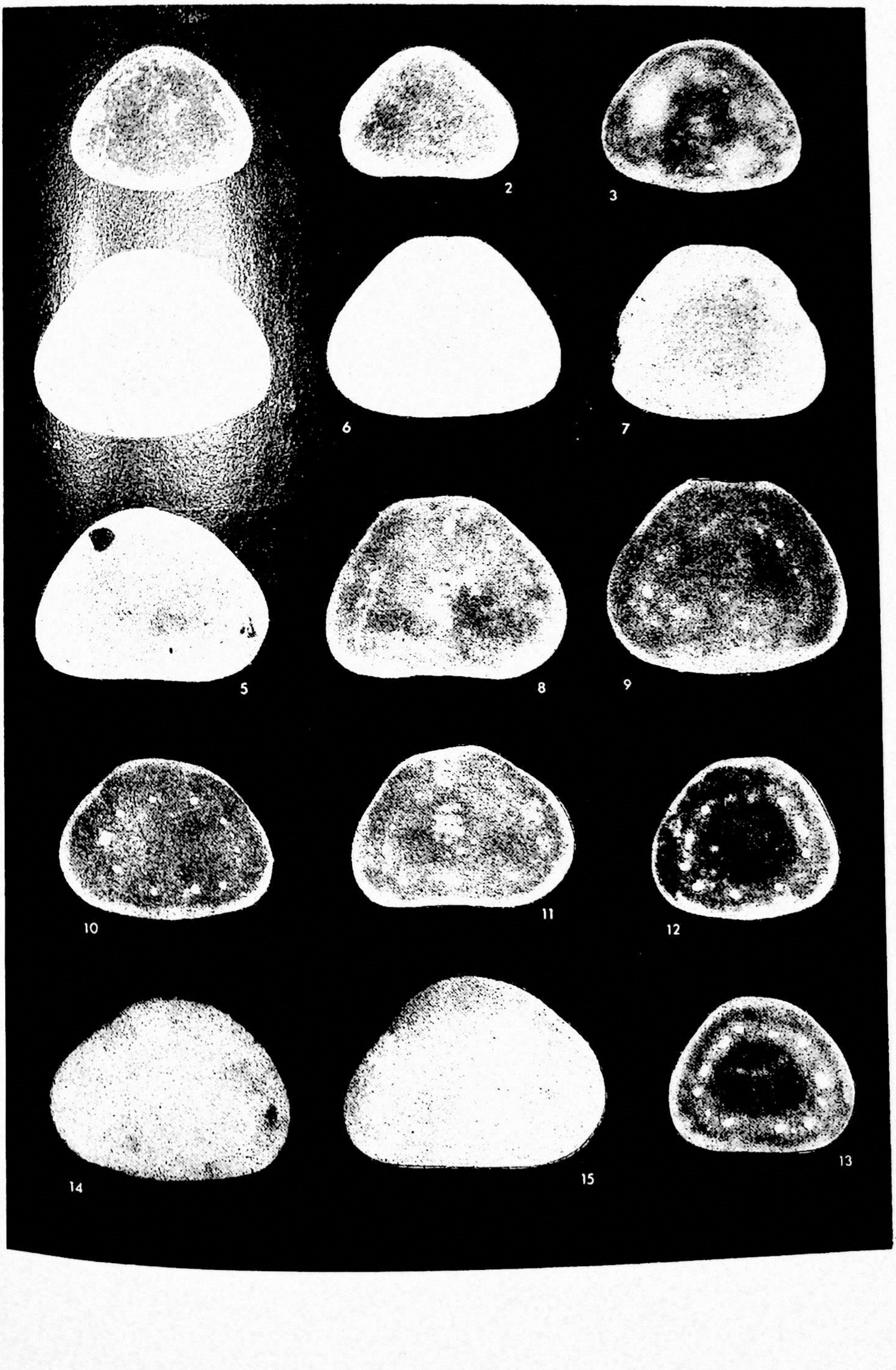


TABLA II — PLATE II

1, 2. *Cypria* aff. *abbreviata* (R e u s s), 1. L — L, 2. D — R
Gornji pont — Upper Pontian; Beli Potok, usek kod Konopljišta

3—6. *Cypria teslae* n. s p., 3. L holotip — L holotype, 4. D paratipoid — R paratype, 5. L, 6. D — R
Donji panon — Lower Pannonian; 3, 4. Đurinci, Vinogradi, 5, 6. Topolovnik

7. *Cypria* cf. *teslae* n. s p., L
Gornji panon — Upper Pannonian; Junkovci, buš. 612/64: 59—62 m

8. 9. *Cypria pannonica* n. s p., 8. L holotip — L holotype, 9. D paratipoid — R paratype
Donji panon — Lower Pannonian; V. Moštanica, Sibovik 7/4

10, 11. *Cypria tocorjescui* H a n g a n u, 10. L — L, 11. D — R
Donji pont — Lower Pontian; Meljak, usek lazarevačkog druma

12, 13. *Cypria* cf. *tocorjescui* H a n g a n u, D — R
12. Gornji pont — Upper Pontian; Vreoci, buš. Rgh 105: 12—15 m
13. Najviši panon — Uppermost Pannonian; Vreoci, R1m 115: 112—114 m

14. *Cypria* s p. 27, D — R
Donji panon — Lower Pannonian; Vrčin, Karagača

15. *Cyprois* s p., L juv.
Donji panon — Lower Pannonian; V. Moštanica, Sibovik-5

16, 17. *Pontoparta?* s p., 16. Lj s desna — C right view, 17. Lj odozgo — C dorsal view
Donji panon — Lower Pannonian; Vrčin, Malo Bučje

18. *Cyclocypris* s p., L — L
Donji panon — Lower Pannonian; Beograd, raskrsnica London, S-3: 15 m

19. *Cyclocypris laevis* O. F. M ü l l e r, L iznutra — L inner view Kvartar — Quaternary ;Beč — Vienna, Fleischmarkt (coll. K. Kollmann)

Slikano u odbijenom svetlu — Reflected light
Uveličanje oko 50× — Magnification cca 50×

Foto — Photo: B. Spasić

TABLA (PLATE) II

N. Krstić: Ostrakodi kongerijskih slojeva: 7.

N. Krstić: Ostracodes of the Congerian Beds: 7.