

UDK 550.4:54.027.546.21:552.3(497.12)=836

Izotopska sestava kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu

Isotopic composition of oxygen in igneous rocks of Pohorje

Tadej Dolenc¹, Jože Pezdirc² in Dragica Strmole³

Kratka vsebina

Z masnospektrometrično analizo smo dobili prve podatke o izotopski sestavi kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu ter v pegmatitnih in aplitnih žilah. Ugotovili smo, da ima tonalit, ki je bolj kislina kamnina kot čizlakit, več težkega kisikovega izotopa. Po prvih podatkih sodeč je bila magma, ki je dala pohorsko globočnino z $\delta^{18}\text{O} +9,1\%$ juvenilnega izvora, vendar dopuščamo možnost, da je lahko delno tudi asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje.

Obogatitev čizlakita z lahkim kisikovim izotopom je posledica njegove mineralne sestave. Gre namreč za bazično kamnino z $\delta^{18}\text{O} +7,1\%$, ki vsebuje več kot polovico avgita in rogovače, to je mineralov z manjšo sposobnostjo koncentracije težkega kisikovega izotopa v primerjavi s kremenom. Ta je poleg glinencev najpogostnejši mineral v tonalitu. Izotopska sestava kisika čizlakita je v območju, značilnem za gabrske kamnine.

Aplitne in pegmatitne žile v tonalitu in aplitne žile v čizlakitu vsebujejo večinoma več težkega kisikovega izotopa kot omenjeni magmatski kamnini. Izmed vseh mineralov v pegmatitnih žilah ima kremen največji $\delta^{18}\text{O}$.

Abstract

First data on the isotopic composition of oxygen and carbon in tonalite and cezlakite from the pegmatitic and aplitic veins of Mt. Pohorje were obtained by mass spectrometric analysis. It has been established that tonalite which is more felsic than cezlakite contains higher amounts of the heavy oxygen isotope. According to first data the mother magma of this Pohorje intrusive rock with $\delta^{18}\text{O} +9,1\%$ was of juvenile origin, admitting the possibility of partly assimilation of rocks of the continental crust which were enriched with the heavy isotope.

The enrichment of the cezlakite with the light oxygen isotope seems to be the consequence of its composition. The rock is basic with the $\delta^{18}\text{O}$ value $+7,1\%$. It contains more than fifty percent of augite and hornblende, i. e. minerals with a lower ability of concentration of heavy oxygen isotope with respect to quartz. The latter is next to feldspars the most abundant mineral in tonalite. The isotopic composition of oxygen of cezlakite is in the area which is typical for gabbroid rocks.

The aplitic and pegmatitic veins in tonalite and aplitic veins in cezlakite contain mostly more heavy oxygen isotope than the mentioned igneous rocks. Among all minerals in the pegmatitic veins quartz has the highest value of $\delta^{18}\text{O}$.

^{1, 3} Inštitut za geologijo pri FNT, VTOZD Montanistika, Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

² Inštitut »Jožef Stefan«, Jamova 39, 61000 Ljubljana

Uvod

Poznavanje izotopske sestave kisika in nekaterih drugih lahkih prvin, predvsem ogljika in vodika v različnih mineralih iz magmatskih kamnin, je bistvenega pomena za nadrobno interpretacijo značilnosti in pogojev njihovega nastanka ter kasnejših sprememb, ki so jih te kamnine pretrpele v geološki zgodovini. Pri dosedanjih raziskavah naših magmatskih kamnin so bile izotopske analize povsem zapostavljene, tako da nimamo nikakršnih podatkov o izotopski sestavi kisika in drugih prvin v magmatskih kamninah iz slovenskega prostora.

Ker je kisik eden glavnih elementov v mineralih magmatskih kamnin – v mislih imamo predvsem silikate, pa tudi okside in karbonate –, smo sklenili, da najprej raziščemo izotopsko sestavo te prvine v pohorskih magmatskih kamninah, katerih nastanek še ni povsem razjasnjen.

V našem članku se bomo zaenkrat omejili le na značilnosti izotopske sestave kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu ter v pegmatitnih in aplitnih žilah, ki sečejo obe kamnini.

Najpomembnejši rezultati dosedanjih raziskav

Pohorski tonalit

Pohorski tonalit je sivkasta, drobn- do srednjezrnata kamnina z bolj ali manj razvito paralelno teksturo. Skupaj s kamninami magmatske cone v Karavankah, ki je sestavljena iz južnega tonalitnega in severnega granodioritnega pasu, ga uvrščamo med periadriatske globočnine (Faninger 1973). Po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935), ki je prva zelo nadrobno raziskala pohorske magmatske kamnine, je to zelo levkokratna kamnina z naslednjo povprečno modalno sestavo (v vol. %):

plagioklazi	62,25	biotit	6,50
ortoklaz	6,25	rogovača	1
kremen	22,25	klorit	1,75

V novjšem času je podrobno raziskoval pohorske magmatske kamnine še Faninger. Ob upoštevanju podatkov Dolar-Mantuanijeve in izsledkov svojih raziskav je podal za povprečje pohorske globočnine tonalita naslednjo modalno sestavo (Faninger 1970):

plagiokazi	61,1	biotit	6,8
ortoklaz	7,0	rogovača	0,9
kremen	22,5	klorit	1,7

Na osnovi modalne sestave se je Faninger (1970, 1973) lotil tudi klasifikacije pohorske globočnine. Upoštevajoč Lindgrenovo klasifikacijo (Johansen 1958), ki deli granitoidne kamnine na granit, kremenov monzonit (adamellit), granodiorit in kremenov diorit (tonalit) na podlagi naslednjega razmerja med ortoklazom in celokupno količino glincev: $0 - 13 \frac{1}{3} - 33 \frac{1}{3} - 66 \frac{2}{3}$, je ugotovil, da po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935) in po izsledkih svojih raziskav (Faninger, 1970) pohorska globočnina v povprečju ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu). Pri tem pa poudarja, da kamnina delno prehaja v granodiorit, v izjemnem primeru celo v kremenov monzonit.

Novejša klasifikacija magmatskih kamnin, ki jo je podal Streckeisen (1967), ne upošteva več kremenovega monzonita kot posebne skupine. Na podlagi naslednjega razmerja med plagioklazi in celotno količino glinencev: 0 – 10 – 65 – 90, so po tej klasifikaciji granitoidne kamnine razdeljene na alkalni granit, granit, granodiorit in kremenov diorit. Faninger (1970 in 1973) je vnesel potrebne podatke vseh dosedaj raziskanih vzorcev pohorske globočnine na diagram QAP (kremen, alkali glinenci, plagioklazi) in upoštevajoč Streckeisenovo (1967) klasifikacijo ugotovil, da predstavlja pohorska globočnina kremenov diorit, ki proti zahodu postopoma prehaja v granodiorit, izjemoma celo v granit. Če ustreza pohorska globočnina po Streckeisenovi (1967) klasifikaciji kremenovemu dioritu, meni Faninger (1976), da jo moramo po IUGS (1973) imenovati tonalit. Faninger (1973) meni, da je pohorska globočnina nastala v alpidski orogenezi, in sicer v laramijski fazi. DeLeon (1969) pa navaja za absolutno starost biotita v pohorskem tonalitu 19 ± 5 milijonov let.

Več kot o starosti je znano o izvoru njene magme. Po najnovejših raziskavah (Faninger, 1970, 1973) je magma pohorske globočnine anatektičnega, oziroma palingenetskega izvora. Vendar Faninger (1976) dopušča tudi možnost, po kateri naj bi nastala magma, ki je intrudirala v Centralnih Alpah kot pohorski tonalit, s hibridizacijo med neko večji del palingeno in neko juvenilno magmo. Ta naj bi s področja periadriatskega lineamenta v bližini pohorskega masiva prodrla v območje nastajanja palingene magme. Magma pohorske globočnine je nato prodrla med višje ležeče sklade in se strdila v obliki lakolita. Med ohlajanjem sta se v končni fazi strjevanja kot kislja diferenciatna izločila v razpokah strjenih delov masiva aplit in pegmatit. Magmatsko ognjišče tonalitne magme se, kot meni Faninger (1970), ni takoj umirilo, temveč je še pozneje dovajalo istovrstno magmo, iz katere je pri izlivih na zemeljsko površje nastal dacit, kot nediferencirana žilnina pa tonalitni porfir. V zadnjih fazah magmatskega delovanja je nastal iz anatektične magme, ki je proti koncu postajala vedno bolj bazična, še malhit.

Čizlakit

V bližini cezlaškega kamnoloma je v pohorski globočnini leča hipidiomorfne zrnate melanokratne gabrske kamnine, ki sta jo podrobno opisala že Nikitin in Klemen (1937); Nikitin (1939) jo je poimenoval čizlakit. Kamnina sestoji v glavnem iz svetlo zelenega avgita, temno zelene rogovače in plagioklazov, ki vsebujejo 35 % do 52 % anortita (Nikitin 1939). Precej manj je kremen in kalijevih glinencev, medtem ko nastopajo sfen, apatit in biotit le kot akcesorni minerali. Podobno kot Nikitin (1937) meni Faninger (1965) na podlagi parametrov Zavarickega, da je čizlakit v bistvu diorit-piroksenit, ki se bolj približuje piroksenitu kot dioritu.

Nikitin in Klemen (1937), sta menila, da je čizlakit produkt zgodnje gravitacijske kristalizacijske diferenciacije tonalitne magme. Podobnega mnenja je bil sprva tudi Faninger (1965). Kasneje pa je prišel do sklepa, da je čizlakit nastal s pomočjo reakcije med tonalitno magmo in vključkom zelo bazične kamnine (Faninger, 1970). Kot dokaz za to navaja dejstvo, da so plagioklazi v čizlakitu le malo bolj bazični kot v tonalitu, da v čizlakitu narašča količina rogovače proti meji s tonalitom in da se v kamnini pojavljata, čeprav v majhnih količinah, tudi ortoklaz in biotit, ki v tako bazični kamnini vsekakor govorita za vpliv bolj kisle magme. Da je osnova čizlakita strejša od obdajajočega tonalita, dokazujejo po njegovem aplitne in delno tudi tonalitne žile v čizlakitu. V svojem delu Pohorske magmatske kamnine je leta

1973 Faninger zapisal, da naj bi čizlakit predstavljal produkt hibridizacije med neko ultrabazično magmo, prihajajočo iz globine in magmo pohorske globočnine. Proces si zamišlja tako, da je ultrabazična magma prodrla v območje, kjer je prišlo do anatekse, s tem pa tudi do hibridizacije in nastanka čizlakita, ki je z intruzijo pohorske globočnine prišel v sedanjo lego.

Aplitne in pegmatitne žile

Tako pohorski tonalit kot čizlakit prepletajo številne aplitne in pegmatitne žile (slika 1 in 2). Najverjetneje so nastale zaradi migracije ostankov magme, katere večji del je že izkristaliziral. V bistvu so to kisli diferenciatni tonalitne magme. Aplitne žile se po strukturi ločijo od pegmatitnih žil. Zanje je značilna drobnozrnata struktura, medtem ko pegmatitne žile odlikuje debelozrnata struktura. Pri terenskih raziskavah smo ugotovili, da gre za več generacij omenjenih žil, katerih starostnega zaporedja nam zazdaj še ni uspelo natančno določiti. Kjer se aplitne in pegmatitne žile sečejo, vidimo, da je aplit običajno starejši od pegmatita (slika 2). Vendar moramo poudariti, da smo našli tudi tanke aplitne žile, ki sečejo pegmatitne. To dokazuje, da so apliti nastajali tudi potem, ko so bile nekatere pegmatitne žile že formirane. Podobno kot aplitne tudi pegmatitne žile ne pripadajo le eni generaciji. Pogosto namreč opazimo,



Sl. 1. Pegmatitne in aplitne žile v tonalitu
Fig. 1. Pegmatite and aplitite veins in tonalite

da se pegmatitne žile sečejo med seboj, pri čemer so starejše ob mlajših često premaknjene. Na podlagi medsebojnih odnosov sodimo, da se na območju cezlaškega kamnoloma pojavljajo najmanj tri generacije pegmatitnih žil, ki so najverjetneje mlajše od prve generacije aplitnih žil, a starejše od druge generacije aplita.

Pegmatitne in aplitne žile v pohorskih magmatskih kamninah sta opisala že Benesch (1917) in Dolar-Mantuanijeva (1935). V zadnjem času jih je raziskoval tudi Faninger (1970, 1973). Dolar-Mantuanijeva (1935) in Faninger (1970, 1973) sta objavila tudi prve podatke o njihovi mineralni in kemični sestavi ter mikroskopskih značilnostih njihovih glinencev.

Za aplit iz cezlaškega kamnoloma je Faninger (1970, 1973) zapisal, da sestoji v glavnem (v vol. %) iz plagioklazov 38,3, ki ustrezajo oligoklazu s 24% anortita, ortoklaza 30,0 in kremenca 28,4. Od femičnih mineralov pa so prisotni biotit in klorit 3,1, granat 0,03 ter neprozorni minerali, v glavnem pirit z 0,1.

Pegmatit – gre za debelozrnati različek, ki lokalno prehaja v rdečkasti drobnozrnati aplit – večinoma sestavljajo plagioklazi, ki v povprečju ustrezajo oligoklazu z 11% anortita, alkalni glinenci – ti predstavljajo ortoklaz in vsebujejo v povprečju 25% albitne komponente – ter kremen. Mineralno paragenozo dopolnjujejo v majhnih količinah še biotit, klorit, granat in neprozorni minerali, večinoma pirit (Faninger, 1970, 1973).



Sl. 2. Aplitna žila v čizlakitu

Fig. 2. Aplitne vein in cezlakite

Metoda dela

Z namenom, da bi dobili prve podatke o izotopski sestavi kisika v pohorskih magmatskih kamninah, smo izbrali za izotopsko analizo tonalit in čizlakit iz cezlaškega kamnoloma ter aplit in pegmatit, ki preprezata omenjeni kamnini. Poleg tega smo masnospektrometrično analizirali tudi izotopsko sestavo kisika v kremenju, granatu in v glinencih iz pegmatitnih žil. Iz odprte kremenovo-karbonatne žile, ki seče čizlakit, pa smo vzeli za izotopsko analizo kristala kremenja in kalcita.

Drobce kamnin in zrna posameznih mineralov smo najprej zdrobili, nato pa fluorirali, z izjemo kalcita, po postopku, ki ga je razvil Pezdič. S fluoriranjem smo pridobili potrebno količino kisika, ki smo mu nato izmerili izotopsko sestavo z masnim spektrometrom VARIAN MAT 250. Kalcitna zrna smo raztopili v H_3PO_4 pri temperaturi $50 \pm 0,5^\circ C$. Pri reakciji med kalcitom in kislino je nastal CO_2 , kateremu smo prav tako z istim masnim spektrometrom izmerili izotopsko sestavo. Izotopsko sestavo kisika in ogljika v raziskanih vzorcih podajamo v tabeli 1 kot relativne vrednosti $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$, izražene v promilih glede na standard SMOW in PDB. Napaka meritev za $\delta^{18}O$ v vseh vzorcih razen v kalcitu je $\pm 0,2\%$, medtem ko znaša v kalcitu za oba parametra $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C \pm 0,1\%$.

Tolmačenje rezultatov izotopske analize

Izotopska sestava kisika v magmatskih kamninah je odvisna od temperature njihovega nastanka, izotopske sestave kisika v magmi, načina kristalizacije in kasnejših sprememb, ki so jih magmatske kamnine pretrpele v geološki zgodovini.

Minerali iz magmatskih kamnin imajo zaradi različnega faktorja izotopske frakcionacije (α) različen $\delta^{18}O$. Ker je ta faktor odvisen od temperature, lahko na podlagi razlik v izotopski sestavi kisika med različnimi minerali ugotovljamo temperaturo njihovega nastanka. Pri tem pa moramo poudariti, da se med izločanjem mineralov, ki jih uporabimo za temperaturno analizo, nista smeli spreminjati niti temperatura niti izotopska sestava kisika v talini oziroma v raztopini. Epstein in Taylor (1967) sta razvrstila kamninotvorne minerale glede na njihovo sposobnost vezave težkega kisikovega izotopa v naslednji vrstni red: kremen, dolomit, alkalni glinenci, kalcit, srednji plagioklazi, muskovit, anortit, priokseni, rogovača, olivin, granati, biotit, klorit, ilmenit in magnetit. V tem nizu ima največjo sposobnost obogatitve s težkim kisikovim izotopom kremen, najmanjšo pa magnetit.

Izotopska sestava kisika v silikatih, ki so glavni kamninotvorni minerali v magmatskih kamninah, je odvisna od njihove kemične sestave oziroma od vrste vezi. Minerali, v katerih je glavna Si-O-Si vez, vsebujejo največ težkega kisikovega izotopa, medtem ko imajo minerali, v katerih prevladuje Si-O-Al vez za 2% manj minerali s Si-O-Mg in Si-O-Fe vezmi pa za približno 4% manj težkega kisikovega izotopa v primerjavi s prvimi (Taylor & Epstein, 1962). Zato v magmatskih kamninah narašča vsebnost težkega kisikovega izotopa in s tem parameter $\delta^{18}O$ z naraščajočo količino SiO_2 . Ultramafične kamnine imajo namreč $\delta^{18}O$ v območju od +5,4% do +6,6%. Podobna variabilnost $\delta^{18}O$ je značilna tudi za gabske kamnine, bazalte in anortite. Njihov $\delta^{18}O$ se prav tako giblje v sorazmerno ozkem razponu od +5,5% do +7,4%. V tem območju je tudi $\delta^{18}O$ večine andezitov, trahitov in sienitov. Graniti in pegmatiti pa vsebujejo nekoliko več težkega kisikovega izotopa in imajo $\delta^{18}O$ v razponu od +7,0% do +13,0% (Faure, 1977). Obogatitev granitov in pegmatitov

s težkim kisikovim izotopom je posledica njihove mineralne sestave. Vsebujejo predvsem kremen in alkalne glinence, ki imajo več težkega kisikovega izotopa v primerjavi z minerali iz mafičnih in ultramafičnih kamnin.

Tonalit

Z masnospektrometrično analizo smo ugotovili, da ima povprečni vzorec nespremenjenega tonalita, to je tonalita, v katerega ni pronicala talina (iz katere sta nastala aplit in pegmatit) $\delta^{18}\text{O} + 9,1\text{‰}$ (tabela 1, slika 3). Tonalit, ki tvori prikamnino pegmatitnih žil, je po prvih podatkih sodeč izotopsko nekoliko spremenjen. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša $+9,8\text{‰}$ in kaže, da vsebuje nekoliko več težkega kisikovega izotopa kot povprečni nespremenjeni vzorec tonalita. Vendar imamo za kakršnokoli podrobnejšo interpretacijo izotopskih sprememb v tonalitu iz neposrednega stika s pegmatitom zaenkrat še premalo podatkov. Kljub temu lahko na podlagi prvih rezultatov kemičnih analiz, ki kažejo, da je neposredna prikamnina nekaterih pegmatitnih žil obogatena s SiO_2 in K_2O , pri čemer v tonalitu v smeri proti pegmatitnim žilam narašča predvsem količina kremenca, pa tudi ortoklaza, padata pa vsebnost femičnih mineralov in nekoliko tudi količina plagioklazov, pričakujemo, da bo imel spremenjeni tonalit nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ od nespremenjenega (Dolenec & Strmole – neobjavljeni podatki). Kremen, ki ga namreč vsebuje pegmatit, je – kot vidimo v tabeli 1 – obogaten s težkim kisikovim izotopom v primerjavi s tonalitom.

Taylor (1978) je razdelil granitoidne kamnine (granite, kremenove monzonite, granodiorite in tonalite) ter njihove efuzivne ekvivalente glede na izotopsko sestavo kisika v naslednje tri skupine:

- | | |
|--|--|
| 1. izotopsko normalne granitoidne kamnine | $+6\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +10\text{‰}$ |
| 2. granitoidne kamnine obogatene s težkim kisikovim izotopom | $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$ |
| 3. granitoidne kamnine obogatene z lahkim kisikovim izotopom | $\delta^{18}\text{O} < +6\text{‰}$ |

Po prvih podatkih sodeč, moremo uvrstiti pohorsko globočnino v prvo skupino, to je v skupino izotopsko normalnih granitoidnih kamnin, za katere je značilno, da izvirajo iz magme, nastale s taljenjem kamnin v zgornjem plašču. Granitoidne kamnine, nastale iz magme anatektičnega palingenetskega izvora, ki je asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje, pa imajo običajno $\delta^{18}\text{O}$ večji od $+10\text{‰}$. Po Chappellu in Whiteu (1974) so to tako imenovane granitoidne kamnine tipa S, z razliko od granitoidnih kamnin tipa I, katerih $\delta^{18}\text{O}$ je manjši od $+10\text{‰}$ in so nastale iz magme juvenilnega izvora. Turi (1982) meni, da imajo izotopsko normalne granitoidne kamnine, nastale pri diferenciaciji iz bazaltne ali andezitne magme, $+6\text{‰} \leq \delta^{18}\text{O} \leq +8\text{‰}$, medtem ko je magma granitoidnih kamnin, katerih $\delta^{18}\text{O}$ je v območju od $+8\text{‰}$ do $+10\text{‰}$, vključno z mejnima vrednostima, lahko delno že palingenetskega izvora.

Za razrešitev genetskega izvora pohorske globočnine bo seveda potrebno napraviti še več izotopskih in geokemičnih analiz, tako da bo možno klasificirati pohorsko globočnino tudi na osnovi vsebnosti in odnosa med posameznimi slednimi prvini.

Pegmatitne in aplitne žile

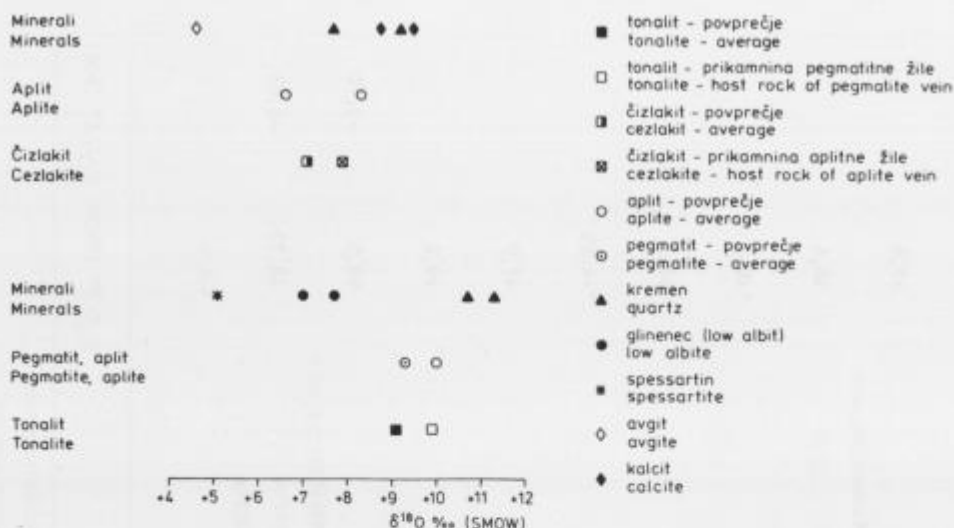
Izotopska sestava kisika v pegmatitnih in aplitnih žilah pove, da so bili diferenciacijski produkti tonalitne magme, ki so dali omenjene žile, obogateni s težkim kisikovim izotopom glede na prvotno magmo. Zato imata pegmatit in aplit po prvih

Tabela 1. Izotopska sestava kisika in ogljika v raziskanih vzorcih
 Table 1. Oxygen and carbon isotopic composition of investigated samples

Vzorec Sample		$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (SMOW)}$	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (PDB)}$
TONALIT - TONALITE			
T-2/5a	Drobozrnata aplitna žila v tonalitu (povprečje) Fine grained aplite vein in tonalite (average)	+10,0	
T-2/5P	Debelozrnata pegmatitna žila v tonalitu (povprečje); je mlajša od aplitne Coarse grained pegmatite vein in tonalite (average); it is younger of the aplite vein	+9,2	
T-2/5	Tonalit - prikammina Tonalite - country rock	+9,8	
T-3/1	Tonalit (povprečje večih kosov) Tonalite (average of several samples)	+9,1	
T-3/3	Glinenec (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile Feldspar (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+5,6	
T-4/2	Sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile Grey quartz from coarse grained pegmatite vein	+11,3	
T-6/F	Glinenec (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile Feldspar (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+7,7	
T-101/K	Svetlo sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile v tonalitu Light grey quartz from coarse grained pegmatite vein in tonalite	+10,7	
T-101/G	1 cm veliko zrno granata (spessartin) iz debelozrnate pegmatitne žile An garnet (spessartite) grain, 1 cm in diameter, from coarse grained pegmatite vein	+5,1	
T-101/F	Glinenčevo zrno (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile A feldspar grain (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+7,0	

ČIZLAKIT - CEZLAKITE

T-8/C	Čizlakit - prikammina apilitne žile, bogata s kremenom in glinenoi Cezlakite - country rock of aplite vein, rich in quartz and feldspars	+7,9
T-8/A1	Drobnozrnata apilitna žila v čizlakitu (povprečje) Fine grained aplite vein in cezlakite (average)	+6,6
T-8/A	Drobnozrnata apilitna žila v čizlakitu (povprečje) Fine grained aplite vein in cezlakite (average)	+8,3
T-10	Čizlakit (povprečje večih kosov) Cezlakite (average of several samples)	+7,1
T-7/R	Augit iz čizlakita Augite from cezlakite	+4,55
T-9/Kb	Svetlo sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile v čizlakitu Light grey quartz from coarse grained pegmatite vein in cezlakite	+7,7
T-9/Kk1	8 mm veliko kremenovo zrno iz odprte žile v čizlakitu Quartz grain, 8 mm in diameter, from open vein in cezlakite	+9,2
T-9/Ck2	1 cm veliko romboedrično kalcitno zrno iz odprte žile v čizlakitu Rhombohedric calcite grain, 1 cm in diameter, from open vein in cezlakite	+9,5
T-9/C	5 cm veliko romboedrično kalcitno zrno iz odprte žile v čizlakitu Rhombohedric calcite grain, 5 cm in diameter, from open vein in cezlakite	+8,77
		-3,70
		-3,83



Sl. 3. Izotopska sestava kisika v raziskanih vzorcih

Fig. 3. Isotopic composition oxygen of investigated samples

podatkih nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ kot povprečni vzorec tonalita. Največ težkega kisikovega izotopa smo izmerili v aplitu. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša +10,0 ‰, medtem ko je debelozrnati pegmatit v primerjavi z aplitom nekoliko obogaten z lahkim kisikovim izotopom in ima $\delta^{18}\text{O}$ +9,2 ‰. Poudariti pa moramo, da gre za povprečno izotopsko sestavo kisika le v dveh nekaj cm debelih žilah, aplitni in pegmatitni, zato moramo šteti dobljene rezultate le za predhodno informacijo. Zavedati se moramo namreč, da je lahko izotopska sestava kisika v pegmatitnih in aplitnih žilah zelo variabilna, saj zavisi od njihove mineralne sestave, ki je zlasti v debelozrnatih pegmatitnih žilah precej bolj neenakomerna kot v drobnozrnatem aplitu.

Masnospektrometrično smo raziskali tudi izotopsko sestavo kisika v nekaterih mineralih iz pegmatitnih žil. Ugotovili smo, da ima med raziskanimi minerali najmanjši $\delta^{18}\text{O}$ granat, za katerega smo z rentgensko analizo ugotovili, da pripada spessartinu, ki tvori v nekaterih pegmatitnih žilah največ nekaj mm, izjemoma tudi do 1 cm velika zrna. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša +5,1 ‰. Nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ +5,6 ‰ in +7,7 ‰ imajo glinenčeva zrna, katera predstavljajo po podatkih rentgenske analize »low albit«. Če upoštevamo, da gre za isti mineral, vendar iz dveh različnih pegmatitnih žil, je razlika 2,1 ‰ v njegovi izotopski sestavi kisika relativno velika. Kaj je temu vzrok, zazdaj ne vemo. Morda je to posledica frakcionacije kisikovih izotopov pri nastajanju pegmatitnih žil. Omenili smo že, da gre za več generacij pegmatitnih žil, ki so nastajale iz preostanka taline. Ta se je verjetno vseskozi bogatila s težkim kisikovim izotopom. Zato bi lahko pričakovali, da imajo minerali iz starejših pegmatitnih žil nekoliko več lahkega kisikovega izotopa in s tem manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot isti minerali iz mlajših žil. Nadalje se postavlja vprašanje, ali so vse pegmatitne in aplitne žile nastale pri približno enaki temperaturi, oziroma ali je bila temperatura, pri kateri so nastale starejše žile, višja od temperature nastanka mlajših žil, kar je seveda

vplivalo na stopnjo frakcionacije kisikovih izotopov. Največ težkega kisikovega izotopa smo izmerili v kremenu iz pegmatitnih žil. Njegov $\delta^{18}\text{O}$, podatek imamo le za dva vzorca, znaša $+10,7\%$ in $+11,3\%$.

Dobljeni podatki o izotopski sestavi kisika v raziskanih mineralih iz pegmatitnih žil povedo, da imajo različni minerali precej različen $\delta^{18}\text{O}$ vendar je njihova izotopska sestava kisika v skladu s sposobnostjo koncentracije težkega kisikovega izotopa, kot jo podajata Epstein in Taylor (1967).

Čizlakit

Po podatkih izotopske analize ima čizlakit $\delta^{18}\text{O} +7,1\%$ in $+7,9\%$ (tabela 1, slika 5). Največ težkega kisikovega izotopa ima čizlakit, ki tvori neposredno prikamnino aplitne žile, bogate z glinenci, medtem ko je povprečni nespremenjeni vzorec te kamnine, to je čizlakita, v katerega ni pronicala talina, ki je dala aplitne in pegmatitne žile, nekoliko obogaten z lahkim kisikovim izotopom in ima zato tudi manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot prikamnina aplitne žile. $\delta^{18}\text{O}$ povprečnega vzorca čizlakita se nahaja v območju od $+5,5\%$ do $+7,4\%$, v katerem niha po Fauru (1977) $\delta^{18}\text{O}$ gabrskih kamnin. V primerjavi s tonalitom vsebuje čizlakit več lahkega kisikovega izotopa. Povprečna vzorca obeh kamnin se namreč v izotopski sestavi kisika med seboj razlikujeta za 2% . To je povsem razumljivo, saj je čizlakit gabrska kamnina. Kot smo že omenili, sestoji v glavnem iz avgita in rogovače, ki sta v primerjavi z glinenci in kremenom – ti prevladujejo v tonalitu – obogatena z lahkim kisikovim izotopom. Da je to res, je potrdila tudi analiza izotopske sestave kisika v avgitu. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost $+4,55\%$.

Pegmatitne in aplitne žile

Tudi čizlakit prepletajo aplitne in pegmatitne žile. Po prvih podatkih sodeč, vsebujejo aplitne žile iz čizlakita nekoliko več lahkega kisikovega izotopa v primerjavi z žilami iz tonalita. Njihov $\delta^{18}\text{O}$, podatek imamo le za dve žili, znaša $+6,6\%$ in $+8,3\%$.

Iz pegmatitnih žil v čizlakitu smo masnospektrometrično analizirali izotopsko sestavo kisika le v kremenu. Ugotovili smo, da je v primerjavi s kremenom iz pegmatitnih žil v tonalitu za več kot 3% obogaten z lahkim kisikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost $+7,7\%$.

Dobljeni podatki kažejo, da se aplitne in pegmatitne žile iz tonalita in čizlakita po izotopski sestavi kisika med seboj nekoliko razlikujejo. Kaj je temu vzrok, zaenkrat ne vemo, saj imamo za verodostojno razlago na razpolago še premalo podatkov.

Čizlakit sečejo ponekod tudi odprte kremenovo-karbonatne žile z lepo razvitimi kremenovimi in kalcitnimi kristali. Ugotovili smo, da so mlajše od aplita in pegmatita. Kremen iz teh žil vsebuje nekoliko več težkega kisikovega izotopa kot kremen iz pegmatitnih žil v čizlakitu, v primerjavi s kremenom iz pegmatitnih žil v tonalitu pa je obogaten z lahkim kisikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša $+9,2\%$. Podobno izotopsko sestavo te prvine ima tudi kalcit, $+8,77\%$ in $+9,50\%$, medtem ko znaša njegov $\delta^{13}\text{C}$ $-3,70\%$ in $-3,83\%$. Na podlagi izotopske sestave kisika in ogljika v kalcitu ter kisika v kremenu sklepamo, da so odprte žile nastale pri zelo visoki temperaturi, ki verjetno ni bila dosti nižja od temperature nastanka pegmatitnih žil.

Sklep

Tonalit in čizlakit se po izotopski sestavi kisika med seboj nekoliko razlikujeta, pri čemer vsebuje čizlakit nekoliko več lahkega kisikovega izotopa kot tonalit. Tonalit, ki je bolj kislina in spada v dioritno skupino, ima torej v primerjavi s čizlakitom večji $\delta^{18}\text{O}$. Njegova mineralna sestava – gre za povprečni vzorec tonalita, katerega $\delta^{18}\text{O}$ je $+9,1\%$ – je, če upoštevamo le glavne minerale, naslednja: glinenci 69,1 % kremen 20 % in femični minerali 7,9 %. Med glinenci prevladujejo plagioklazi s 37,8 % anortita, pri čemer je ortoklaza le 11,8 % (normirana sestava – sistem CIPW). Kot vidimo, prevladujejo v tonalitu minerali, ki imajo v primerjavi z minerali iz čizlakita večjo sposobnost koncentracije težkega kisikovega izotopa; zato je povsem razumljivo, da je tonalit glede na čizlakit obogaten s težkim kisikovim izotopom.

Na osnovi prvih podatkov o izotopski sestavi kisika lahko uvrstimo pohorsko globočnino v skupino izotopsko normalnih granitoidnih kamnin, to je v skupino I, katere kamnine imajo $\delta^{18}\text{O} < +10\%$ in so nastale iz magme juvenilnega izvora. Če pa upoštevamo še ugotovitve Turia (1982) moramo zapisati, da je magma, ki je dala pohorsko globočnino, lahko delno že asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje. Poudariti moramo, da so to le preliminarne ugotovitve in bo za razrešitev izvora magme, ki je dala pohorsko globočnino, pa tudi druge magmatske kamnine na tem območju, potrebno napraviti še precej izotopskih in geokemičnih analiz.

Povprečni vzorec čizlakita ima $\delta^{18}\text{O} +7,1\%$, medtem ko znaša $\delta^{18}\text{O}$ povprečnega vzorca tonalita $+9,1\%$. Obogatitev čizlakita z lahkim kisikovim izotopom je posledica njegove mineralne sestave.

Poudariti pa moramo, da se izotopska sestava kisika pohorskega čizlakita nahaja v istem območju kot večine gabskih kamnin. Gre namreč za bazično kamnino, za katero meni F a n i n g e r (1965), da je v bistvu diorit piroksenit, ki pa se bolj približuje piroksenitu kot dioritu. V našem primeru vsebuje 58 % femičnih mineralov, v glavnem avgita in rogavače, pri čemer je avgit precej obogaten z lahkim kisikovim izotopom, saj znaša njegov $\delta^{18}\text{O} +4,55\%$. Mineralno paragenozo dopolnjujejo še glinenci. Prevladujejo plagioklazi s 46,8 % anortita. Teh je 33,4 %, medtem ko pripada ortoklazu le 7,6 % (normirana sestava – sistem CIPW).

Aplit in pegmatit sta kot najbolj kislina obogatena s težkim kisikovim izotopom glede na tonalit. Največja obogatitev s težkim kisikovim izotopom je značilna zlasti za kremen iz pegmatitnih žil, medtem ko imata glinenec (low albit) in granat manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot tonalit.

Za aplit v čizlakitu smo dobili dva nasprotujoča si podatka. V prvem primeru vsebuje žilnina več težkega kisikovega izotopa kot čizlakit, v drugem primeru pa je prav obratno. Primerjava z aplitom iz tonalita pove, da ima slednji za 1,7 % oziroma 3,4 % večji $\delta^{18}\text{O}$ kot aplit iz čizlakita. Tudi kremen iz pegmatitnih žil v tonalitu ima večji $\delta^{18}\text{O}$ kot kremen iz pegmatitnih žil v čizlakitu. Kaj je temu vzrok, zazdaj ne vemo. Nedvomno gre za več generacij aplitnih in pegmatitnih žil, ki se verjetno nekoliko razlikujejo po izotopski sestavi kisika.

Zahvala

Za kritični pregled članka se avtorji iskreno zahvaljujejo prof. dr. M. Droveniku.

Isotopic composition of oxygen in igneous rocks of Pohorje

Summary

The Pohorje tonalite and cezlakite differ to a certain extent in isotopic composition of oxygen. Cezlakite contains somewhat more light oxygen isotope than tonalite. Tonalite which is a more acidic rock belonging to the diorite group has in comparison with cezlakite a higher value of $\delta^{18}\text{O}$. The mineral composition of the average tonalite sample with $\delta^{18}\text{O}$ of +9.1‰ is as follows, considering the major minerals: feldspars 69.1%, quartz 20% and femic minerals 7.9%. Among the feldspars prevail plagioclases with 37.8% of anorthite, and only 11.8% of orthoclase (norm composition, the CIPW system). Consequently, in the tonalite prevail those minerals which possess a higher ability of concentrating the heavy oxygen isotope with respect to minerals from cezlakite. Therefore it is entirely understandable why tonalite is enriched with the heavy oxygen isotope in regard to cezlakite.

On the ground of these first data on isotopic composition of oxygen the Pohorje intrusive rock can be attributed to the group of normal granitoid rocks, i. e. to the group I, the rocks of which have the $\delta^{18}\text{O}$ value about (less than) +10‰ and were formed from magma of juvenile source. By considering the findings of Turia (1982) we must conclude that magma which produced the Pohorje intrusive rock possibly already assimilated the rocks of the continental crust rich in heavy oxygen isotope. It must be underlined, however, that these conclusions are preliminary. For the solution of the question on the source of magma which produced the Pohorje intrusive rock, as well as other igneous rocks of the area, many more isotopic and geochemical analyses will have to be done.

An average sample of cezlakite has the $\delta^{18}\text{O}$ value of +7.1‰, while the $\delta^{18}\text{O}$ of the average sample of tonalite is +9.1‰. Enrichment of cezlakite with the light oxygen isotope is the consequence of its mineral composition. It should be emphasized, however, that the isotopic composition of oxygen of the Pohorje cezlakite appears in the same region as the majority of gabbroic rocks. Cezlakite is a basic rock which, according to F a n i n g e r (1965), is actually diorite pyroxenite, being closer to pyroxenite than to diorite. In our case the rock contains 58% of femic minerals, mainly augite and hornblende. Augite is considerably enriched with the light oxygen isotope, having the $\delta^{18}\text{O}$ value of +4.55‰. The mineral paragenesis is completed by feldspars. Preval plagioclases with 46.8% of anorthite. They make 33.4% of the rock, while only 7.6% belongs to orthoclase (norm composition - CIPW system).

Aplite and pegmatite as the most acidic differentiates are enriched with the heavy oxygen isotope with respect to tonalite. The maximum enrichment with heavy oxygen isotope is characteristic especially for quartz from pegmatitic veins, whereas plagioclase (low albite) and garnet have lower $\delta^{18}\text{O}$ than tonalite.

For aplites in cezlakite two conflicting data were obtained. In the first case the vein contains more heavy oxygen isotope than cezlakite, and vice versa in the other case. Comparison with aplites from tonalite shows that the latter has for 1.7‰, respectively for 3.4‰ higher $\delta^{18}\text{O}$ value than aplites from cezlakite. Also quartz from pegmatitic veins in tonalite has a higher $\delta^{18}\text{O}$ than quartz from pegmatitic veins in cezlakite. The reason for that is not clear yet. Most probably there are several generations of aplitic and pegmatitic veins which probably differ in isotopic composition of oxygen.

Literatura

- Benesch, F. 1917, Beiträge zur Gesteinskunde des östlichen Bachergebirges (Südsteiermark). Mitt. d. Geol. Ges. Wien.
- Chappell, B. W. & White, A. I. R. 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174, Canberra.
- Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja absolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, 6 - jubilarna, 165-182, Beograd.
- Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. *Geol. Anali Balkanskog Poluostrva*, 12/2, Beograd.
- Epstein, S. & Taylor, H. P. Jr. 1967, Variation of $^{18}O/^{16}O$ in mineral and rocks. In *Researches in Geochemistry*, vol. 2, 29-62, P. H. Abelson, ed. John Wiley, 663 p., New York.
- Faninger, E. 1965, Čizlakit v novejši petrografski klasifikaciji. *Geologija*, 8., 263-278, Ljubljana.
- Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciat. *Geologija* 13, 35-104, Ljubljana.
- Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. *Geologija*, 16, 271-315, Ljubljana.
- Faninger, E. 1976, Karavanški tonalit. *Geologija* 19, 153-210, Ljubljana.
- Faure, G. 1977, *Principles of Isotope Geology*, ed. John Wiley, 464 p., New York.
- IUGS (International Union of Geological Sciences), 1973, *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations*. N. Jb. Miner. H. Ig. 1973, H. 4, 149-164, Stuttgart.
- Johansen, A. 1958, *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, Vol. II, Chicago.
- Nikitin, V. 1939, Čizlakit - nova kamenina Pohorja. *Zbornik Priir. društva*, Ljubljana.
- Nikitin, V. & Klemen, R. 1937, Diorit-pirokseniti v okolici Čizlaka na Pohorju. *Geol. Anali Balkanskog Poluostrva*, 14/2, Beograd.
- Streckeisen, A. 1967, *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner., Abhandlung, Band 107, H. 22-3, Stuttgart.
- Taylor, H. P. Jr. 1978, Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 177-210, Amsterdam.
- Taylor, H. P. Jr. & Epstein, S. 1962, Relationship between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks Part I and II. *Bull. Geol. Soc. Am.* 73, 461-480; 675-694; Boulder.
- Turi, B. 1982, *Geochimica isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno nelle rocce granitiche*. *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 38 (3), 1233-1249, Milano.