

UDK 552.33:549.08:551.78(497.12)=863

Peridotitne nodule v bazaltnem tufu pri Gradu v Prekmurju

Peridotite nodules in alkali basaltic tuff in the Grad area of Prekmurje

Ana Hinterlechner-Ravnik in Miha Mišič

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Peridotitne nodule smo našli vključene v plasteh alkalnega bazaltne-ga tufa in tufita, ki se razprostirajo med limničnimi plastmi najmlajšega pliocena na območju Grada v Prekmurju. Glede na sodobni kemijski model lupinasto zgrajene Zemlje predstavljajo peridotitne nodule drobce zgornjega plašča. Podajamo kemijske, mineralne ter strukturne značilnosti peridotitnih nodul in vulkanskih kamenin. Z rentgensko difrakcijsko metodo smo v tufu alkalnega bazalta določili habazit, phillipsit, analcim, Ca-montmorillonit, thenardit in sadro skupaj z ohranjenimi prvotnimi vulkanskimi minerali. Ugotovljena mineralna združba je posledica diageneze ob plitvem pogrezanju mladih kamenin.

Abstract

Peridotite nodules in alkali basaltic tuff and tuffite intercalated in Late Pliocene sediments of limnic origin occur in the Grad area of Prekmurje, and represent regarding the present chemically zoned model for the Earth structure its upper mantle fragments. Chemical and mineral compositions for a peridotite nodule and an alkali basalt fragment are given. By X-ray powder diffraction method in the alkali basaltic tuff the mineral association chabazite, phillipsite, analcime, Ca-montmorillonite, thenardite, and gypsum together with inherited volcanic minerals was determined, indicating diagenetic mineral facies.

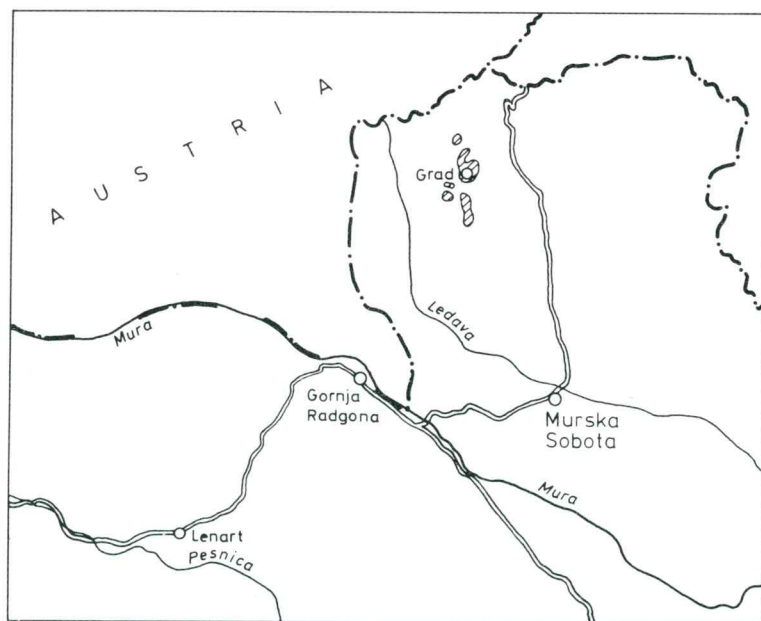
Uvod

Zemljin plašč prekriva tanka lupina, ki jo imenujemo skorja. Skorja je zelo tanka plast siala, ki se je v zgodovini Zemlje izdiferencirala iz njenega plašča. Skorja preprečuje, da bi bil plašč neposredno dostopen raziskavam. Ker pa je Zemlja topla, obstojajo v njeni notranjosti konvekcijski tokovi. Pri posebnih pogojih in samo na nekaterih mestih Zemlje prinašajo konvekcijski tokovi v zgornjem plašču material tega dela plašča v skorjo ali pa celo na površje. Tak material Zemljinega plašča so glede na sedanji geofizikalni model o zgradbi Zemlje tudi peridotitne nodule, ki so vezane na vulkanske kamenine alkalne bazaltne sestave. Pri nas jih najdemo v severovzhodni Sloveniji. Ogledali si bomo geološke pogoje nastopanja ter strukturne, mineralne in kemijske značilnosti teh kamenin.

Geološke razmere

Plasti bazalnega tufa in tufita so razširjene pri nas samo kot manjši erozijski ostanki na Goričkem (sl. 1). Lepo so odkrite v dveh opuščenih kamnolomih v okolici Grada, kjer so jih nekoč izkoriščali za gradbeni kamen. Vulkanski drobci so se mešali s sedimentnimi v limničnem okolju. Večjih izdankov bazalta ni. Jugozahodno od zaselka Kaniža izdanja izpod bazalnega tufa okrog 12 m² velika golica črno sivega bazalta (Ciglar, 1979). Bazaltni izdanek nima enotne strukture, kar kaže na periferni del bazalnega izliva. Z vrtnanjem pa je bilo dokazano, da nima večjega obsega. Predstavlja samo večji blok, ki so ga verjetno prinesli gosti kalni tokovi tufskega in sedimentnega materiala. Ker na našem terenu nimamo primarnih lavinih izlivov, so za določanje vrste magme pomembni vsi večji kosi in bloki bazalta.

Debelina tufskih skladov pri Gradu je samo nekaj sto metrov. Ta material je bil zaradi močne vulkanske eksplozije prinesen najdlje od izvirnega področja. Deloma je verjeten tudi kratek prenos materiala v vodi. Glavni center vulkanskega delovanja je bil v sosednji Avstriji v bližini meje, na območju Klöcha, Gleichberga in še severneje, kjer so ohranjene vulkanske oblike ter debele plasti lave in tufa (Winkler, 1926, 1927; Tollmann, 1985). Glede na podatke Osnovne geološke karte SFRJ Goričko in tolmača k njej (Pleničar, 1968, 1970) so bazaltni tufi in tufiti vključeni v zgornjepliocenske deloma sprijete plasti kremenovega rečnega proda, peska, laporja in gline. Po zadnjih



Sl. 1. Lokacija bazalnega tufa s peridotitnimi nodulami pri Gradu, Prekmurje

Fig. 1. Location map of basaltic tuff with peridotite nodules at Grad, Prekmurje

avstrijskih podatkih (Flügel et Neubauer, 1984) je vulkanizem nekoliko mlajši in ga uvrščajo v obdobje pliocen/pleistocen, kar meni sedaj tudi Pleničar (ustmeno sporočilo). Na izravnani relief bazaltnih tufov in tufitov so odložene samo do nekaj 100 m debele plasti kremenovega proda in peska, s katerimi se konča pogrezanje tega dela obrobja Panonske kotline (Fuchs, 1980).

Ta najmlajša faza vulkanizma je v sosednjem območju Avstrije in Madžarske na vzhodnem obrobju Alp tolmačena kot končna faza terciarnega vulkanizma. Vulkanizem je posledica popolne subdukcije oceanske plošče; zato se je povišala gostota toplotnega toka, kar je še vedno značilno za Panonsko kotlino. Teoretično imajo alkalne bazaltne magme, ki vsebujejo od alkalij kalij in natrij, najgloblji izvor med bazaltnimi lavami. Izhajajo iz zgornjih delov plašča, to je iz globine okoli 100 km. Nastajajo z delnim do 5 % taljenjem plašča, ki je peridotitne sestave (Holloway, 1976). Dokaz za to so svetlo zelene peridotitne nodule, ki jih nosijo s seboj. S silnimi s plini bogatimi erupcijami so te magme zdobile dele plašča in skorjo kontinentov ter po razpokah prodrle na Zemljino površino. Zato alkalne magme nosijo s seboj razen drobcev plašča še drobce skorje, ki jih lahko najdemo tudi v tufu pri Gradu.

Značilnosti bazalta in njegovega tufa

Vulkanski pojavi so vezani na magme, ki vsebujejo le malo hlapnih snovi, med temi predvsem H_2O in CO_2 . Vendar se ti plini pri hitrem adiabatskem dvigu magme po globokih razpokah ob velikem padcu tlaka glede na tistega, pri katerem je magma nastajala, razširijo, eksplozivno sprostijo in povzročajo silne erupcije z drobljenjem zelo viskoznega magmatskega materiala. Tako so nastale tudi piroklastične bazaltne kamenine pri Gradu. Po velikosti drobcev opazujemo prehode med drobnozrnatim, grobozrnatim in brečastim vulkanskim materialom; drobnozrnat je bolj pogosten. V nekaterih drobcih so še ohranjeni številni plinski mehurčki — votlinice, večinoma zapolnjeni s sekundarnimi minerali, med katerimi so zanimivi zlasti zeoliti.

Eksplozivna bazaltna magma je trgala ob prodiranju dele plašča in skorje. Tako najdemo v plasteh razen vulkanskih številne kose metamorfnih kamenin: aplitni gnajs, sljudnati gnajs, blestnik in kvarcit z različnimi mikrostrukturami. Onečiščen je tudi sam bazaltni material. V njem namreč najdemo posamezna zrnca kremenca in kvarcita, ki jih je bazaltna magma zajela in so sedaj vanj vključeni (tabla 1, sl. 1). Razen tega so padali vulkanski delci v limnično sedimentacijsko območje, kjer so se usedali kremenovi peski in prodniki ter glinasto-karbonatna snov. Zato tuf večinoma prehaja v tufit. Od primesnih mineralov je pogosten muskovit, zelo redka sta granat in turmalin, ki izhajajo iz razpadlih metamorfnih kamenin. Primes so tudi intraformacijsko presedimentirani mladi fino-zrnat kalcitno-kremenov peščenjak in laporasti drobci. V tufskih plasteh najdemo številne koščke lesa. Tuf je porozen, vendar trdno sprijet. Vezivo med bazaltnimi drobci tufa in tufita so prah in bolj fini vulkanski drobci, deloma rekristaliziran kalcit, klorit, glinasta snov in zeoliti.

Osnova bazaltnih drobcev je pod polarizatorjem neenotna, kriptokristalna, motna in vključuje neprosojen prah, verjetno hematit. Le redki vulkanski drobci so ohranjeni kot prosojno rjavkasto steklo s številnimi mikroliti. Drobci so

spremenjeni. Ustrezno se megaskopsko črna barva svežih tufskih bazaltnih drobcov spremeni v rjavkasto. Spremembe v drobcih najverjetneje ustrezajo palagonitizaciji. V drobcih so ohranjeni magmatski idiomorfni, delno nataljeni in nalomljeni vtrošniki kakor tudi majhni kristali avgita, redkeje olivina in rogovače (tabla 1, sl. 1). Drobne plagioklazove letvice in K-glinenec niso pogosti. Nekateri večji avgitovi kristali so značilno conarni in lamelarni. Jedro kristalov in nekatere cone so verjetno zaradi primesi kroma izrazito zelene. Fluidalno strukturo fragmentov, ki je pogosta, nakazujejo drobni usmerjeni zgoraj naštetimi minerali in stisnjeni mandlji (tabla 1, sl. 2 in 3). Rogovača ne nastopa samo kot vtrošnik, temveč tudi kot samostojen do 3 cm velik svež kristal. Zrna rogovače, ki je megaskopsko črna zelena, v mikroskopu pa rjavkasta, so redko tudi intenzivno zelena ali brezbarvna. Na nekaj mestih je rogovača kalcitizirana. Veliki kristali amfibola so zrasli že v plašču. Njihova rast je posledica nastanka alkalnih bazičnih talin amfibolove sestave in/ali metasomatose, vedno ob prisotnosti vode. Prvi ali drugi način nastanka se odraža v večji ali manjši količini slednih prvin (Kurat et al., 1980). Amfibol najdemo tudi v peridotitnih nodulah.

Svež, po mikrostrukturi nehomogen vzorec bazalta pri Kaniži, ki ga je prinesel K. Ciglar, smo kemijsko in rentgensko analizirali (tabela 1). Prav rentgenski podatek, da vsebuje kamenina veliko količino nefelina, nas je spodbudil za kemijsko analizo. V mikroskopu nefelina nismo mogli ugotoviti. Torej nastopa v polprosojni osnovi bazalta. Od kemijsko določene vrednosti kremenice pa smo morali odšteti 11 ut. % nefelinovemu bazaltu vsekakor tuje, vendar v mikroskopu določene klastične kremenove primesi, da smo v normativni sestavi lahko izračunali nefelin, ki je ugotovljen rentgensko. Analizirano kamenino označujemo kot alkalni bazalt oziroma natančneje kot nefelinov bazanit.

Med vulkanskimi in vulkansko-sedimentnimi delci, ki so se odložili v vodi, pride takoj ob usedanju in kasneje ob pogrezanju plasti pri naraščajočih temperaturah ali tlakih postopno do vedno novih medsebojnih reakcij, ki vodijo preko diagenese v metamorfozo. Vulkanski pesek in prah, ki ga sestavljajo vulkansko steklo in visokotemperaturni vtrošniki, kot so pirokseni, olivini in rogovače, od trenutka usedanja v sedimentnem bazenu glede na nizko temperaturo, nizek tlak in prisotnost vode s komplicirano ionsko sestavo niso v ravnotežju. Zato postaneta neobstojna. Prve nove mineralne asociacije so med seboj lahko samo v približnem ravnotežju. Večinoma so prve spremembe vezane na drobnozrnato osnovo, ki lepi preostala reliktna zrna izhodnih kamenin. Nove minerale najdemo tudi v spremenjenih steklastih fragmentih, v žilicah in v mandljih. Prvi novi minerali so zaradi fine zrnivosti optično neopredeljivi, deloma zaznavni le kot spremenjeno vulkansko steklo. Zato je potrebno pri preiskavi spremenjenih vulkanskih kamenin in tufskih sedimentov uporabiti rentgensko difrakcijsko tehniko.

Razen struktur in podedovane vulkanske mineralne sestave, ki smo jih lahko ugotovili že optično, smo za stopnjo sprememb pri litifikaciji raziskanega bazalnega tufa in tufita rentgensko določili poleg klastičnega kremenca in muskovita, magmatske rogovače, avgita in hematita pomembne habazit, phillipsit, analcim, levynit (?), thenardit, sadro, Ca-montmorillonit in goethit. Med vsemi naštetimi zeoliti smo v mikroskopu z gotovostjo lahko ugotovili samo dobro

kristaliziran phillipsit. Vsi ostali so skriti v polprosojni osnovi spremenjenih drobcov bazalnega stekla in v vezivu med njimi. Phillipsit je poleg kalcita v vezivu preiskanih vzorcev najbolj pogost mineral, nastopa pa tudi v mandljih vulkanskih drobcov in v zelo tankih žilicah. Vendar opazujemo v mandljih nekaterih drobcov samo klorit ali pa kalcit. Phillipsit tvori žarkovito vlaknate agregate. Vlakna so dolga do 0,2 mm. Žarkovito vlaknati agregati so večinoma conarno grajeni. Posamezne cone so brez barve, vendar so izmenično rahlo rjavkaste zaradi primesi gline ali pa limonita. Vlakna kažejo rahlo razliko v stopnji dvoloma (tabla 1, sl. 2 in 3; tabla 2; sl. 1, 2, 3 in 4).

Mineral phillipsit ($(\frac{1}{2} \text{Ca}, \text{K}, \text{Na})_5 [\text{Al}_5\text{Si}_{11}\text{O}_{32}] \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) in njegova združba s habazitom ($(\text{Ca}, \text{Na}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), analcimom ($\text{Na} [\text{AlSi}_3\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$), levy-nitom (?) ($(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), thenarditom (Na_2SO_4) (Tröger, 1979), sadro in Ca-montmorillonitom sta bila v Sloveniji prvič določena (sl. 2). Po literaturnih podatkih pa je phillipsit precej razširjen zeolit, ki kristalizira ob habazitu, analcimu in vsaj delno avtigenem montmorillonitu v zelo različnem okolju. Tako je prisoten v vulkanskih geotermalnih območjih (Kristmannsdóttir et Tómasson, 1978), v mladih diagenetsko spremenjenih globokomorskih sedimentih (Iijima, 1978; Stonecipher, 1978) in v kontinentalnem rečno-jezerskem ali bolj zaprtem slanem alkalnem jezerskem okolju (Sersale, 1978; Surdam et Sheppard, 1978). Glede na sedimente in nanje vezane bazaltne vulkanske drobce, ki so razširjeni na raziskovanem ozemlju, ustrezajo geološke razmere, v katerih so rasli ugotovljeni diagenetski minerali, kontinentalnim rečnim in jezerskim — limničnim.

Phillipsit je avtigen mineral, ki nastane iz spremenjenega alkalnega bazalnega stekla. Tudi v sedimentih, kjer je bil ugotovljen phillipsit, je bila kemično ali pa optično vedno določena vsaj primes bazičnega vulkanskega stekla ali palagonita. Zeolit phillipsit je značilen za mlade kamenine, katerih starost je mlajša od spodnjega pliocena. V starejših nastopa namesto phillipsita klinoptilolit (Karstner et Stonecipher, 1978). Vendar je za rast klinoptilolita potrebna večja vsebnost kremenice, visoko razmerje Si/Al in nizko razmerje Ti/Al (Stonecipher, 1978). Zelo pomembna je ionska sestava pornih vod, ki je po literaturnih podatkih zelo komplicirana.

Značilen za združbo phillipsita s habazitom je tudi analcim, ki pa ga v naših vzorcih ni veliko. Medtem ko habazit in phillipsit v zaprtem hidrografskem okolju slanih alkalnih jezer lahko kristalizirata neposredno iz spremenjenega alkalnega bazalnega stekla oz. gelaste snovi, pa kristalizira analcim iz že obstoječih zeolitov (Surdam et Sheppard, 1978). Ta mineral naj bi bil tudi zaradi manjše vsebnosti vode glede na prva dva zeolita obstojen pri nekoliko višji temperaturi.

V raziskanih mladih bazaltnih tufih in tufitih smo ugotovili ohranjene kristale avgita, olivina in manj pogosto plagioklaza, večinoma spremenjeno neprosojno rjavkasto steklo osnove vulkanskih fragmentov ter novo rast zeolitne združbe habazit, phillipsit, analcim s thenarditom, sadro in Ca-montmorillonitom. Rast zeolitov pripisujemo diagenetskim procesom po usedanju vulkanskih bazaltnih delcev v limničnem sedimentacijskem območju. Mineralna združba je značilna za zgodnje stanje hidratacije vulkanskega stekla.

Tabela 1. Kemijska sestava
Table 1. Chemical composition

Alkalni bazalt Alkali basalt	ut. % wt. %	corr. %	Lherzolitna nodula Lherzolite nodule	ut. % wt. %	corr. %
SiO ₂	47,8 * - 11 %	42,43	SiO ₂	44,4	44,29
TiO ₂	1,84	2,12	TiO ₂	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	13,5	15,80	Al ₂ O ₃	3,40	3,37
Fe ₂ O ₃	6,09 *** f = 0,9	2,08	Fe ₂ O ₃	2,53	2,53
Cr ₂ O ₃	0,016	-	Cr ₂ O ₃	0,44	0,44
FeO	5,25	10,50	FeO	6,10	6,08
MnO	0,18	0,21	MnO	0,18	0,18
MgO	6,74	7,77	MgO	40,0	39,89
CaO	9,73	11,22	CaO	2,80	2,80
Na ₂ O	3,75	4,32	Na ₂ O	0,27	0,27
K ₂ O	2,12	2,44	K ₂ O	0,03	-
P ₂ O ₅	0,96	1,11	P ₂ O ₅	0,06	-
CO ₂	0,48	-	CO ₂	0,03	-
S	0,019	-	S	0,01	-
Žaroizguba Ign. loss	2,02	-			
	99,996	100,00		100,40	100,00

Z rentgensko difrakcijo
ugotovljena mineralna
sestava

CIPW norma (ut. %)
CIPW norms (wt. %)

CIPW norma (ut. %)
CIPW norms (wt. %)

Mineral composition by
X-ray powder diffraction

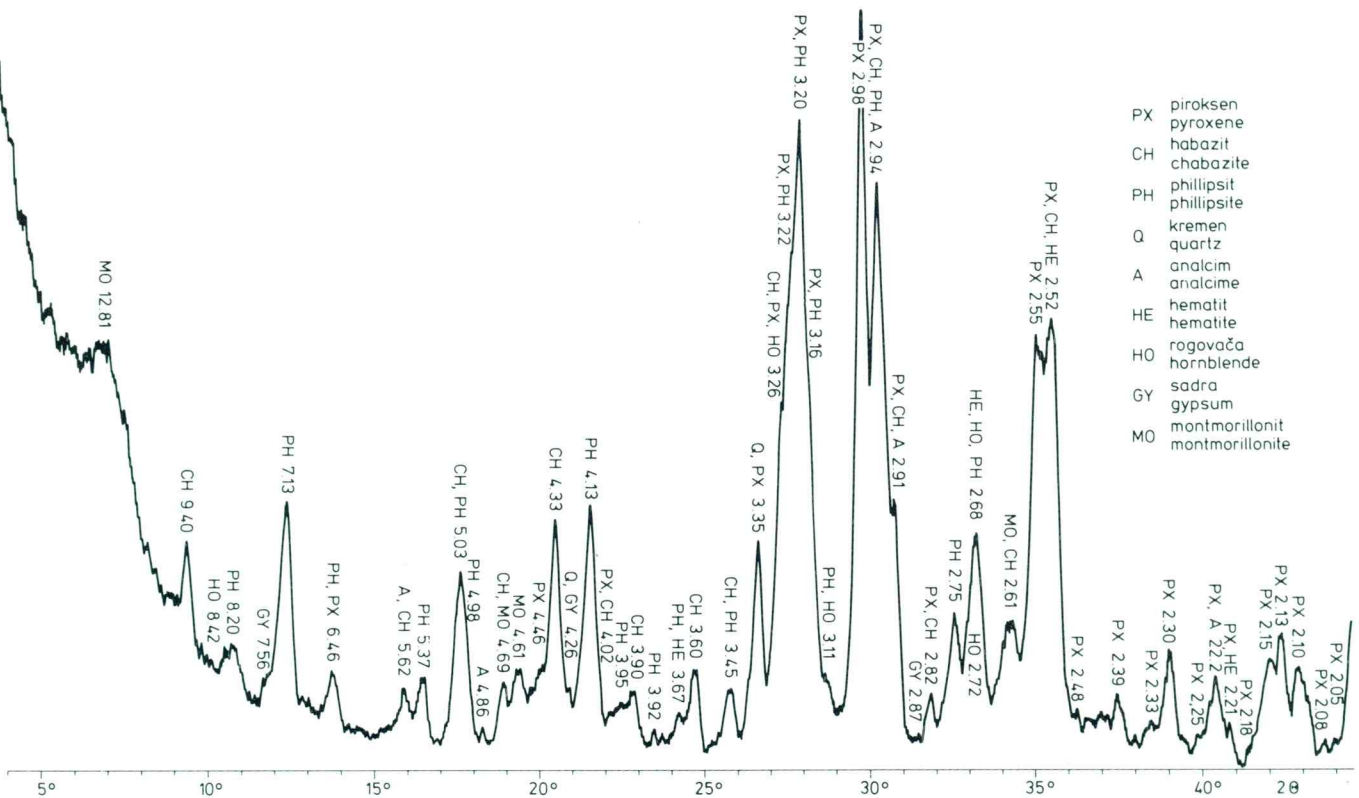
nefelin - nepheline	or	5,84
klinopiroksen - cpx	an	16,40
olivin - olivine	ne	19,88
plagioklaz - plagioclase	lc	6,76
kremen - quartz	wo	13,36
rogovača - hornblende	en	7,43
illit/muskovit - illite/mu	fs	5,54
apatit - apatite	fo	8,37
magnetit - magnetite	fa	6,82
stekla ni ! no glass !	mt	3,01
	il	4,10
	ap	2,48
		99,99

ab	2,10
an	8,06
wo	2,44
en	2,01
fs	0,13
en	18,17
fs	1,58
fo	55,44
fa	5,50
mt	4,40
il	0,30
	100,13

* 11 ut. % klastičnega kremena je optično ugotovljena primes, ki je odšteta
SiO₂ content is reduced for 11 wt. % with regard to included optically
determined quartz clasts

*** Fe₂O₃ je preračunan na 2 ut. % - Fe₂O₃ content arbitrarily reduced to 2 wt. %

Kemijska analiza - Chemical analysis : Metalurški inštitut, Ljubljana



Sl. 2. Difraktogram vprašenega bazaltnega tufa
Fig. 2. X-ray powder diffraction pattern of basaltic tuff

Peridotitne nodule

Kamenine plašča so tiste kamenine, ki nastopajo med zgornjo površino Zemljinega jedra na globini 2900 km in Mohorovičičevo (MOHO) diskontinuiteto v podlagi kontinentalne kakor tudi tanjše oceanske skorje. Plašč je za razliko od sialične skorje ultramafične sestave. Geofizikalno je za plašč značilno veliko povečanje hitrosti longitudinalnih seizmičnih valov in tudi odsotnost strižnega valovanja v območjih, kjer pride do delnega nataljevanja in do nastajanja bazičnih magem. Kamenine plašča, ki ustrezajo geofizikalnemu modelu zgradbe Zemlje in so prodrle skozi Zemljino skorjo, so raznovrstne. Dvignjene zgornje dele plašča najdemo v razprostranjenih ofiolitnih conah na dnu oceanov, kjer nastaja nova Zemljina skorja. Skozi debelo kontinentalno skorjo pa so prodrli raznovrstni drobci plašča s kimberliti in z alkalnimi bazaltnimi magmami. Med kameninami na Zemljini površini izhajajo kimberliti iz največjih globlin, to je iz globine 200 do 300 km, in vsebujejo raznovrstne vključke plašča. S silinimi, s plini bogatimi erupcijami so te ultramafične kamenine zdrobile plašč in skorjo kontinentov ter po lijakasto oblikovanih razpokah, imenovanih diatreme, prodrle do Zemljine površine. Fragmenti plašča pa izhajajo tudi iz plitvejših delov plašča, to je iz globine okoli 100 km. Tam nastajajo z delnim taljenjem peridotitnega plašča bazaltne magme alkalne sestave. Prav peridotitne nodule, ki so značilno vezane na alkalne bazaltne vulkanske kamenine, so geološki dokaz za globino nastajanja izhodnih magem. O izvoru nodul pa mnenja niso enotna. Te lahko predstavljajo povprečno sestavo plašča, vendar na globini, ki je manjša od tiste, iz katere izvirajo kimberliti. Morda so nodule produkt delne diferenciacije in kristalizacije prvotne alkalne bazaltne magme na samem mestu njenega nastanka. Lahko pa so zgornji del osiromašenega plašča, ki ni genetsko vezan na obdajajočo bazaltno talino in ga je prodirajoča magma na svoji poti proti površju odtrgala od plašča.

Peridotitne nodule ali gomolje, ki jih najdemo v tufih pri Gradu, smo nekoč imenovali bombice (Hinterlechner-Ravnik et Ravnik, 1986/87). So ovalne, pa tudi nekoliko oglate oblike in dosežejo velikost od enega do nekaj centimetrov. Nekatere olivinove nodule obdaja črn, nekaj milimetrov debel bazaltni ovoj. Velikost zrn v nodulah je srednja. Oblika zrn je panalotriomorfna, sami robovi zrn so rahlo ovalni. Usmerjena rast zrn ni izražena. Glavni mineral je olivin, primesi so ortopiroksen, rjavkasto zeleni klinopiroksen in drobni alotriomorfni temno rjavi spinel. Našli smo eno samo zrno drobnega rahlo zelenkastega amfibola. Minerali se ločijo po barvi že megaskopsko. Olivin je rumenkasto svetlo zelen, pa tudi izrazito zelen. V zadnjem primeru je tudi v zbrusku rahlo zelenkast. Po kotu optičnih osi $2V$, ki znaša približno $\pm 90^\circ$, ustreza Mg-različku, natančneje prehodu med forsteritom in hrizolitom. Ortopiroksen je temno umazano zeleni optično pozitivni enstatit, ki prehaja v broncit. Izmerjeni kot optičnih osi je $2V_z = 84^\circ$. Glavna smer širjenja valovanja Y je vzporedna s pravokotnico na prvi pinakoid; opazujemo rahla odstopanja vzporednosti zaradi deformacije kristalov. Količinsko razmerje med naštetimi minerali je različno. Našli smo precej čiste olivinove nodule, ki ustrezajo osiromašenemu peridotitu dunitu. Kemijsko analizirani vzorec pa pripada lherzolit (tabela). Kemijska analiza te nodule se dobro sklada s silikatno analizo ksenolita iz Kapfensteina v Avstriji (vz. Ka 168), za katero menijo Kurat

et al. (1980), da predstavlja tudi na podlagi vsebnosti redkih elementov precej primitiven vzorec Zemljinega plašča, ki je ušel obsežnemu procesu delne natalitve.

Olivinova zrna zaradi notranje napetosti valovito in trakasto neenotno potemnjujejo (tabla 1, sl. 4). To je posledica velikega tlaka na že kristalizirani material v plašču ob prodiranju bazaltne magme, ki je nodule nosila s seboj iz plašča proti Zemljinemu površju. Avstrijski raziskovalci so izračunali na podlagi kemijske sestave dotikajočih se mineralnih parov temperaturo kristalizacije nodul na 940° — 1100°C . Pri tem je vladal tlak 15—27 kbar. Glede na ta podatek izvirajo peridotitne nodule, ki jih je vzorčevala alkalna bazaltna magma v zgornjem plašču, iz približne globine 50—80 km. Različna sestava ksenolitov kaže na različno stopnjo delnega taljenja zgornjega plašča (Kurat, 1971 in Kurat et al., 1980).

Visokotemperaturna in visokotlačna magmatska mineralna združba peridotitnih nodul ustreza sestavi zgornjega plašča. V Zemljini skorji ta združba ni obstojna in preide v metamorfne ekvivalente, med katerimi je v zgornji skorji razširjen serpentinit. Peridotitne nodule pri Gradu so relativno dobro ohranjene, ker so geološko gledano mlade. Plasti, v katerih nodule nastopajo, se po usedanju niso globoko pogreznile in zato niso metamorfno spremenjene. Vendar so zaradi površinskega preperevanja nodule le redko popolnoma sveže. Večinoma so rahlo limonitizirane, zelenkaste barve zrn pa imajo zato še rahel rjavkast nadah. Nodule zaradi preperevanja tudi niso trdno vezane, temveč razpadajo v pesek. Odkar sta opuščena oba kamnoloma pri Gradu, je sveže vzorce še težje najti.

Zaključek

Peridotitne nodule, kakršne najdemo v mladih tufih in tufitih alkalnega bazalta pri Gradu v Prekmurju, tolmačijo sodobni geofizikalni modeli o lupinasti zgradbi Zemlje kot fragmente zgornjega plašča, ki jih je bazaltna magma pri prodiranju proti Zemljini površini prinesla s seboj. Podana je kemijska analiza večjega fragmenta alkalnega bazalta in peridotitne nodule. V bazaltnemu tufu smo razen kristalov, ki so nespremenjeni podedovani iz vulkanske dejavnosti, z rentgensko difrakcijo ugotovili značilno diagenetsko združbo zeolitov: habazit, phillipsit ter analcim s Ca-montmorillonitom, thenarditom in sadro. Združba kaže na zgodnje stanje v hidrataciji alkalnega bazalnega stekla v limničnem okolju.

Zahvala

Članek je bil napisan v okviru raziskovalne naloge, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije.

Za izdelavo fotografij se zahvaljujemo Cirilu Gantarju in Vladu Segalli, FNT Ljubljana.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Vzorec 75/37535/79. Bazaltni tufit. Spremenjen drobec vulkanskega stekla s korodiranim olivinovim kristalom (levo), drobec kvarcita (desno). V osnovi fini spreminjeni vulkanski drobci, zrna kremena in avtigen kalcit. Nikola navzkrižna

Fig. 1. Sample 75/37535/79. Basaltic tuffite. Altered basaltic glass fragment including a crystal of corroded olivine (left side) and a quartzite fragment (right side). Matrix made up of fine altered glass fragments, quartz grains, and very fine-grained authigenic calcite. With crossed nicols

Sl. 2 in 3. Vzorec 41/37588/79. Spremenjen fragment stekla z bazaltnem tufu. Razpognjene vesikule nakazujejo fluidalno strukturo. Zapolnjene so s phillipsitom, redkeje s kloritom in kalcitom. Drobec kvarcita (Q). Nikola paralelna in navzkrižna

Figs. 2 and 3. Sample 41/37533/79. Altered glass fragment in a basaltic tuff. The elongated vesicles, indicating fluidal texture, are filled with fibroradial phillipsite, less often with chlorite and calcite. A quartzite fragment (Q). Without and with crossed nicols

Sl. 4. Peridotitna nodula v bazaltnem ovoju (spodnji rob). Paralelne deformacijske lamele v forsteritu. Ortopiroksen je zrno z razkolnostjo. Nikola navzkrižna

Fig. 4. Peridotite nodule in a basaltic envelope (at bottom). Parallel deformation lamellae in a forsterite crystal; orthopyroxene with cleavage. With crossed nicols

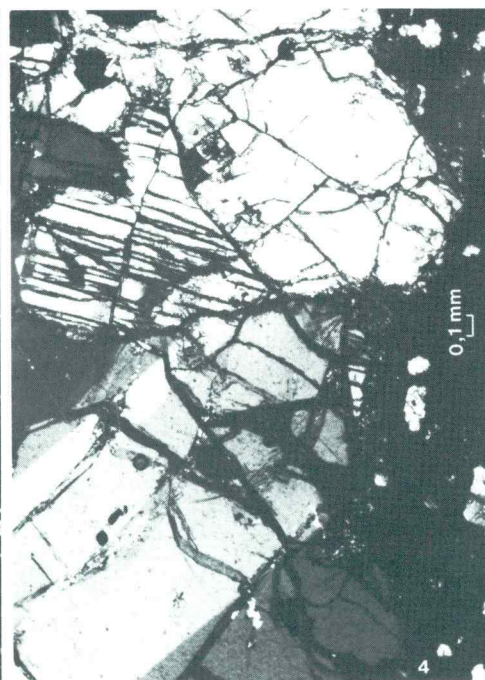
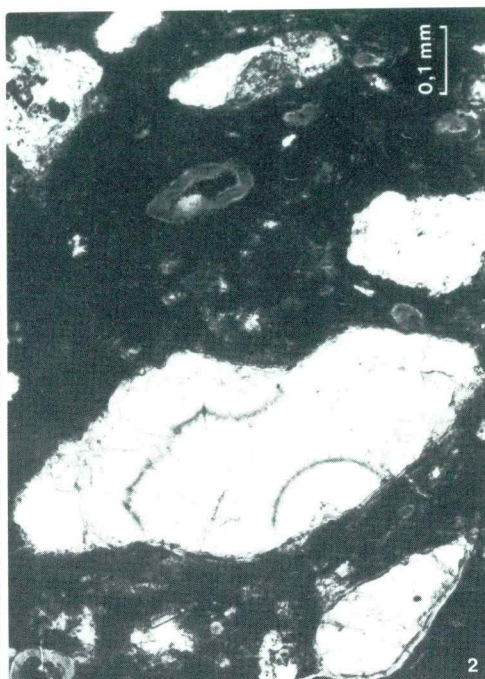
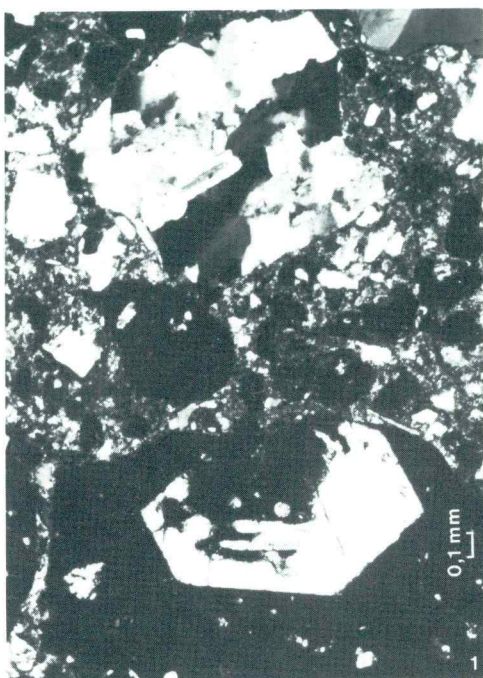


Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 in 2. Vzorec 53225/86. Spremenjen bazaltni tuf. Drobcji stekla so rjavkasti in povsem neprosojni. Vezivo med njimi je vlaknato radialen phillipsit. Nikola paralelna in navzkrižna

Figs. 1 and 2. Sample 53225/86. Altered basaltic tuff. Glassy fragments are brownish and not transparent. They are cemented by fibroradial phillipsite. Without and with crossed nicols

Sl. 3 in 4. Posnetek phillipsita (PH) in habazita (CH) z vrstičnim elektronskim mikroskopom

Figs. 3 and 4. Scanning electron micrograph of phillipsite (PH) and chabazite (CH)



Literatura

- Ciglar, K. 1979, Poročilo o geološkem kartiranju in raziskavah bazalta pri Gradu v Prekmurju. 1—5 in priloge, Arhiv Geološki zavod Ljubljana.
- Flügel, H. V. & Neubauer, F. 1984, Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200 000. Geol. Bundesanstalt, 1—127, Wien.
- Fuchs, W. 1980, Das Inneralpine Tertiär. In: Oberhauser, R., Ed., Der geologische Aufbau Österreichs. Herausgegeben von der geologischen Bundesanstalt. Springer-Verl., 452—483, Wien.
- Hinterlechner-Ravnik, A. & Ravnik, D. 1986 in 1987, Zgradba Zemlje, njena dinamika in kamenine plašča na Slovenskem. Proteus št. 1, 34—40, št. 3, 106—111, št. 5, 193—197 in št. 7, 266—270, letnik 49, Ljubljana.
- Holloway, J. R. 1976, Earth, interior of. McGraw-Hill Encyclopedia of Sci. and Technol., 165—166.
- Iijima, A. 1978, Geological occurrences of zeolite in marine environments. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 175—198, Oxford.
- Karstner, M. & Stonecipher, S. A., 1978, Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 199—220, Oxford.
- Kristmannsdóttir, H. & Tómasson, J., 1978, Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 277—284, Oxford.
- Kurat, G. 1971, Granat-Spinell-Websterit und Lherzolit aus dem Basaltuff von Kapfenstein, Steiermark. Tscherm. Miner. Petr. Mitt., Bd. 16, H. 4, 192—214.
- Kurat, G., Palme, H., Spettel, B., Baddenhausen, H., Hofmeister, H., Palme, Ch. & Wänke, H. 1980, Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. Geochim. and cosmochim. acta, Vol. 44, 45—60.
- Pleničar, M., 1968, Osnovna geološka karta SFRJ Goričko 1:100 000, list Goričko. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Goričko in Leibnitz. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Sersale, R. 1978, Occurrences and uses of zeolites in Italy. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 285—302, Oxford.
- Stonecipher, S. A. 1978, Chemistry of deep-sea phillipsite, clinoptilolite, and host sediments. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 221—234, Oxford.
- Surdam, R. C. & Sheppard, R. A. 1978, Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 145—174, Oxford.
- Tollmann, A. 1985, Geologie von Österreich. Bd. 2. Franz Deuticke, 1—710, Wien.
- Tröger, W. E. 1979, Optical determination of rocks-forming minerals. In: Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H. D., Eds., E. Schweiz. Verlagsbuchh., 1—188, Stuttgart.
- Winkler, A. 1926, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Gleichenberg, Zone 18, Kol. XIV, Nr. 5256. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Winkler, A. 1927, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Gleichenberg. Geologische Bundesanstalt, 1—164, Wien.