VYSOKOŠKOLSKÉ SKRIPTÁ

Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta

Pavel Uher

ŤAŽKÉ MINERÁLY

2013

UNIVERZITA KOMENSKÉHO BRATISLAVA

© Prof. RNDr. Pavel Uher, CSc., 2013

Za odbornú stránku týchto vysokoškolských skrípt zodpovedá autor.

ISBN 978-80-223-3374-0

Obsah

Strana

Úvod a definícia ťažkých minerálov ……..…….. ...4

1. Výskyt, genéza a význam ťažkých minerálov..... …….……..... 6

2. Metodika získavania a vyhodnotenia ťažkých minerálov.....…….…….....9

3. Určovanie a štúdium ťažkých minerálov…….…….....20

4. Akcesorické minerály – indikátory magmatických a metamorfných procesov…….....32

5. Ťažké minerály v sedimentárnych horninách – indikátory proveniencie a genézy…..…....48

Príloha 1. Prehľad základných vlastností najrozšírenejších ťažkých minerálov.....57

Príloha 2 Fotografie niektorých základných ťažkých minerálov.....59

Použitá a doporučená literatúra …….....65

Úvod a definícia ťažkých minerálov

Minerály sú prírodné chemické zlúčeniny v tuhom (kryštalickom) stave, ktoré sú základnými stavebnými jednotkami hornín, tvoriacich podstatnú časť našej planéty, teda zemskú kôru, plášť aj jadro, ako aj ostatné planéty a pevné telesá v našej Slnečnej sústave a vo vesmíre. Bežné minerály, ako napr. kremeň, živce, sľudy, kalcit, stretávame v mnohých druhoch hornín a prevažne vo veľkom množstve. Sú to základné horninotvorné minerály. Na druhej strane existujú minerály, ktoré sa síce môžu nachádzať vo viacerých druhoch hornín, ale obyčajne sú tu zriedkavé a vytvárajú len ich malú časť, hoci v špecifických prípadoch sa môžu akumulovať a vytvárať aj podstatnú časť horniny. Takéto minerály označujeme ako akcesorické minerály alebo ťažké minerály.

Pojem **ťažké minerály** bol zvolený z dôvodu, že špecifická hmotnosť (hustota) týchto mierálov je relatívne vysoká, zvyčajne 3 a viac g/cm^3. Preto sú ťažké oproti ostatným, prevládajúcim ľahkým minerálom s hustotou pod 3 g/cm^3 (kremeň, živce, sľudy atď.). V prírodných podmienkach, ako aj pri ich získavaní z pevných hornín alebo sypkých sedimentov preto dochádza ku gravitačnému oddeleniu (separácií) od ďaleko prevládajúcich ľahkých minerálov. Hraničná hodnota 3 g/cm^3 bola zvolená z dôvodu, že je vyššia ako hustota bromoformu (2,88 g/cm^3), ťažkej kvapaliny, ktorá sa hojne využíva pri separácií ťažkých minerálov od ľahkých minerálov. Pojem **akcesorické minerály** sa používa obyčajne na označenie ťažkých minerálov v pevných magmatických, metamorfovaných a sedimentárnych horninách. Pojem ťažké minerály má širší význam, používa sa na označenie minerálov s vysokou hustotou v pevných, ako aj v sypkých horninách (rozrušených pevných horninách – elúviach, náplavoch vodných tokov – alúviach, svahových sedimentoch, eolických sedimentoch a pod.).

Ťažké minerály môžeme preto definovať ako zriedkavo sa vyskytujúce minerály, dosahujúce zvyčajne koncentrácie pod 1 hmotnostné alebo objemové %, v pevných alebo nespevnených (sypkých) horninách, ktoré sa vyznačujú relatívne vysokou špecifickou hmotnosťou (hustotou), od zhruba 3 g/cm^3.

Ťažké, resp. akcesorické minerály sú už dlhé roky predmetom intenzívneho výskumu mineralógov, petrológov a ložiskových geológov z dvoch hlavných dôvodov:

1. Ťažké (akcesorické) minerály magmatických a metamorfovaných hornín poskytujú zásadné informácie o vzniku a evolúcií materských hornín (teplota, tlak, fugacita kyslíka). V klastických sedimentárnych horninách sú ťažké minerály vynikajúcim ukazovateľom

(indikátorom) znosových oblastí pôvodných hornín, odkiaľ bol derivovaný materiál sedimentov. Súčasne sa ťažké minerály hojne využívajú na datovanie vzniku, premien a výzdvihu hornín (metóda U-Th-Pb, FT – metóda stôp po štiepení uránu). Tieto informácie majú potom zásadný význam pri geologickej rekonštrukcii vývoja danej oblasti.

2. Ťažké minerály sú zásadným zdrojom informácii pri vyhľadávaní mnohých nerastných surovín, predovšetkých rudných ložísk (najmä Sn, W, Mo, Nb, Ta, Ti, Pt, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, prvkov vzácnych zemín – REE, Zr, Hf, Th, U), drahých kameňov a priemyselných minerálov (diamant, korund, granáty, turmalíny, barit a iné). Mnohé svetovo významé ložiská nerastných surovín boli objavené práve vďaka štúdiu ťažkých minerálov v nespevnených horninách, najmä v riečnych tokoch – tzv. šlichovej prospekcii a významná časť ekonomicky významných nerastov sa ťaží práve z náplavov v miestach, kde dochádza ku koncentrácii ťažkých minerálov (najmä minerály Sn, W, Nb-Ta, Ti, Au, Pt, diamanty). Priemyselne významné ťažké (akcesorické) minerály sa však získavajú aj z drvených primárnych hornín (najmä diamanty, zlato, minerály Nb-Ta, Sn-W a REE).

Ťažké minerály preto patria k najvýznamnejším zdrojom informácií o geologickej histórií Zeme, geologickému vývoju regiónov, ako aj poznaniu magmatických, metamorfných a sedimentárnych procesov. Súčasne sú nenahraditeľnými zdrojmi mnohých vzácnych kovov a materiálov, bez ktorých je nemysliteľný rozvoj ľudskej civilizácie.

Tieto učebné texty sú základnou charakteristikou, úvodom do problematiky ťažkých a akcesorických minerálov. Sú venované ich výskytom, metódam ich získavania a asociáciam, ťažiskom je charakteristika najvýznamnejších ťažkých minerálov. Okrem údajov z literatúry vychádzajú predovšetkým z výsledkov autorovho dlhoročného štúdia ťažkých minerálov.

Bratislava, november 2013

1. Výskyt, genéza a význam ťažkých minerálov

Ako už bolo spomenuté v úvode, ťažké minerály zvyčajne tvoria len veľmi malú súčasť študovanej horniny, obyčajne pod 1 hmotnostné, resp. objemové %, avšak často je ich koncentrácia len v rozmedzí 0,001 až 0,1 %. Napriek tomu patria ťažké a akcesorické minerály k najvýznamnejším zdrojom informácií v geologických vedách, ako aj významným zdrojom mnohých cenných nerastných surovín. Výskyt ťažkých minerálov je v prírode viazaný takmer na všetky typy hornín, pričom možno rozlíšiť ich tri základné genetické kategórie:

1) Akcesorické minerály, priamo viazané na vznik materskej horniny. Jedná sa o ťažké minerály, ktoré vznikli magmatickými, metamorfnými alebo hydrotermálnymi procesmi spolu s horninotvornými minerálmi danej horniny, napr. v granitoch, pegmatitoch, gabrách, syenitoch, vulkanických horninách, ortorulách a pararulách, migmatitoch, amfibolitoch, skarnoch, metamorfovaných karbonátoch atď. Akcesorické minerály sa najčastejšie vyskytujú v podobe jednotlivých kryštálov, viac alebo menej pravidelne rozptýlených v metrskej hornine. Ich veľkosť je obyčajne pod 0,5 mm, väčšie kryštály sú lokálne časté v hrubozrnnejších varietách magmatických hornín (najmä pegmatity), alebo v niketorých typoch metamorfovaných hornín (napr. porfyroblasty granátov, staurolitu alebo kyanitu v metapelitoch).

Akcesorické minerály bývajú uzatvorené v horninotvorných mineráloch (napr. zirkón alebo monazit v biotite), alebo sú lokalizované v medzizrnných priestoroch (intergranulárach), na kontakte dvoch alebo viacerých kryštáloch horninotvorných minerálov (napr. apatit na kontakte kremenňa a plagioklasu). Menej často tvoria akcesorické minerály menšie alebo väčšie akumulácie, oblasti s ich väčšou koncentráciou (napr. prúžky granátov v aplitoch a pegmatitoch). Podľa pôvodu možno v magmatických horninách rozlíšiť reliktné (predmagmatické), ranomagmatické, neskoromagmatické, hydrotermálne a metamorfné akcesorické minerály. V metamorfovaných horninách sa nachádzajú reliktné (predmetamorfné), prográdne metamorfné, retrográdne metamorfné a hydrotermálne akcesorické minerály.

Morfológia, vnútorná stavba a rastová zonalita kryštálov, variácie chemického a izotopového zloženia akcesorických minerálov, ako aj charakter ich premien (alterácie, rekryštalizácie, rozpadu) sú cennými ukazovateľmi (indikátormi) evolúcie materských hornín,

najmä ich teploty, tlaku a fugacity kyslíka. Typickými príkladmi akcesorických minerálov – indikátorov genézy materských magmatických alebo metamorfných hornín sú predovšetkým zirkón, monazit, xenotím, allanit, minerály skupiny apatitu, granátu a turmalínu, oxidy Fe-Ti (rutil, anatas, ilmenit, magnetit) a iné minerály. Izotopy kyslíka, Sm a Nd, Si, Hf a iných prvkov v akcesorických mineráloch takisto poskytujú cenné informácie o pôvode a evolúcií hostiteľských hornín. Navyše niektoré akcesorické minerály (najmä zirkón, monazit, xenotím, allanit, apatit, columbit) obsahujú prímes rádioaktívnych prvkov – uránu a tória, ktoré sa samovoľne rozpadajú na izotopy olova a tento prirodzený rádioaktívny rozpad sa široko využíva na datovanie veku a premien minerálov a ich materských hornín. Stopy po delení U v apatite, zirkóne a titanite zas poskytuje nenahraditeľné informácie o čase a rýchlosti výzdvihu horských masívov a celých území.

Do kategórie akcesorických minerálov, ktoré vznikajú spoločne s materskou horninou, možno zaradiť aj tzv. **autigénne minerály sedimentárnych hornín**. Autigénne minerály kryštalizovali priamo počas sedimentácie a litifikácie (procesu spevnenia) klastogénnych alebo chemogénnych sedimentárnych hornín (napr. pieskovce, droby, kremence, bridlice, slieňovce, vápence a dolomity, evapority). Tieto procesy pritom prebiehali v exogénnych podmienkach, zhruba do teploty 250 °C. Po prekročení tejto teploty sa už jedná o endogénne - metamorfné procesy. V sedimentárnych horninách vznikajú viaceré autigénne akcesorické (ťažké) minerály, napr. minerály skupiny turmalínu a apatitu, monazit, xenotím, pyrit, hematit, goethit.

2) Ťažké minerály klastického pôvodu v pevných sedimentárnych horninách. V tomto prípade máme do činenia s ťažkými minerálmi, ktoré sa druhotne dostali sedimentujúcej a neskôr spevnenej horniny. Ťažké minerály boli pôvodne súčasťou starších magmatických, metamorfovaných alebo sedimentárnych hornín (akcesorické minerály, priamo viazané na vznik materskej horniny), tieto horniny však neskôr podľahli exogénnym procesom zvetrávania, pričom ich akcesorické minerály sa uvoľnili a boli transportované najčastejšie vodnými tokmi, prípadne ľadovcami, pri zosuvoch, resp. činnosťou vetra (eolicky) a usadené spolu s ostatnými klastickými minerálmi (kremeň, živce, sľudy a ostatné horninotvorné minerály). Po sedimentácií a spevnení (litifikácií) horniny sa tak ťažké minerály stali ich zložkou.

Ťažké minerály v pevných sedimentárnych horninách sú dôležitým indikátorom pôvodu (proveniencie) pôvodných hornín, a teda dá sa z ich vlastností určiť často určiť ich lokalizácia, čo je cenným dokladom pri tektonických a paleogeografickýcch rekonštrukciach.

Zastúpenie mechanicky a chemicky najodolnejších ťažkých minerálov (zirkón, rutil, turmalíny, spinely) v sedimetárnych horninách zároveň poukazuje na stupeň zrelosti sedimentárnej horniny, teda či materiál horniny je z blízkych hornín, alebo bol viacnásobne preplavený a transportovaný z veľkých vzdialeností. Navyše v priebehu dlhých geologických období často dochádzalo k postupnému čiastočnému až úplnému chemickému rozpúšťaniu menej odolných ťažkých minerálov (napr. olivíny, granáty, amfiboly) v hostiteľskej sedimentárnej hornine, najmä dlhodobým pôsobením slabo mineralizovaných vodných roztokov. V spevnených sedimentárnych horninách tak môže dochádzať k zmene zastúpenia klastických minerálov v prospech chemicky najodolnejších ťažkých minerálov (zirkón, turmalíny, rutil).

3) Ťažké minerály klastického pôvodu v nespevnených horninách (rozsypoch). Jedná sa o ťažké minerály, ktoré sa po zvetrávaní uvoľnili z hostiteľskej primárnej magmatickej, metamorfovanej alebo sedimentárnej horniny (kategórie 1 a 2), transportovali vodnými tokmi alebo eolickou (veternou) činnosťou a usadili v stále ešte nespevnenej sedimentárnej hornine, najmä v štrkoch, pieskoch (**aluviálne** sedimenty), svahových sedimentoch a sprašiach. Jedná sa o geologicky veľmi mladé útvary, obyčajne kvartérneho veku, ktoré sa zvyčajne stále tvoria (napr. nánosy súčasných vodných tokov). Ťažké minerály sa tu vyskytujú popri ďaleko prevládajúcich horninotvorných mineráloch (hlavne kremeň, živce a sľudy), pričom lokálne môžu tvoriť vrstvy alebo polohy s výraznejšími koncentráciami, nahromadené gravitačným pôsobením vo vodnom, prípadne eolickom prostredí. Nespevnené sedimenty vodných tokov (rieky, potoky, moria, jazerá) sa označujú jako rozsypy. Špeciálnu skupinu tvoria ťažké minerály **elúvií**, teda zvetralých a už sypkých hornín, ktoré sú však stále na pôvodnom mieste.

Analýza asociácie ťažkých minerálov z nespevnených hornín poskytuje nenahraditeľné údaje o charaktere primárnych hornín a ich zastúpení v predmetnom území (napr. v povodí riek a potokov). Navyše prítomnosť ekonomicky významných ťažkých minerálov v nespevnených sedimentoch (najmä zlato, diamant, korund, columbit, kasiterit, volframit, molybdenit, scheelit) je významným indikátorom neďalekých potenciálnych ložísk nerastných surovín, čo je cieľom výskumu ťažkých minerálov z rozsypov (tzv. **šlichová prospekcia**). Naviac lokálne koncentrácie ťažkých minerálov (napr. monazit, granát, rutil, ilmenit, kasiterit, diamant, zlato) sú na mnohých miestach priamo ťažené ako ich ložiská.

2. Metodika získavania a vyhodnotenia ťažkých minerálov

Ako už bolo uvedené v kapitole 1., ťažké minerály sa nachádzajú buď v pevných alebo nespevnených hostiteľských horninách. Tento fakt má zásadný vplyv na metodiku ich získavania (**separácie**). Základný rozdiel je v tom, že ťažké minerály v pevných horninách treba mechanicky oddeliť od ostatných – horninotvorných minerálov, čo je činnosť náročná časovo aj energeticky. Pri separácií ťažkých minerálov z nespevnených hornín prvotnou gravitačnou koncentráciou priamo v teréne (tzv. **šlichovanie**) odpadá náročná etapa drvenia a mletia, ako aj prvotná separácia na Wilfleyho gravitačnom stole a ich získavanie je tak podstatne ľahšie. Ťažké minerály v nespevnených horninách sú však zväčša premiestnené (okrem elúvií) a tým sa stráca aj priama informácia o ich materskej hornine. Preto na štúdium akcesorických minerálov ako indikátorov magmatických a metamorfovaných hornín potrebujeme presne poznať ich materskú horninu a musíme teda odobrať pôvodnú spevnenú horninu. Ťažké minerály z pevných karbonátických hornín (vápence, dolomity, karbonatity) možno získať aj chemickou cestou – rozpúšťaním horniny v kyselinách (HCl, organické kyseliny). V špecifických prípadoch možno ťažké minerály získať aj plavením málo spevnených hornín vo vode a oddelením veľmi jemnej ílovitej suspenzie od hrubšej klastogénnej frakcie s ťažkými minerálmi.

Metodiku získavania (separácie) ťažkých minerálov (ŤM) z pevných a nespevnených hornín možno rozdeliť na niekoľko etáp (***tab. 1***).

Separácia ŤM: Pevné horniny	**Separácia ŤM: Nespevnené horniny**
1. Výber vhodnej horniny	1. Výber vhodného miesta
2. Odber vzorky: odbitie úlomkov horniny	2. Odber vzorky a prvotná gravitačná separácia ŤM v teréne: šlichovanie
3. Fragmentácia horniny: drvenie a mletie (alebo vysokonapäťové rozpojovanie)	
4. Prvotná gravitačná separácia ŤM: Wilfleyho stôl (alebo šlichovanie)	
5. Druhotná gravitačná separácia ŤM: ťažké kvapaliny	3. Druhotná gravitačná separácia ŤM: ťažké kvapaliny
6. Magnetická separácia ŤM: permanentný magnet a elektromagnet (5. a 6. možno nahradiť magnetohydrodynamickou separáciou)	4. Magnetická separácia ŤM: permanentný magnet a elektromagnet (3. a 4. možno nahradiť magnetohydrodynamickou separáciou)

Tab. 1. Postup separácie ťažkých minerálov z pevných a nespevnených hornín.

2.1. Metodika získavania ťažkých (akcesorických) minerálov z pevných hornín

Prvým krokom k získaniu ťažkých minerálov z pevných hornín je správny **výber vhodnej horniny** a jej lokality, ktorú plánujeme skúmať pomocou ťažkých minerálov. V každom prípade je potrebné vedieť základnú geologickú stavbu regiónu a pomocou geologickej mapy (najlepšie s mierkou 1:50 000 alebo 1:25 000) možno vytypovať plošné rozšírenie a geologické vzťahy záujmových hornín. Ako príklad možno uviesť výskum určitého granitového plutónu. Granitové masívy majú takmer vždy viacero petrografických a genetických typov (často tzv. základný bázickejší typ, leukokrátnejšie, príp. porfyrické variety, pegmatity a aplity). Pred samotným odberom vzorky na ťažké minerály treba poznať petrografickú povahu jednotlivých typov granitických hornín na základe štúdia výbrusov už odobraných vzoriek hornín. Veľmi cenným ukazovateľom na výber lokality (ak sú k dispozícií), sú aj chemické analýzy záujmových hornín (hlavné a stopové prvky), prípadne analýzy horninotvorných a akcesorických minerálov, napr. staršie údaje z literatúry. Obyčajne sa tak vytypuje jedna alebo viac lokalít pre každý základný petrografický typ granitovej horniny.

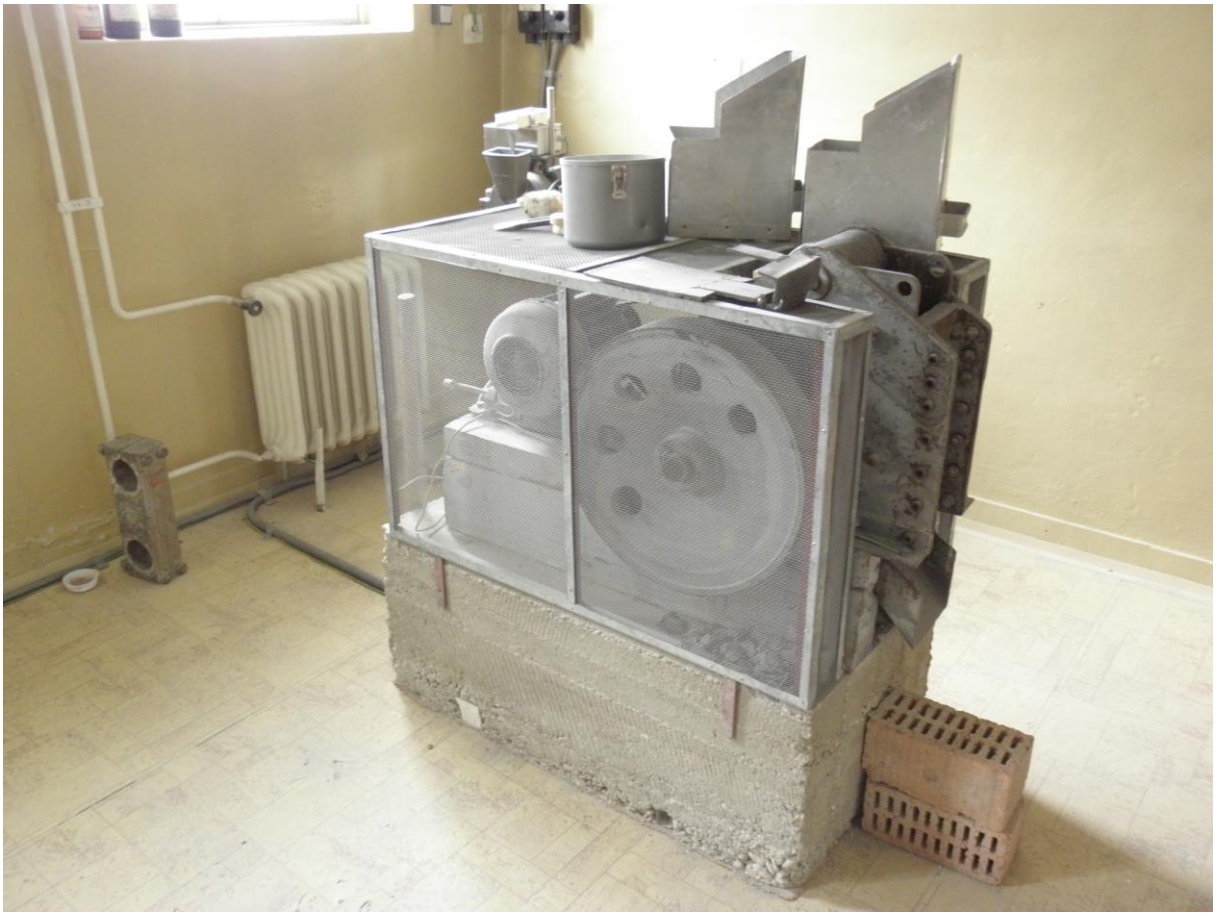
Pre samotný **odber vzorky** v teréne volíme vhodnú geologickú lokalitu. V ideálnom prípade je to kameňolom alebo iný väčší umelý odkryv, príp. prirodzený výchoz záujmovej horniny (skalný blok, stena), aspoň 5 m veľký. Hornina by mala byť kompaktná a nezvetraná, bez kontaminácie pôdou a zvyškami rastlín. Zvlášť vhodné sú známe a pohodlne prístupné lokality, ktoré sú vhodné aj ako prípadné exkurzné lokality. Ak totiž objavíme v hornine zaujímavé minerály, prípadne získame hodnotné údaje, je vždy v budúcnosti sa pred kolegami pochváliť na výraznej, peknej lokalite, ktorá je naviac dobre prístupná, ako ukázať ťažko prístupný zarastený svah, obsahujúci len malé a zvetrané úlomky hornín.

Vzorky odoberáme odbíjaním pomocou veľkého kladiva s hmotnosťou aspoň 3 kg a dlhou násadou (tzv. pucka), vhodné je aj klasické menšie geologické kladivo na odbíjanie menších kusov a železné dláta. Doporučuje sa odobrať zhruba 5 až 15 kg horniny, v špeciálnych prípadoch, keď potrebujeme získať väčšie množstvo ťažkých minerálov, alebo vzácnejšie minerály, treba odobrať väčšie množstvo horniny. V zásade platí, že na získanie reprezentatívneho množstva ťažkých (akcesorických) minerálov stačí menšie množstvo petrograficky homogénnešej, rovnozrnnej a jemnozrnnej horniny, ako v prípade nerovnomerne zrnitej (napr. porfyrickej) alebo hrubozrnnej horniny, kde treba odobrať viac materiálu. Vhodné je odbiť a odobrať väčšie množstvo menších fragmentov horniny (max. 7

cm veľkých) už v teréne, aby sme nemuseli horninu dodatočne rozbíjať na menšie fragmenty v laboratóriu pred drvením. Do drviča sa totiž väčšie úlomky horniny nedostanú. Ak vzorkujeme výrazne zonálnu horninu, napr. väčšiu pegmatitovú žilu, je vhodné odobrať osobitne hrubozrnné partie a jemnozrnné aplitické zóny. Okrem zvetralých partií sa třeba vyhýbať partiam alebo žilám iných hornín (napr. granitových porfýrov, aplitov, pegmatitov) v záujmovej hornine. Po rozdrvení a separácií takejto vzorky by sme totiž získali zmes ťažkých minerálov z oboch horninových typov bez možnosti ich odlíšenia. V takom prípade je vhodné odobrať osobitne oba horninové typy.

V reálnom teréne (zial veľmi často aj na území Slovenska) však nemáme k dispozícií vhodné a relatívne veľké odkryvy záujmových hornín. Určitý zaujímavý a vzácny petrografický typ sa nezriedka vykytuje len na nepatrnom území, ktoré tvorí zopár drobných a k tomu zvetralých odkryvov, balvany v lesnej suti a podobne. V takom prípade musíme odobrať horninu v takom stave, aký ponúka príroda, aj keď sa aj v takom prípade snažíme odobrať relatívne menej zvetranú a typickú vzorku. V špecifických prípadoch musíme odobrať veľké ohladené balvany v potoku, fragmenty horniny v ľadovcových morénach, skalných moriach, banských haldách alebo odoberáme valúny záujmových hornín z polôh zlepencov. V takýchto prípadoch je potrebné odobrať jeden veľký valún o hmotnosti aspoň 3 až 5 kg, pretože nemáme istotu, že susedný valún alebo blok pochadza z tej istej horniny, resp. z rovnakej pôvodnej lokality. V prípade vzorkovania metamorfovaných peltitických hornín (fylity, svory, pararuly) sa snažíme odoberať vzorky z rôznych metamorfných zón. Okrem horniny na separáciu ťažkých minerálov je nevyhnutné vždy zobrať aspoň 2 až 3 charakteristické fragmenty horniny na archiváciu a najmä na leštené výbrusy, prípadne nábrusy.

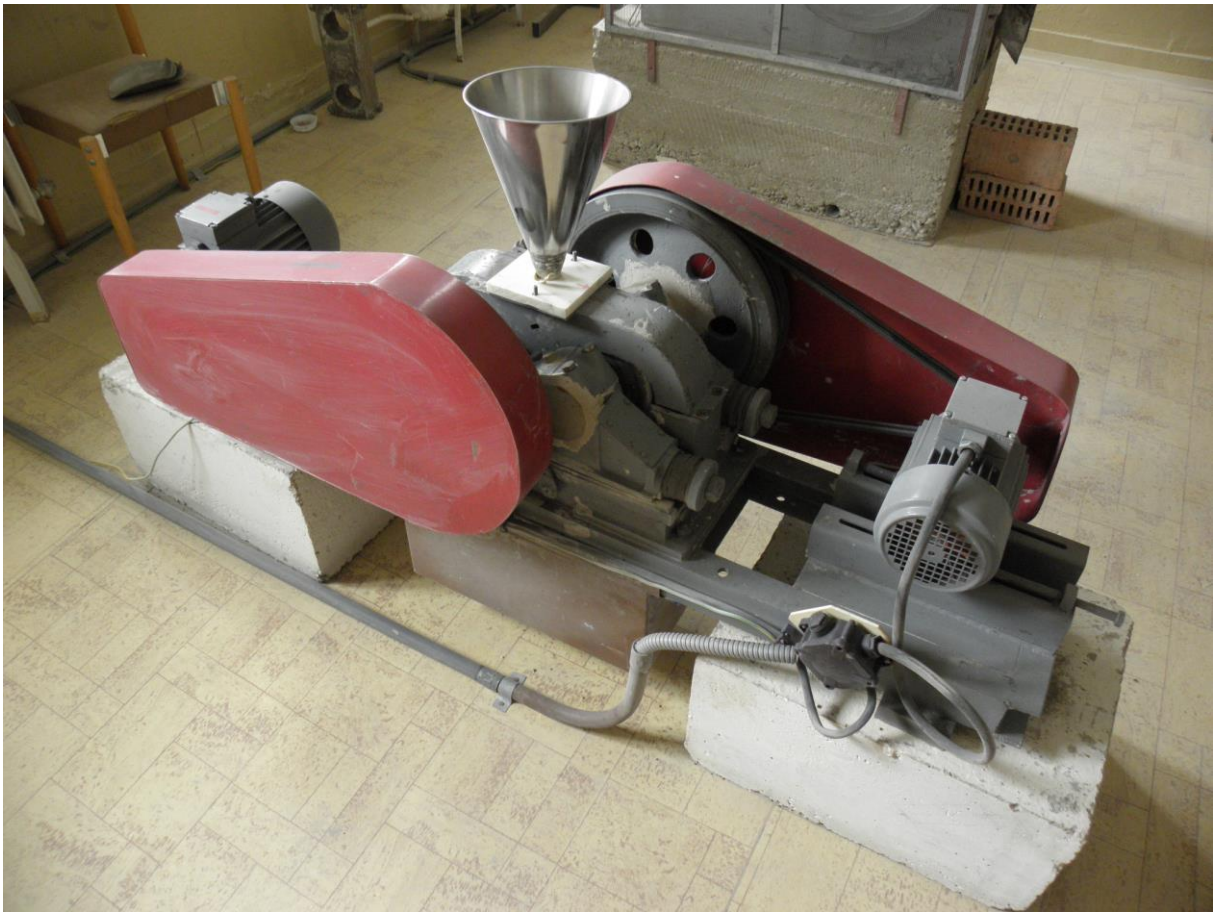
Fragmentácia horniny, teda **drvenie a mletie** je prvým krokom na získanie ťažkých minerálov v separačnom laboratóriu. Najprv je potrebné odobrané úlomky horniny podrviť na zrnitostnú triedu približne do 1 cm; drvenie vykonávame na čeľusťovou drviči **(*obr. 1*)**. Podrvené úlomky horniny potom putujú do valcového mlyna, ktorý je schopný v niekoľkých cykloch horninu fragmentovať na zrnitostnú triedu do 0,5 mm **(*obr. 2*)**, čo je konečná veľkosť, doporučená pre separáciu ťažkých minerálov z bežných hornín. Pretože pri drvení a



Obr. 1. Čeľusťový drvič na drvenie hornín. Separačné laboratórium Geologického ústavu SAV v Bratislave. Foto: P. Uher.

najmä mletí horniny vzniká veľké množsto prachu, je nevyhnutné jeho účinné odsávanie. Po prvom cykle mletia horniny odložíme jej časť (cca 20 – 50 g) na chemickú analýzu horniny; na dosiahnutie reprezentatívnej vzorke sa používa špeciálne zariadenie – **kvartovač**. Po každom cykle sa pomletá hornina zrnitostne oddeľuje pomocou sita, pričom zrnitostná trieda 0,1 (prípadne 0.05) až 0,5 mm sa odloží na ďalšiu separáciu ťažkých minerálov a hrubšia frakcia sa znova melie. Ak je potrebné oddeliť väčšie a menšie kryštály ťažkých minerálov (napr. váčšie granáty alebo allanity a menšie monazity alebo xenotímy), možno získať aj viac zrnitostných tried materiálu použitím ďalších sít, pričom najčastejšie sa používa sito s rozmerom oka 0,25 mm.

Okrem tejto klasickej metódy mechanického drvenia a mletia horniny sa v súčasnej dobe používa aj moderná alternatíva - **vysokonapäťové rozpojovanie horniny** elektrickým výbojom (systém firmy Selfrag). Táto metóda využíva pulzný vysokonapäťový náboj (až 400 kV), ktorý v priebehu tisícin sekundy nevodivú horninu rozbije, prižom sa uvolnia jednotlivé minerály. Keďže metóda sa aplikuje v uzavretej nádobe vo vodnom prostredí, je eliminovaná



Obr. 2. Valcový mlyn na mletie hornín. Separačné laboratórium Geologického ústavu SAV v Bratislave. Foto: P. Uher.

prašnosť. Ďalšou výhodou vysokonapäťového rozpojovania je jej rýchlosť a najmä dokonalé rozpojenie horniny pri minimálnom rozlámaní jednotlivých kryštálov ťažkých minerálov na rozdiel od klasického drvenia a mletia, ktoré veľkú časť minerálov pomelie na prach a poláme, teda zničí pre ďalší výskum.

Prvotná gravitačná separácia ťažkých minerálov sa klasicky realizuje pomocou tzv. **Wilfleyho stola (splavu)**. Toto zariadenie je konštruované v podobe vibrujúceho stola s plytkými drážkami, ktorý je mierne sklonený pod uhlom 6 – 10 ° a napájaný jemným prúdom vody ***(obr. 3A)***. Do vrchnej časti stola sa nasype pomletá hornina so zrnitostnou triedou 0,1 (0,05) až 0,5 mm, ktorá sa zmieša s prúdom vody a putuje postupne do dolných častí vibrujúceho stolu pozdĺž rovnobežného systému drážok ***(obr. 3B)***. Wilfleyho stôl využíva gravitačnú separáciu minerálov: ťažké minerály s vyššou hustotou sa najdlhšie udržia na vibrujúcom stole a postupne sa spoločne koncentrujú v ľavej dolnej časti stola, kde prepadávajú do pripravenej misky (tzv. splav I). Na druhej strane ľahké minerály s nízku hustotou (najmä kremeň a živce) sú prúdom vody rýchlejšie a ľahšie strhávané do spodnej

A ***B***

Obr. 3. Wilfleyho koncentračný stôl. A: Celkový pohľad, B: Detail prúdu vody a drážok. Separačné laboratórium Geologického ústavu SAV v Bratislave. Foto: P. Uher.

časti Wilfleyho stola a prepadávajú z neho už v strednej časti stola, čím sa efektívne oddeľujú od ťažkých minerálov (splav II až IV). Samozrejme, prvotná gravitačná separácia na Wilfleyho stole nie je dokonalá; spolu s ťažkými minerálmi sa do ľavej spodnej časti stola dostáva aj časť ľahkých minerálov, preto je potrebné celý postup viackrát opakovať (podľa potreby 2- až 5-krát), čím sa podstatná časť ľahkých minerálov úspešne oddelí a po procedúre dostávame prvý poloprodukt koncentrátu ťažkých minerálov.

Pretože aj po opakovanom použití Wilfleyho stola obsahuje poloprodukt koncentrátu ťažkých minerálov ešte stále nežiaduci relatívne vysoký obsah ľahkých horninotvorných minerálov (obyčajne cca 30 – 70 %), treba pristúpiť k **druhotnej gravitačnej separácií** ťažkých minerálov pomocou tzv. ťažkých kvapalín. **Ťažké kvapaliny** sú tekutiny, ktoré sa vyznačujú vysokou hustotou (špecifickou hmotnosťou), vyššou ako je hustota bežných horninotvorných minerálov (kremeň, živce, väčšina sľúd). Používajú sa tak, že sa nalejú do oddeľovacieho lievika, kde sa pridá malé množstvo poloproduktu koncentrátu ťažkých minerálov po použití Wilfleyho stola. Gravitačná separácia minerálov v ťažkých kvapalinách prebieha v separačnom sklenom lieviku ***(obr. 4)***, pričom minerály s nižšou až rovnakou hustotou plávu na povrchu, resp. sa vznášajú v nádobe s ťažkou kvapalinou, naopak minerály s hustotou vyššou ako ťažké kvapaliny klesajú na dno nádoby. Pri opatrnom vypustení ťažkej kvapaliny sa zachytí koncentrát ťažkých minerálov, napr. do lievika s filtračným papierom. Najviac používanou ťažkou kvapalinou je **bromoform** ($CHBr_3$) s hustotou 2,88 g/cm^3 – táto hodnota je súčasne konvenčnou hranicou medzi ťažkými a ľahkými minerálmi. Podobnú hustotu má aj **tetrabrómetán** ($C_2H_2Br_4$) s hustotou 2,95 g/cm^3, **metavolfráman sodný** (jeho

Obr. 4. Lieviky na separáciu ťažkých minerálov pomocou ťažkých kvapalín. Separačné laboratórium Geologického ústavu SAV v Bratislave. Foto: P. Uher.

vodný roztok má hustotu do 3 g/cm^3). Po gravitačnej separácii v bromoforme alebo metavolfrámane sodnom sa úspešne oddelia ťažké minerály od bežných horninotvorných minerálov: kremeňa s hustotou okolo 2,65 g/cm^3, plagioklasov (2,62 – 2,76 g/cm^3), ortoklasu a mikroklínu (2,54 – 2,63 g/cm^3), kalcitu (2,71 g/cm^3), zväčša aj muskovitu (2,77 – 2,88 g/cm^3). Na efektívne oddelenie ťažkých minerálov od niektorých horninotvorných tmavých silikátov (obsahujúcich Fe a Mg), napr. biotitu, amfibolov a pyroxénov, ktoré majú hustotu zväčša v intervale 2,9 až 3,3 g/cm^3, však použitie bromoformu nestačí, preto sa používajú aj ťažké kvapaliny s vyššou hustotou, napr. **Thouletov roztok** (vodný roztok KI a HgI_2 s hustotou 3,19 g/cm^3), **metylénjodid** (CH_2I_2, hustota 3,3 g/cm^3) a Clericiho roztok (vodný roztok Tl-malonátu a Tl-formiatu) s hustotou dokonca až 4,2 g/cm^3. Je potrebné však zdôrazniť, že väčšina ťažkých kvapalín (s výnimkou metavolframátu sodného) sú silne toxické látky, jedy so zdraviu škodlivými výparmi a preto sa s nimi musí pracovať v digestóriu s účinným odsávaním vzduchu a pri dodržaní prísnych bezpečnostných opatrení.

Magnetická separácia je posledným laboratórnym krokom pri klasickej metóde získavania ťažkých minerálov. Na rozdiel od gravitačnej separácie, využívajú sa pri nej magnetické vlastnosti ťažkých minerálov. Z koncentrátu ťažkých minerálov, ktorý sme získali po dvojstupňovej gravitačnej separácií (na Wilfleyiho stole a pomocou ťažkých kvapalín) sa najskôr pomocou klasického permanentného magnetu oddelia feromagnetické minerály (najmä magnetit a pyrotit). Nežiadúcim produktom po drvení horniny bývajú feromagnetické železné fragmenty, ktoré sa uvolnia z čeľusťového drviča. Zvyšok koncentrátu obsahuje ťažké minerály s nižšou magnetickou susceptibilitou, teda paramanetické a diamagnetické minerály. Tieto sa ďalej separujú pomocou Franzovho izodynamického elektromagnetického separátora, ktorý pracuje na princípe zvyšovania hodnoty magnetického poľa pri raste intenzity elektrického prúdu **(*obr. 5*)**.

Obr. 5. Elektromagnetický separátor Cook. Separačné laboratórium Geologického ústavu SAV v Bratislave. Foto: P. Uher.

Na elektromagnetickom separátore sa nastavuje určitá rastúca hodnota elektrického prúdu, obyčajne na 0,2; 0,4; 0,7; 1,5 a 2,5 A (ampéra). Dochádza pritom k oddeleniu ťažkých minerálov, magnetickú a nemagnetickú pri danej nastavenej hodnote elektrického prúdu,

pričom minerály vystavené magnetickému poľu vibrujú a putujú do dvoch oddelených nádob. Pri najvyššie nastavenej hodnote magnetického poľa (2,5 A, lokálne sa používa aj hodnota 3 A) sa nám oddelí posledná, najmenej magnetická časť minerálov s diamagnetickými vlastnosťami. Magnetickou separáciou pomocou permanentného magnetu a elektromagnetu dosiahneme efektívnu separáciu ťažkých minerálov, pričom v každej frakcii získame len ich obmedzený počet, ako ukazuje ***tab. 2***.

Elektromagnetická frakcia	**Minerál**
feromagnetická	magnetit, pyrotit
paramagnetická pri 0,2 A	ilmenit, magnetit, chromit
paramagnetitcká pri 0,4 A	ilmenit, almandín, xenotím
paramagnetická pri 0,7 A	almandín, monazit, xenotím, allanit, epidot, skoryl, columbit
paramagnetická pri 1,5 A	monazit, xenotím, allanit, epidot, skoryl, staurolit
paramagnetická pri 2,5 A	titanit, sillimanit, zirkón (metamiktný)
nemagnmetická pri 2,5 A (diamagnetická)	zirkón, apatit, rutil, anatas, kasiterit, pyrit, molybdenit, zlato, diamant

Tab. 2. Typické ťažké minerály vyseparované pri magnetickej separácií pomocou permanentného magnetu (feromagnetická frakcia) a elektromagnetu (paramagnetické frakcie a diamagnetická frakcia).

Ak je potrebné dosiahnuť ďalšiu separáciu ťažkých minerálov, napr. v diamagnetickej frakcii oddeliť zirkón od apatitu, je to možné dosiahnuť ďalšou gravitačnou separáciou, napr. v metylénjodide, ktorý oddelí zirkón s vyššou hustotou (okolo 4,7 g/cm^3) od ľahšieho apatitu (hustota cca 3,1 - 3,2 g/cm^3). Aj po gravitačnej a elektromagnetickej separácií sa však popri ťažkých (akcesorických) mineráloch môže objaviť určité množstvo horninotvorných minerálov s nižšou hustotou, resp. s hustotou okolo 3 g/cm^3 (muskovit, biotit, amfiboly a pyroxény, kalcit), prípadne zrasty ťažkých minerálov s kremeňom, živcami atď. Takéto vzájomné zrasty však súčasne prinášajú cennú informáciu o asociácií (paragenéze) študovaného ťažkého minerálu s horninotvornými minerálmi. Po viacstupňovej separácií ťažkých minerálov tak dostávame sériu koncentrátov, ktoré možno využiť na samotný

výskum minerálov a ich materských hornín (morfolúogia kryštálov, fyzikálne vlastnosti, chemické zloženie, datovanie minerálov).

Aj klasickú separáciu ťažkých minerálov po ich mechanickom rozdružení možno dnes nahradiť modernou metódou – **magnetohydrodynamickou separáciou**, ktorá zlučuje etapy gravitačnej a magnetickej separácie. Rozpojenú horninu možno efektívne separovať v roztoku – elektolyte, pri zmene jeho hustoty v premennom magnetickom poli. Pri presnom nastavení hustoty dochádza k separácií požadovaného ťažkého minerálu, pričom čistota tejto separácie je viac ako 95 %, teda je rozhodne vyššia, ako pri klasickom postupe.

2.2. Metodika získavania ťažkých (akcesorických) minerálov z nespevnených hornín

Získanie koncentrátu ťažkých minerálov z nespevnených hornín je určite jednoduchšie, časovo aj energeticky menej náročné, ako v prípade seprácie z pevných hornín, pretože odpadá etapa mechanického rozdružovania (drvenia a mletia, resp. vysokonaäťového rozpojovania horniny) – ***tab. 1***. Aj v tomto prípade je dôležitý správny a reprezentatívny **výber miesta odberu**. Ak odoberáme vzorku z elúvia, teda zo sypkej zvetranej horniny situovanej na jej pôvodnom mieste, treba odobrať 5 – 15 kg vzorky, ktorú možno už na mieste sitovať na zrnitosť 0,1 (0,05) až 0,5 mm. Je vhodné, ak sú na lokalite k dispozícií aj relatívne pevnejšie fragmenty horniny, z ktorých možno urobiť leštené výbrusy alebo nábrusy. Podobne postupujeme v prípade odberu z pieskovní alebo sprašových odkryvov, kde nie je na mieste k dipozícií voda. Presitovanú vzorku možno odniesť na ďalšie spracovanie do laboratória na ďalšiu gravitačnú a magnetickú separáciu, alebo k najbližšiemu vodnému toku (potoku, rieke, jazeru), kde možno realizovať prvotnú gravitačnú separáciu priamo v teréne – **šlichovanie**, podrobnejšie opísanú v ďalšom texte.

Svoje špecifiká má odber vzoriek z recentných vodných tokov, jazier a morí. Najviac sa takýto odber využíva v rámci **šlichovej prospekcie** súčasných riek a potokov, ktorá je podrobnejšie uvedená v kapitole 5.3. V rámci samotnej metodiky odberu sa využíva **ryžovacia (šlichovacia) panvica** charakteristického tvaru, do ktorej je cez sito nabraný nespevnený riečny sediment piesčitej zrnitosti. Krúživým pohybom ryžovacej panvice za súčasného vymývania vodou priamo na mieste odberu vykonávame **prvotnú gravitačnú separáciu** ťažkých minerálov, tzv. **šlichovanie (ryžovanie)**; minerály s vyššou hustotou prednostne klesajú na dno panvice, naopak ľahké minerály (kremeň, živce, sľudy atď.)

majú tendenciu koncentrovať sa v hornej časti ryžovacej panvice a postupne sú vymývané von ***(obr. 6)***. Táto klasická metóda si vyžaduje určitý cvik, avšak zhruba po 10 – 15 minútach ostáva na dne misky len malá časť pôvodného materiálu (obyčajne 1 až 5 %), ktorý zodpovedá poloproduktu koncentrátu ťažkých minerálov na Wilfleyho stole. S týmto koncentrátom ťažkých minerálov možno ďalej pracovať v laboratóriu (**gravitačná separácia v ťažkých kvapalinách a magnetická separácia**), postup je rovnaký jako pri separácií z pevnej horniny. Pre účely šlichovej prospekcie sa však často využíva zjednodušená magnetická separácia len s troma základnými frakciami: feromagnetická, paramagnetická (0,2 až 2,5 A spolu) a diamagnetická (nemagnetická při 2,5 A).

Obr. 6. Metóda šlichovania (ryžovania) ťažkých minerálov pomocou ryžovacej panvice. Zdroj: en.wikipedia.org.

3. Určovanie a štúdium ťažkých minerálov

Po získaní koncentrátu ťažkých minerálov, rozdelenom na jednotlivé magnetické, prípadne aj zrnitostné a hustotné frakcie (kapitola 2.1.) možno pristúpiť k ich samotnému vedeckému výskumu. Najskôr je potrebné jednotlivé ťažké minerály spoľahlivo určiť. Aj v tomto prípade je potrebný určitý logický postup jednotlivých základných metodík určovania ťažkých minerálov **(*tab. 3*)**.

Metóda určovania	**Prístroj**	**Spôsob prípravy vzorky**	**Výsledok určenia**
Optická mikroskopia	Binokulárna stereolupa	Separované kryštály ŤM	Určené bežné ŤM pomocou habitu, tvaru kryštálov, farvy, lesku, priehľadnosti, štiepateľnosti
Optická polarizačná mikroskopia	Polarizačný mikroskop	Separované kryštály ŤM, leštené výbrusy, nábrusy	Určená väčšina ŤM pomocou typických optických vlastností, napr. približný index lomu, izotropia/anizotropia, pleochroizmus
Elektrónová mikroskopia	Riadkový elektrónový mikroskop	Separované kryštály ŤM	Určené bežné ŤM pomocou typickej morfológie
Luminiscencia	UV lampa	Separované kryštály ŤM, úlomky horniny	Určené niektoré ŤM na základe ich charakteristickej luminiscencie
Magnetická susceptibilita	Kapameter	Úlomky hornín, prírodné odkryvy, separované minerály, leštené nábrusy	Identifikácia feromagnetických ŤM
Elektrónová mikroanalýza	Elektrónová mikrososonda	Leštené výbrusy, nábrusy	Presné určenie ŤM na základe ich chemického zloženia
Röntgenová difrakcia	Röntgenový difraktometer	Separované kryštály ŤM	Presné určenie ŤM na základe ich kryštálovej štruktúry

Tab. 3. Základné metódy určenia (identifikácie) ťažkých minerálov.

3.1. Optické metódy

Je samoztejmé, že ako prvú základnú metódu na určovanie ťažkých minerálov treba zvoliť ich **optické určenie pomocou binokulárnej stereolupy (*obr. 7*)**. Binokulárna stereolupa je lupa s dvoma okulármi pre lepšie (stereoskopické) vnímanie zväčšeného obrazu oboma očami. Na stereolupe možno meniť zväčšovanie objektu rádovo 10- až 100-krát. Pozorované objekty,

Obr. 7. Binokulárna stereolupa OLYMPUS SZ61. Optické laboratórium Katedry mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave. Foto: P. Uher.

v našom prípade ťažké minerály sú presvietené elektrickou lampou. Koncentrát ťažkých minerálov nasypeme na sklenenú Petriho misku, vytvoríme tenkú vrstvu separovaných

minerálov (okolo 0,5 – 1 mm) a postupne systematicky pozorujeme jednotlivé ťažké minerály, ich kryštály a úlomky. Cez binokulárnu stereolupu sa dobre sleduje kryštálová morfológia minerálov, ich optické vlastnosti minerálov (farba, priehľadnosť, lesk), prerasty s inými minerálmi, premeny minerálov a pod. Výhodou štúdia pomocou binokulárnej stereolupy je aj dobrá hĺbka ostrosti pozorovaných minerálov. So záujmovými ťažkými minerálmi možno ľahko manipulovať, otáčať ich a vyberať pomocou separačnej ihly, pričom vybrané kryštály možno využiť na ďalší výskum.

Obr. 8. Polarizačný mikroskop Leica DM2500 P. Optické laboratórium Katedry mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave. Foto: P. Uher.

Užitočná metóda určovania ťažkých minerálov je ich **optické určenie pomocou polarizačného mikroskopu**. Polarizačný optický mikroskop **(*obr. 8*)** je základným

prístrojom, používaným od 19. storočia predovšetkým na výskum hornín alebo rudných minerálov. Za základe optických vlastností v prechádzajúcom alebo odrazenom svetle v bežnom alebo polarizovanom svetle možno pozorovať tvary a textúry minerálov a hornín, ich vzájomné vzťahy, premeny, alebo priamo určovať horninotvorné, akcesorické (ťažké) alebo rudné minerály. Pomocou polarizačného optického mikroskopu možno pri štandardných podmienkach dosiahnuť zväčšenie 10- až 200-krát. Ťažké, ale aj horninotvorné a rudné minerály možno pozorovať a určovať pomocou piatich druhov preparátov vzoriek:

1) leštené a kryté výbrusy fragmentov hornín a minerálov
2) nábrusy fragmentov hornín a minerálov
3) voľné vyseparované minerály
4) vyseparované minerály pripravené ako leštené a kryté výbrusy
5) vyseparované minerály v nábrusoch.

Na štúdium v prechádzajúcom svetle, sa používajú **výbrusy**, tenké (okolo 0,03 mm) plátky horniny alebo minerálu, prilepené na podložné sklo, zvyčajne o veľkosti do 3 x 2 cm ***(obr. 9A)***. V minulosti sa na tieto obojstranne naletené tenké plátky hornín alebo minerálov nalepovalo ešte krycie sklíčko. Takto pripravené preparáty však majú základnú nevýhodu v tom, že

A ***B***

Obr. 9. Leštený výbrus horniny (A) a nábrus minerálu alebo horniny (B). Foto: P. Uher.

v tom, že krycím sklíčkom je znemožnený priamy kontakt s leštenou vzorkou minerálov alebo hornín, a teda nie je možný ich ďalší výskum pomocou elektrónovej mikroanalýzy, prípadne ďalších metód (mikro-Ramanova spektroskopia, elektrónová difrakcia atď.). Preto sa v súčasnosti používajú najmä **leštené výbrusy** bez krycieho sklíčka, široko využívané na predovšetkým na ďalšiu identifikáciu a detailný výskum chemického zloženia a veku minerálov pomocou elektrónovej mikroanalýzy.

Nábrusy sú menšie fragmenty hornín alebo minerálov, zaliate do špeciálnej živice (epoxydu) valcovitého tvaru o priemere 2,5 cm **(*obr. 9B*)**. Najmä v minulosti sa používali aj väčšie valcovité alebo obdĺžnikové nábrusy, ktorých výhodou bola možnosť pozorovať väčšie fragmenty hornín a minerálov. Keďže cez pomerne hrubé nábrusy neprechádza svetlo, pozorujú sa v polarizačnom optickom mikroskope cez odrazené svetlo. Nábrusy sa využívajú najmä pri štúdiu vzoriek rudných minerálov, ktoré sú často opakné, teda nepriehľadné a v prechádzajúcom svetle sú vždy čierne, pričom nemožno zistiť ich ďalšie optické vlastnosti. Nábrusy fragmentov hornín a minerálov sa však dajú úspešne využiť aj v prípade opakných, alebo takmer nepriehľadných ťažkých minerálov (kovové prvky, väčšina sulfidov, oxidy Fe, Ti, Cr, Nb, W).

Voľne vyseparované minerály na sklenenej Petriho miske možno úspešne študovať aj pomocou polarizačného optického mikroskopu v prechádzajúcom svetle. Na rozdiel od binokulárnej stereolupy možno sledovať aj ich optické vlastnosti v polarizovanom svetle (charakter minerálu, pleochroizmus), nevýhodou je fakt, že cez hrubšie a sýtejšie sfarbené minerály (napr. granáty, rutil) prenikne len menšia časť svetla a javia sa takmer nepriehľadné, ako aj malá hĺbka ostrosti, pričom treba často preostrovať obraz v okulároch.

Vyseparované minerály v podobe leštených a krytých výbrusov, ako aj nábrusov možno pozorovať v polarizačnom optickom mikroskope, pričom možno využiť prechádzajúce aj odrazené svetlo. Výhodou takto pripravených minerálnych preparátov je možnosť ďašieho štúdia minerálov, najmä pomocou elektrónová mikroanalýzy, nevýhodou leštených výbrusov a nábrusov je obmedzené štúdium morfológie kryštálov v priestore.

3.2. Luminiscencia

Niektoré ťažké minerály prejavujú viac alebo menej výraznú luminiscenciu v oblasti ultrafialového (UV) žiarenia, pri vlnovej dĺžke okolo od 100 do 400 nm. Ide o žiarenie minerálov, ktoré je excitované (vybudené) pôsobením ultrafialových lúčov na štruktúru

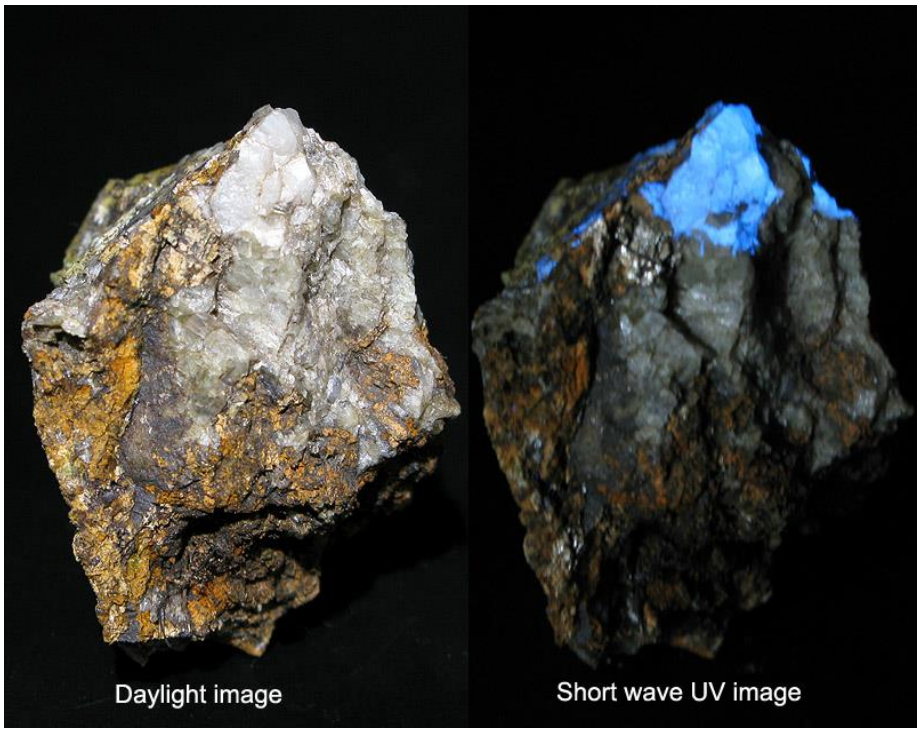
daného minerálu. Luminiscencia je jednoduchá, rýchla a lacná identifikácia, stačí študované vyseparované ťažké minerály alebo úlomky hornín presvietiť UV lampou **(*obr. 10*)** v tmavej miestnosti, aby nedochádzalo k rušeniu UV a denného svetla. Existujú aj prenosné UV lampy na baterky, ktoré je možné vziať priamo do terénu a robiť tzv. nočnú terénnu UV prospekciu.

Obr. 10. UV lampa na identifikáciu luminiscentných minerálov. Zdroj: www.geology.com.

Na UV žiarenie špecificky reagujú viaceré ťažké minerály, využíva sa najmä pri prospekcii na scheelit ($CaWO_4$), dôležitú rudu W a indikátor niektorých typov rudných ložísk (napr. Au, Sn). Scheelit sa väčšinou vyskytuje v podobe bielych, béžových alebo sivých celistvých agregátov, pričom ho v bežnom dennom svetle ťažko odlíšiť od bežného kremeňa, s ktorým naviac scheelit bežne asociuje. Avšak pokiaľ sa scheelit presvieti UV lampom, vyžaruje veľmi výraznú svetlo modrú luminiscenciu **(*obr. 11*)**, kým kremeň ostane tmavý. Podobné charakteristické farby v UV svetle má niekedy aj apatit, kalcit, willemit, spodumen a ďalšie minerály.

3.3. Magnetická susceptibilita

Jedná sa o jednoduchú terénnu alebo laboratórnu metódu, ktorá pomáha identifikovať feromagnetické ťažké minerály, najmä magnetit, chromit a pyrotit. V teréne možno využiť prenosný kapameter, ktorý po priložení na suchú plochu horniny zmerá a zaznamená hodnotu magnetickej susceptibility **(*obr. 12*)**. Mierne zvýšenú magnetickú susceptibilitu prístroj zanamená aj v prítomnosti silne paramagnetických minerálov (ilmenit, biotit), avšak jednoznačný údaj poskytne len vzorka so zvýšenou koncentráciou magnetitu, príp. chromitu



Obr. 11. Scheelit je v dennom svetle často nerozlíšiteľný od kremeňa, oba sú biele až svetlosivé (vľavo). V krátkovlnnom UV svetle má však scheelit na rozdiel od kremeňa výraznú modrú farbu (vpravo). Zdroj: www.mindatnh.org.

alebo pyrotitu. V laboratóriu možno uvedený príručný kapameter využiť aj na meranie magnetickej susceptibility vyseparovaných koncentráctov ťažkých minerálov, prípadne nábrusov. Leštené a kryté výbrusy nie sú vhodné preparáty na aplikáciu tejto metódy, pretože príručný kapameter obyčajne nedokáže zaznamenať prítomnosť feromagnetických minerálov v tenkej vrstve výbrusu. Mimo terénu možno merať magnetickú susceptibilitu hornín a minerálov aj pomocou presnejších laboratórnych kapametrov.

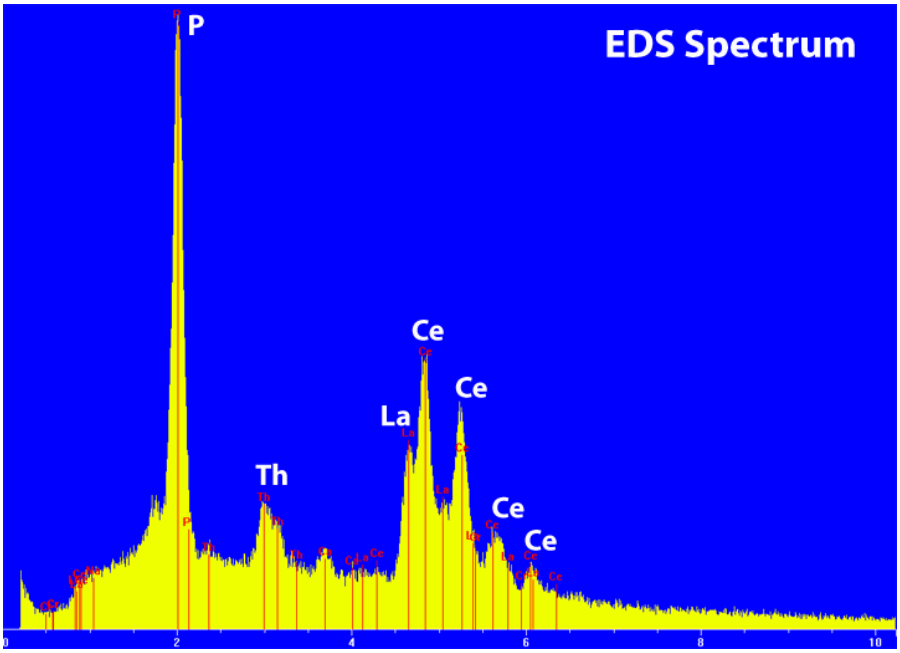
Obr. 12. Príručný terénny kapameter KM-7 firmy SatisGeo Brno. Zdroj: www.satisgeo.com.

3.3. Elektrónová mikroanalýza a mikroskopia, BSE a CL

Na presnú identifikáciu a ďalšie štúdium ťažkých minerálov, najmä chemické zloženie a štruktúrne parametre obyčajne nestačia jednoduché optické metódy, luminiscencia a magnetická susceptibilita. Základnou mineralogickou metódou, ktorá umožňuje nielen základnú identifikáciu, ale aj určenie chemického zloženia, variácií obsahov a priestorového rozloženia jednotlivých chemických prvkov v rámci kryštálu, ako aj veku niektorých rádioaktívnych minerálov, je elektrónová mikroanalýza. Elektrónová mikroanalýza (EMPA) využíva žiarenie v röntgenovej oblasti, ktoré sú v študovanom mineráli vybudené pomocou urýchleného zväzku elektrónov. Prístroj, využívajúca túto metódu – elektrónová mikrosonda, je kombináciou samotného mikroanalyzátora s niekoľkými spektrometrami, optického a elektrónového mikroskopu a počítača (***obr. 13***). Na klasickej elektrónovej mikrosonde možno analyzovať koncentráciu všetkých chemických prvkov, ťažších ako kyslík, teda od F až po U. Voľbou špeciálnych spektrometrov, vhodných analytických podmienok a štandardov

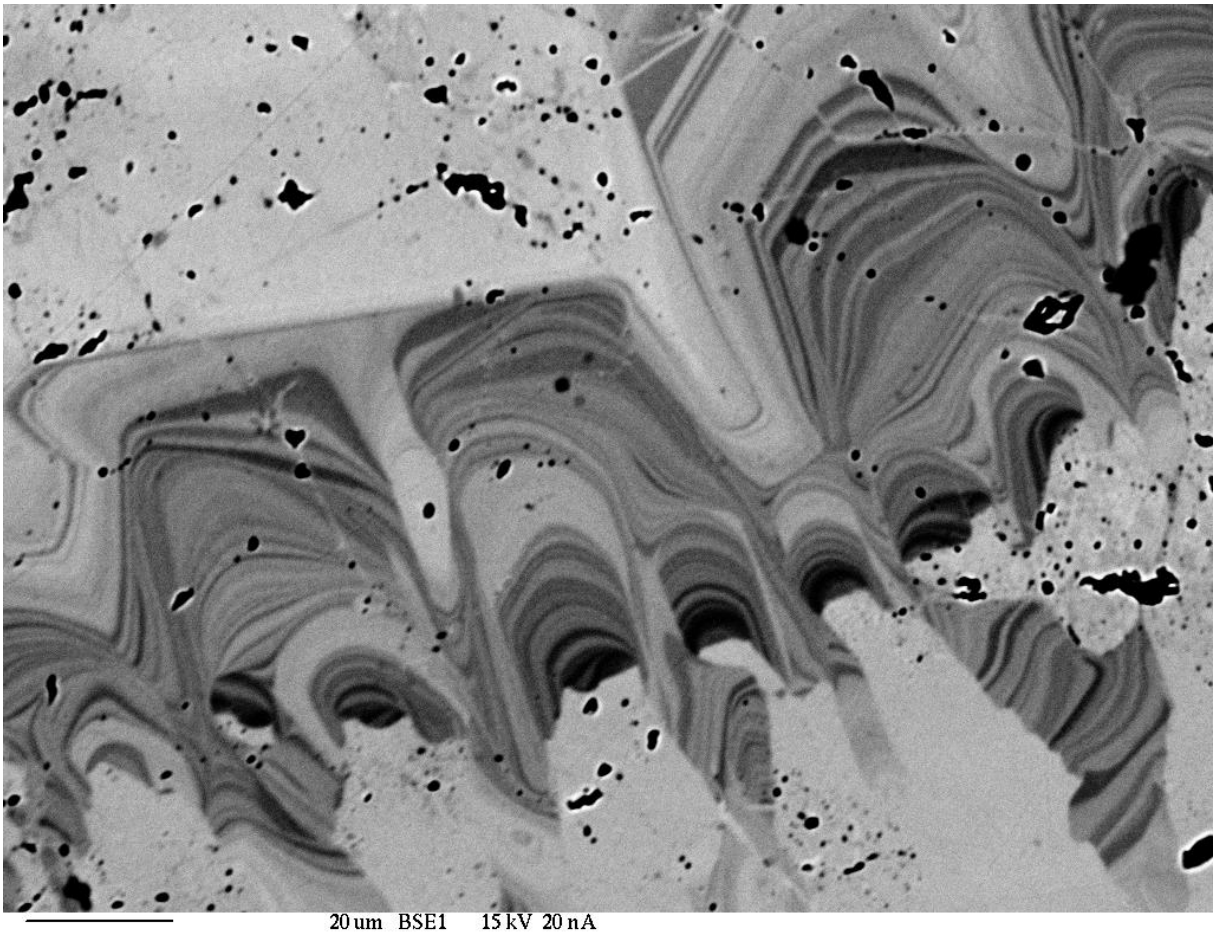
Obr. 13. Elektrónová mikrosonda CAMECA SX-100 v labotaróriu Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Zdroj: www.geology.sk.

však možno docieliť možnosť merať aj niektoré ľahšie prvky (B, C, N, O). Medzi hlavné výhody elektrónovej mikroanalýzy patrí schopnosť relatívne presného merania koncentrácie daného prvku na minimálnej ploche (zvyčajne už od 1 μm = 0,001 mm). Elektrónová mikroanalýza je teda považovaná za takmer nedeštruktívnu metódu s minimálnou stratou vzorky. Na meranie sa používajú špeciálne upravené preparáty: leštené výbrusy a nábrusy hornín alebo separovaných kryštálov minerálov. Preparáty musia byť vodivé, preto sa pred samotnou analýzou naparujú veľmi tenkou vrstvou uhlíka.



Obr. 14. Energiovo-disperzné spektrum minerálu monazitu-(Ce) s výraznými maximami P, Ce, La a Th. Zdroj: www.mcswiggen.com.

Pomocou **energiovo-disperzného spektra (EDS)** možno získať prvú informáciu o prítomnosti a približnej koncentrácií prvkov, ktoré sú prítomné na analyzovanom mieste v mineráli (***obr. 14***). Cenné informácie získame aj z kompozície rezu minerálu v **spätne rozptýlených elektrónoch (BSE)**, kde vidíme rastové zóny v rámci minerálu (zonalitu), ako aj jeho inklúzie, premeny a celkovú paragenézu minerálov v rámci horniny. BSE signál je priamo úmerný atómovej hmotnosti prítomného chemického prvku, teda v rámci zonálneho kryštálu sa zóny s vyššou koncentráciou ťažšieho prvku zobrazia ako svetlejšie ako zóny s nižšou koncentráciou ťažšieho prvku. Zvlášť dobre sa pozoruje zonalita s prvkami, ktoré majú veľký rozdiel atómovej hmotnosti a vzájomne sa izomorfne zastupujú, napr. Zr a Hf v zirkóne, Nb a Ta v columbite a tantalite, Th a REE (prvky vzácnych zemín) v monazite a podobne (***obr. 15***).



Obr. 15. Nepravidelná konvolútne oscilačná zonalita columbitu-tantalitu v BSE kompozícií, spôsobená rôznymi obsahmi Nb a Ta. So stúpajúcou koncentráciou ťažšieho Ta oproti ľahšiemu Nb sa zvyšuje intenzita BSE signálu (svetlejšia farba) a naopak. BSE kompozícia tak indikuje komplikovanú evolúciu kryštálu spojenú s kolísaním obsahov Nb a Ta. Zdroj: materiál autora.

Dobrú informáciu o rastových zónach v niektorých ťažkých mineráloch (napr. zirkón, xenotím, diamant) poskytuje aj obraz v **katódovej luminiscencii (CL, *obr. 16*)**, ktorá je súčasťou novších typov elektrónovej mikrosondy. Elektrónová mikroanalýza poskytuje spoľahlivé stanovenie koncentrácie daného prvku metódou EDS alebo ešte presnejšie pomocou **vlnovo-disperznej analýzy (WDS)** približne od 0,05 až 0,2 hmotnostného %, v závislosti od meracích podmienok. Výhodný je aj relatívne krátky čas analýzy, ktorý je sa v bežných prípadoch pohybuje v intervale 1 až 20 minút.

V špeciálnych prípadoch sa dajú stanoviť už aj od koncentrácie cca 0,01 % (100 ppm). Okrem stanovenia koncentrácie prvkov možno pomocou presného merania U, Th a Pb vypočítať aj vek kryštalizácie niektorých ťažkých minerálov metódou ich **chemického datovania na elektrónovej mikrosonde (CHIME)**. Takto možno stanoviť vek monazitu

Obr. 16. Pravidelná rastová jemná oscilačná zonalita zirkónu kombinovaná so sektorovou zonalitou. CL kompozícia. Zdroj: materiál autora.

a uraninitu, v niektorých prípadoch aj xenotímu a polykrasu, podmienkou je len dostatočná koncentrácia Th, U a Pb v študovaných mineráloch.

K nevýhodám elektrónovej mikroanalýzy patrí nemožnosť stanovenia ľahkých prvkov, ako aj rozlíšenia polymorfných modifikácií, teda minerálov s rovnakým chemickým zložením, ale s rôznou štruktúrou, napr. modifikácie TiO_2 (rutil, anatas a brookit), Al_2SiO_5 (anadaluzit, sillimanit a kyanit), FeS_2 (pyrit a markazit).

Elektrónová mikrosonda môže byť kombinovaná s **riadkovacím elektrónovým mikroskopom (SEM)**, ktorý je schopný zväčšiť študovaný objekt až 100 tisíc krát (bežne 1000 až 20 000 krát) a možeme pozorovať aj malé detaily ktryštálov, ktoré možno následne analyzovať pomocou EDS. Podobne ako pri metódach EMPA, BSE a CL treba preparát pokoviť veľmi tenkou vrstvičkou uhlíka alebo zlata. Keďže sa však jedná o separované a nenaleštené kryštály, presnejšie kvantitatívne analýzy pomocou WDS metódy nie je možné z tykýchto preparátov získať.

3.4. Röntgenová difrakcia

Röntgenová difrakcia (XRD, RTG) patrí medzi základné metódy štúdia minerálov a tuhých kryštalických látok vôbec. Umožňuje jednoznačnú identifikáciu študovaného minerálu a jeho štruktúrnu charakteristiku na základe difrakcie kryštalickej látky pri jej interakcii s röntgenovými lúčami (označovanými aj ako žiarenie X) na prístroji röntgenovom difraktometri **(*obr.17*)**. Na analýzu je potrebný vyseparovaný minerál, stačí jeden dobre vyvinutý kryštál (**monokryštálová röntgenová difrakcia**), alebo minerál, rozomletý na jemný prach (pulverizovaná vzorka) – **metóda práškovej röntgenovej difrakcie**.

Obr. 17. Röntgenový difraktometer Bruker D8 Advance, labpratórium Katedry mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislava. Foto: P. Bačík.

K výhodám metódy patrí aj pomerne rýchla doba analýzy (minúty – hodiny) a tiež relatívne malé množstvo minerálu, potrebného na analýzu (vhodný kryštál od cca 50 μm, alebo od cca 0,01 g pulverizovaného materiálu). Pomocou charakteristického spektra možno identifikovať aj ťažké minerály, určiť mieru ich kryštalinity (napr. v zirkóne), zistiť mriežkové a ďalšie štruktúrne parametre minerálu. Metóda XRD tak umožňuje jednoznačne odlíšiť polymorfné modifikácie (napr. rutil, anatas, brookit a iné), na druhej strane však nedáva priame informácie o koncentrácií chemických prvkov v mineráli. Nevýhodou práškovej röntgenovej difrakcie je deštruktívnosť metódy, pretože minerál sa pulverizáciou zničí, avšak jeho prášok sa dá využiť na ďalšie analýzy.

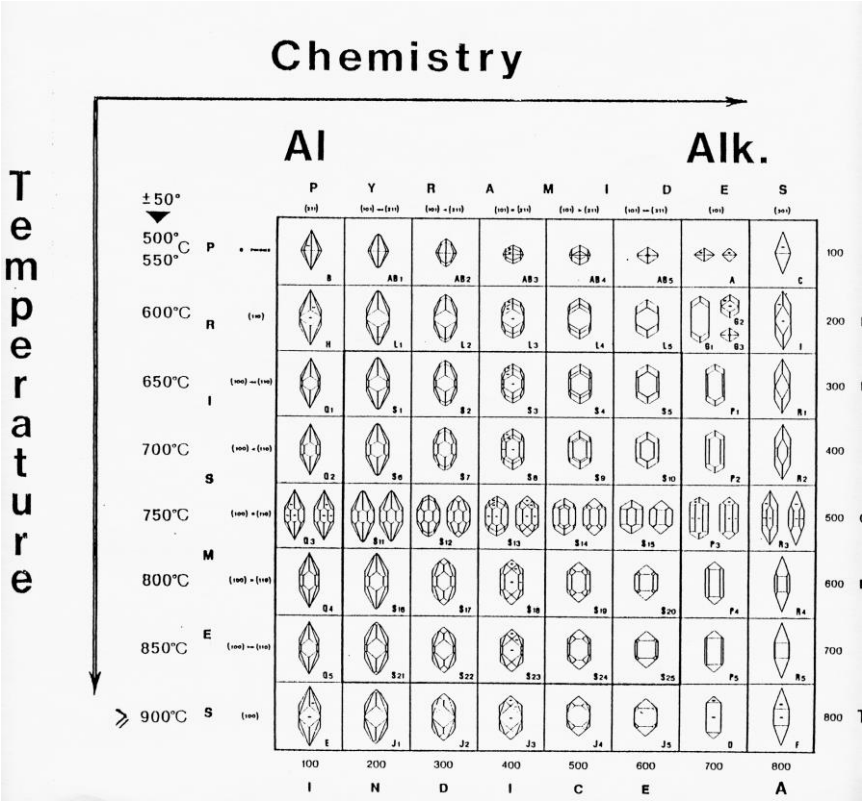
4. Akcesorické minerály – indikátory magmatických a metamorfných procesov

Akcesorické minerály, teda ťažké minerály, ktoré sú súčasťou magmatických a metamorfovaných hornín v množstve zvyčajne pod 1 objemové %, sú ťasto výbornými ukazovateľmi (indikátormi) geologických procesov, ktoré formovali samotnú horninu. Medzi najužitočnejšie akcesorické minerály – indikátory magmatických a metamorfovaných hornín možno považovať zirkón, Fe-Ti oxidy (magnetit, ilmenit, rutil a iné), monazit-(Ce), minerály skupiny apatitu (hlavne hydroxylapatit a fluórapatit), epidotu (najmä allanit-(Ce), epidot), granátu (almandín, spessartín, pyrop, grossulár atď.) a turmalínu (skoryl, dravit, foitit, fluórelbait atď.).

4.1. Typológia zirkónu

Zirkón ($ZrSiO_4$) je hlavným minerálom Zr v magmatických a metamorfovaných horninách, s výnimkou niektorých typov alkalických a bázických hornín. Morfológia kryštálov zirkónu, ich vnútorná stavba (zonalita) a variácie chemického zloženia predstavujú citlivé indikátory magmatických a metamorfných procesov, navyše zirkón je najrozšírenejším minerálom, vhodným na U-Th-Pb izotopové datovanie kryštalizácie a ďalších geologických procesov materskej horniny.

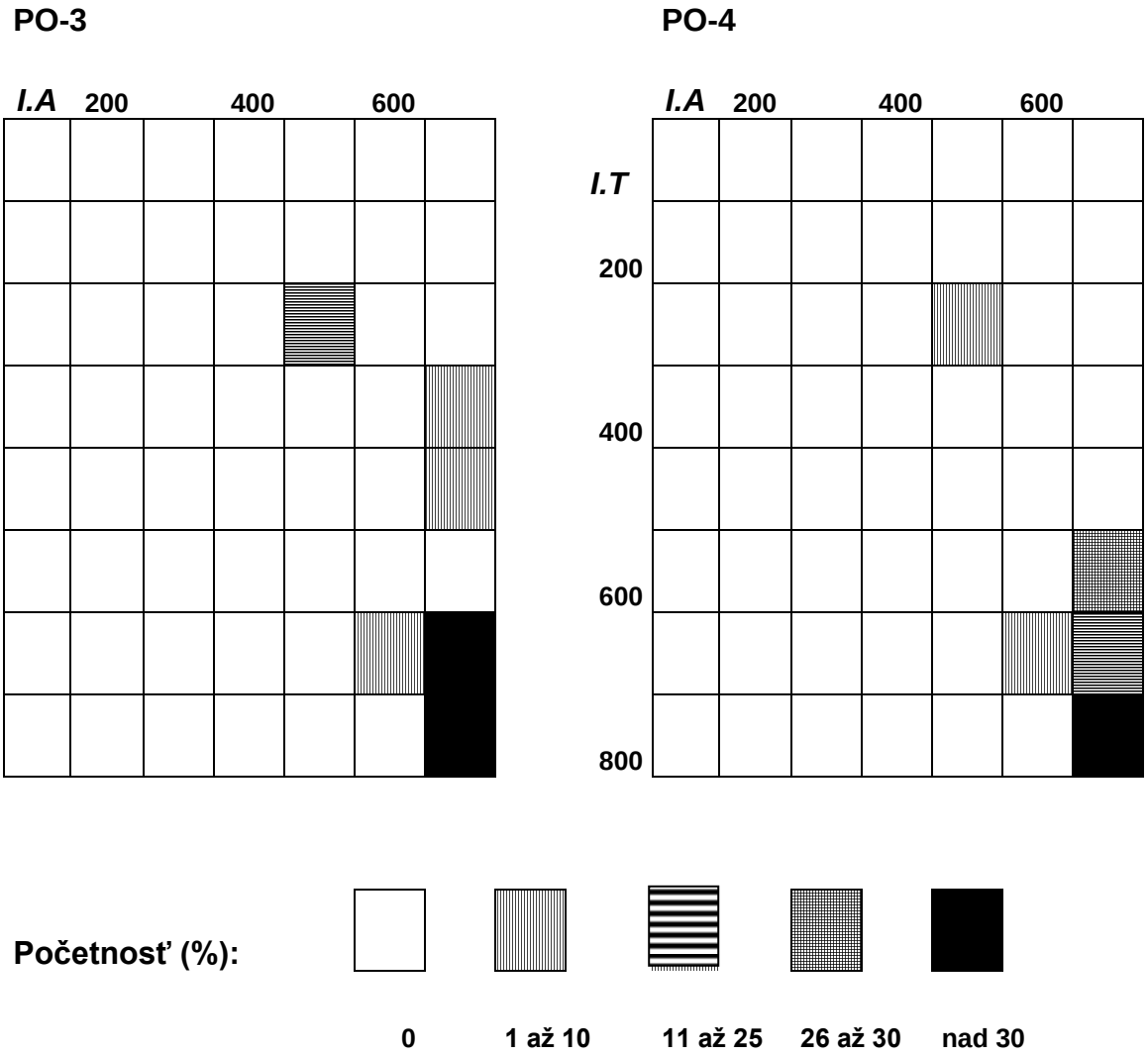
Typológia zirkónu je metóda, ktorá využíva fakt, že morfológia kryštálov zirkónu je odrazom teploty a chemického zloženia magmy, z ktorej zirkón kryštalizoval. Zirkón v magmatických horninách často vytvára dobre vyvinuté, idiomorfné kryštály, kde sú najčastejšími kryštálovými tvarmi prizma a dipyramída. Kombinácia vzájomného zastúpenia priziem (100) a (110) s dipyramídami (211), (101) a (301) vytvára 64 základných morfologických typov a subtypov (napr. L1 až L5, S1 až S25, G1 až G3, H, C, D atď.), ktoré sú zoradené v **typologickej tabuľke** podľa postupnej zmeny pomeru priziem a dipyramíd (***obr. 18***). Na základe štúdia morfológie zirkónu z rôznych magmatických, predovšetkým



Obr. 18. Typologická tabuľka zirkónu (podľa J.-P. Pupina).

granitických hornín bola odvodená závislosť pomeru priziem od teploty (**index I.T**) a súčasne závislosť dipyramíd od stupňa alkalinity, resp. agpaicity, teda pomeru (Na+K)/Al v materských horninách – **index I.A (*obr. 18*)**. Každý riadok typologickej tabuľky má priradenú hodnotu I.T = 100, 200, 300 až 800, analogicky každý stĺpec má hodnotu I.A = 100, 200 až 800. Súčasne k riadkom je priradená aj približná teplota kryštalizácie zirkónu v °C. Tým sa typologická tabuľka stáva ukazovateľom teploty kryštalizácie zirkónu a súčasne chemického zloženia materskej magmy, z ktorej kryštalizoval zirkón.

Pri zirkónovej typológii určujeme vyseparované kryštály zirkónu pomocou binokulárnej stereolupy, polarizačného či iného vhodného optického mikroskopu, prípadne (najmä ak sú príliš malé kryštály) pomocou riadkového elektrónového mikroskopu (SEM) v sekundárnych elektrónoch. Obvykle je potrebné určiť 100 exemplárov dobre vyvinutých idiomorfných kryštálov zirkónu. Porovnaním morfológie študovaných kryštálov zirkónu s typologickou tabuľkou získame percentuálne zastúpenie jednotlivých typov a subtypov v danej hornine **(*obr. 19*)**.



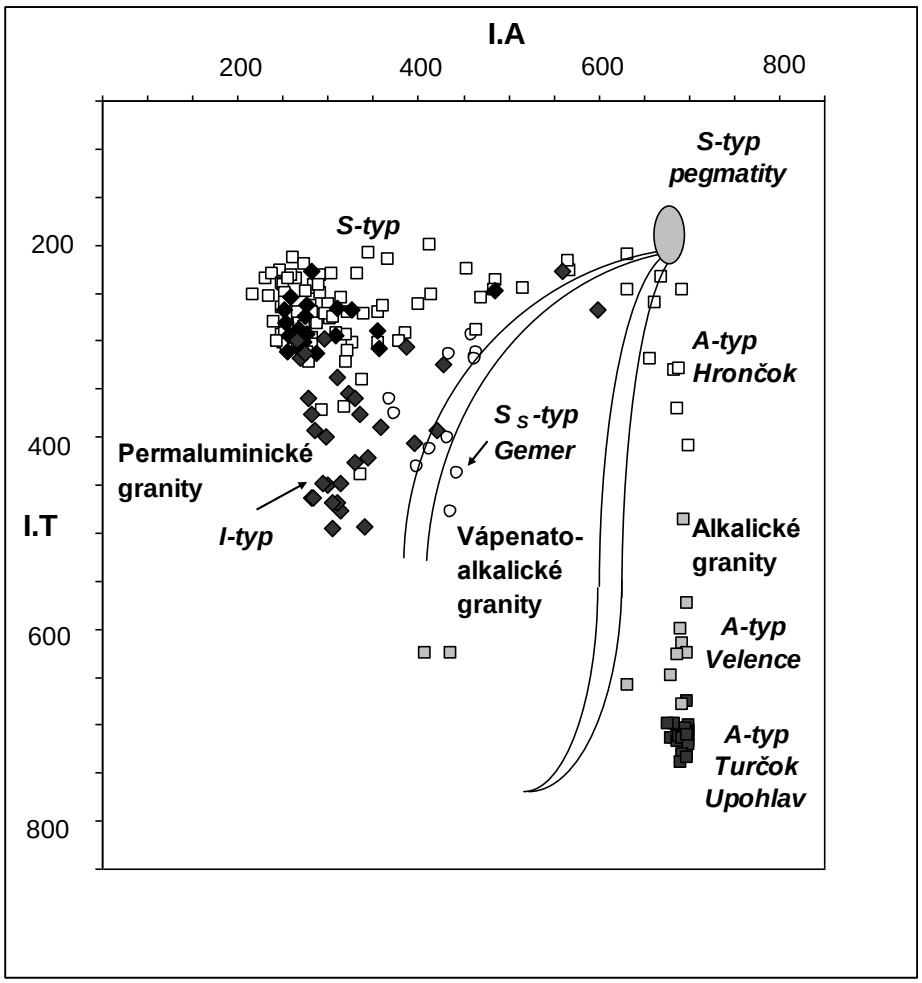
Obr. 19. Dva príklady typologických diagramov s graficky vyznačeným % zastúpením jednotlivých subtypov zirkónu. Zdroj: materiál autora.

Následne štatistickým spracovaním zistených typov a subtypov vypočítame tzv. **typologické ťažisko (TT)**, teda vážený priemer hodnoty I.T a I.A, pomocou vzťahu:

Priemerná hodnota I.T = $(\sum I.T_{100} + \sum I.T_{200} + \ldots \sum I.T_{800})/N$

Priemerná hodnota I.A = $(\sum I.A_{100} + \sum I.A_{200} + \ldots \sum I.A_{800})/N$

kde $\sum I.T_{100}$ až $\sum I.T_{800}$ je počet (súčet) určených typov alebo subtypov pre riadok s hodnotou 100 až 800 a N je počet určených kryštálov zirkónu (obyvykle N = 100). Jednotlivé TT sa potom vynesú ako body s priemernými súradnicami I.T a I.A, pričom každá vzorka má svoju polohu v **typologickom diagrame zirkónu** (***obr. 20***).



Obr. 20. Typologické ťažiská (TT) zirkónov z rôznych genetických typov granitických hornín Západných Karpát. Zdroj: materiál autora.

Ďalším krokom zirkónovej typológie môže byť konštrukcia tzv. **typologického evolučného trendu (TET)** zirkónu v študovanej vzorke. Pri konštrukcií TET sa najprv vypočíta priemerná hodnota I.A pre každú hodnotu I.T, ktorá zodpovedá určitej teplote kryštalizácie zirkónu. Postupujeme od najvyššej hodnoty I.T (najvyššej teploty) podľa vzťahu:

Priemerný I.A pre $I.T_{800} = \sum I.T_{800}/N_{I.T800}$

Priemerný I.A pre $I.T_{700} = \sum I.T_{700}/N_{I.T700}$

Priemerný I.A pre $I.T_{800} = \sum I.T_{600}/N_{I.T600}$

…až Priemerný I.A pre $I.T_{100} = \sum I.T_{100}/N_{I.T100}$

kde $I.T_{800}$ až $I.T_{100}$ je počet určených typov/subtypov zirkónu pre dané I.T (100, 200, …až 800) a $N_{I.T800}$ až $N_{I.T100}$ je počet určených kryštálov zirkónu pri danej hodnote I.T (800

až 100). Typologický evolučný trend tak naznačuje zmenu chemického zloženia prostredia (zvyčajne magmy) počas kryštalizácie zirkónu, vyjadreného indexom agpaicity – Al/(Na+K), resp. vyjadruje rast alebo pokles alkalinity resp. koncentrácie Al v materskej hornine počas jej evolúcie.

Porovnaním TT a TET zirkónov boli identifikované špecifické polia, resp. trendy pre v rôzne geochemické a v konečnom dôsledku geotektonické typy granitických hornín. Jasne možno vyčleniť viac-menej samostatné polia pre základné geochemické a geotektonické skupiny granitických a snimi spojených subvulkanických a vulkanických hornín:

1. peraluminické, orogénne kôrové granitické horniny s afinitou prevažne k S-typu s relatívne nižšími hodnotami I.A a I.T, ako aj TET s posunom k vyššej agpaicite, resp. vyššie alkalickému peostrediu.

2. peraluminické až metaluminické, vápenato-alkalické kôrovo-plášťové, orogénne granitické horniny I-typu, ktoré vznikajú pri subdukcii a kolízií s príspevkom oceánskej kôry a vrchného plášťa. Majú nižšie až stredne vysoké hodnoty I.A aj I.T, a TET s posunom k vyššej agpaicite, resp. vyššie alkalickému peostrediu.

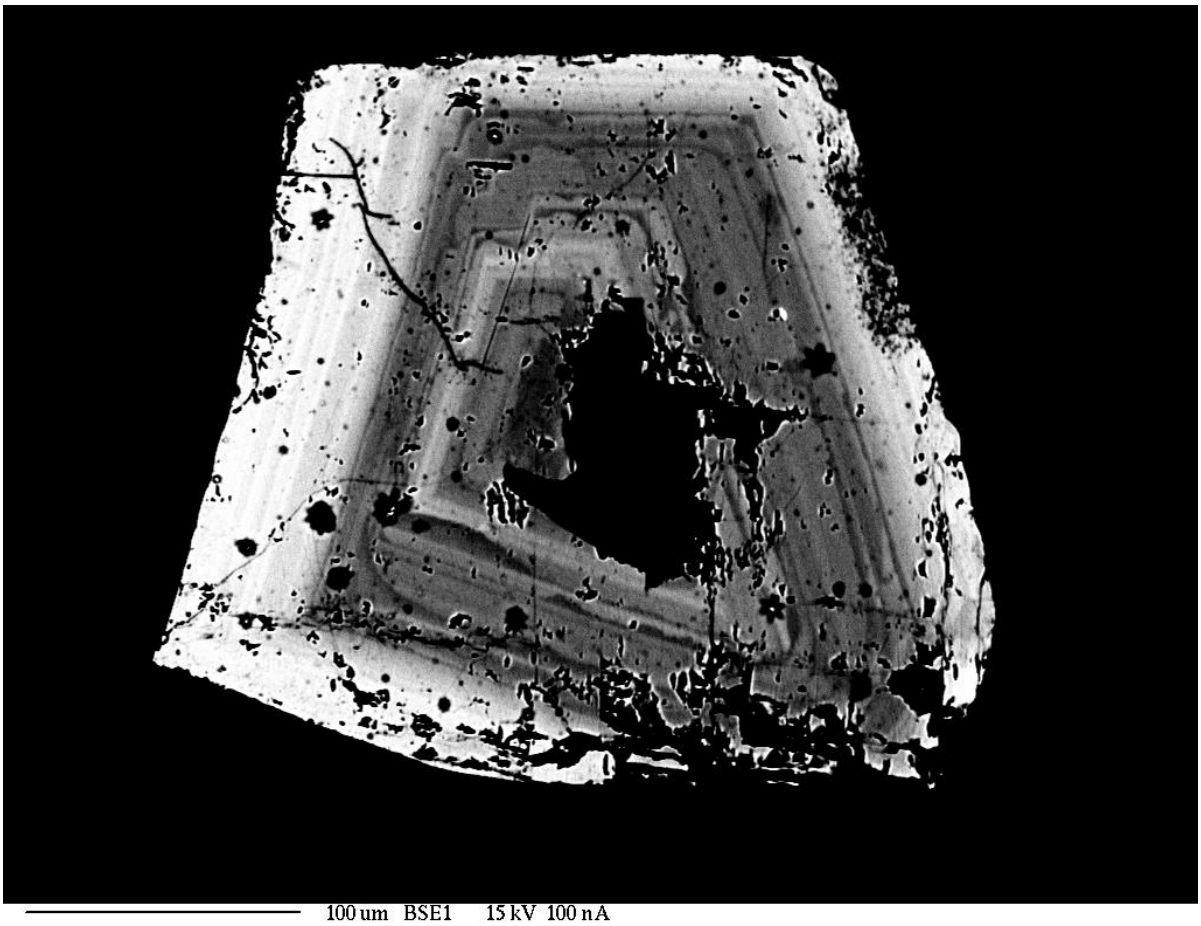
3. peraluminické, metaluminické až peralkalické, postorogénne až anorogénne granitické horniny, vznikajúce v extenznom až riftogénnom prostredí a s kôrovo-plášťovým pôvodom (A-typ), alebo plášťovým pôvodom (M-typ). Majú obyčajne vysoké hodnoty I.A aj I.T, TET smerujú k nižším teplotám bez výraz nej zmeny agpaicity resp. alkalinity. Typológia zirkónu pomohla identifikovať základné geotektonické typy granitických hornín aj v Západných Karpatoch, kde sa podarilo vyčleniť orogénne suity S- a I-typu, ako aj špecifické postorogénne (permské) granity A-typu (***obr. 20***). Typológia zirkónu je veľmi užitočným nástrojom aj pre koreláciu (porovnávanie) jednotlivých magmatických hornín, ich genetickú príbuznosť, ako aj riešenie proveniencie (pôvodu) a genetického typu magmatických hornín v prípade výskytu klastogénnych zirkónov v sedimentárnych horninách (kap. 5 a 6).

4.2. Vnútorná zonalita minerálov

Vnútornú zonalitu minerálov možno definovať ako nehomogénnu stavbu jednotlivých kryštálov, ktorá vzniká pri ich raste a premenách (exsolúcií - odmiešaní, alterácií, rekryštalizácií), pričom je odrazom zmien prostredia počas geologického vývoja (evolúcie) materskej horniny. Jedná sa najmä o zmeny teploty, tlaku, chemického zloženia, aktivity fluíd (H_2O, CO_2, F, Cl, B atď.), kyslosti resp. zásaditosti (pH), fugacity kyslíka (fO_2). A práve

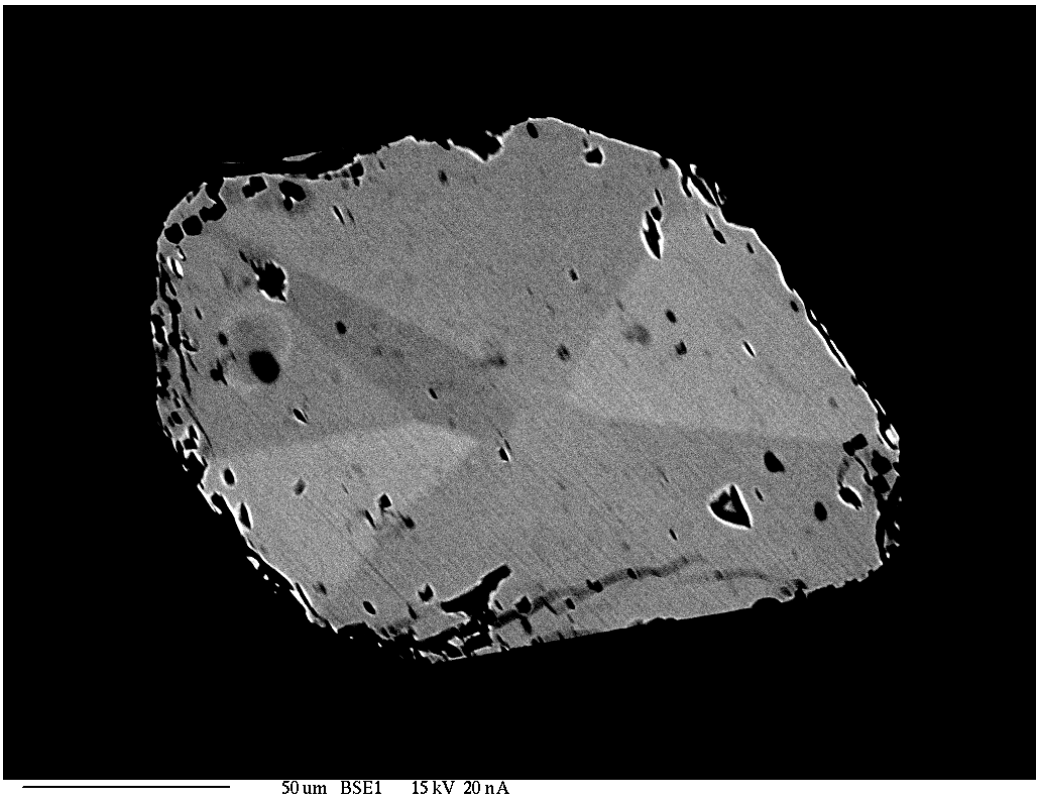
citlivým odrazom týchto zmien je vnútorná zonalita minerálov, resp. kryštálov daného minerálu. Vnútorná zonalita minerálov sa prejavuje zmenami chemického zloženia a textúry v rámci daného minerálu (najmä izomorfných prímesí) v určitých zónach. Možno rozlíšiť niekoľko základných typov vnútornej zonality minerálov:

1. **Pravidelná rastová zonalita**, ktorá vzniká pri primárnou raste kryštálu v magmatických, metamorfných, resp. hydrotermálnych podmienkach. Jednotlivé zóny rastú podľa pravidelných kryštálových plôch minerálu a sú teda odrazom ich štruktúry. Obyčajne sa jedná o **oscilačnú** až **koncentrickú zonalitu** alebo **sektorovú zonalitu**, prípadne ich kombináciu (***obr. 16, 21, 22***).

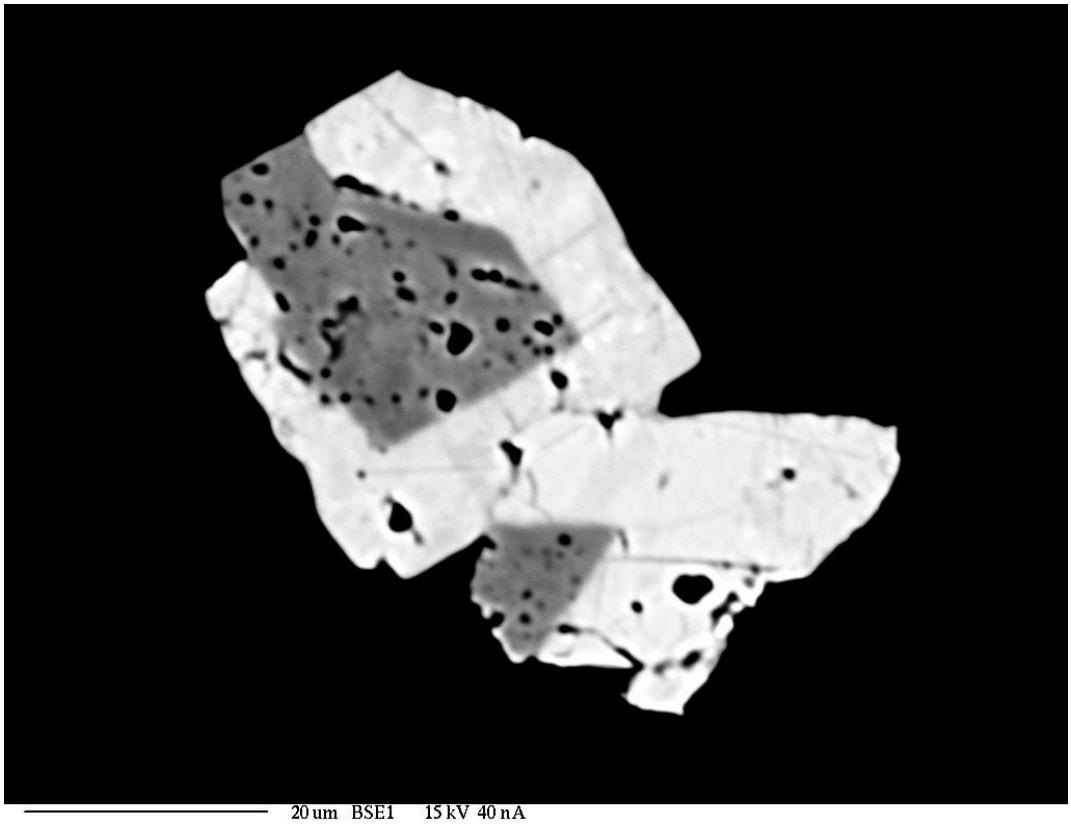


Obr. 21. Pravidelná oscilačná zonalita xenorímu-(Y). Zdroj: materiál autora.

2. **Epitaxiálna pravidelná zonalita** vzniká súčasným primárnym rastom dvoch štruktúrne totožných alebo veľmi podobných minerálov (tzv. epitaxia), tiež podľa určitých



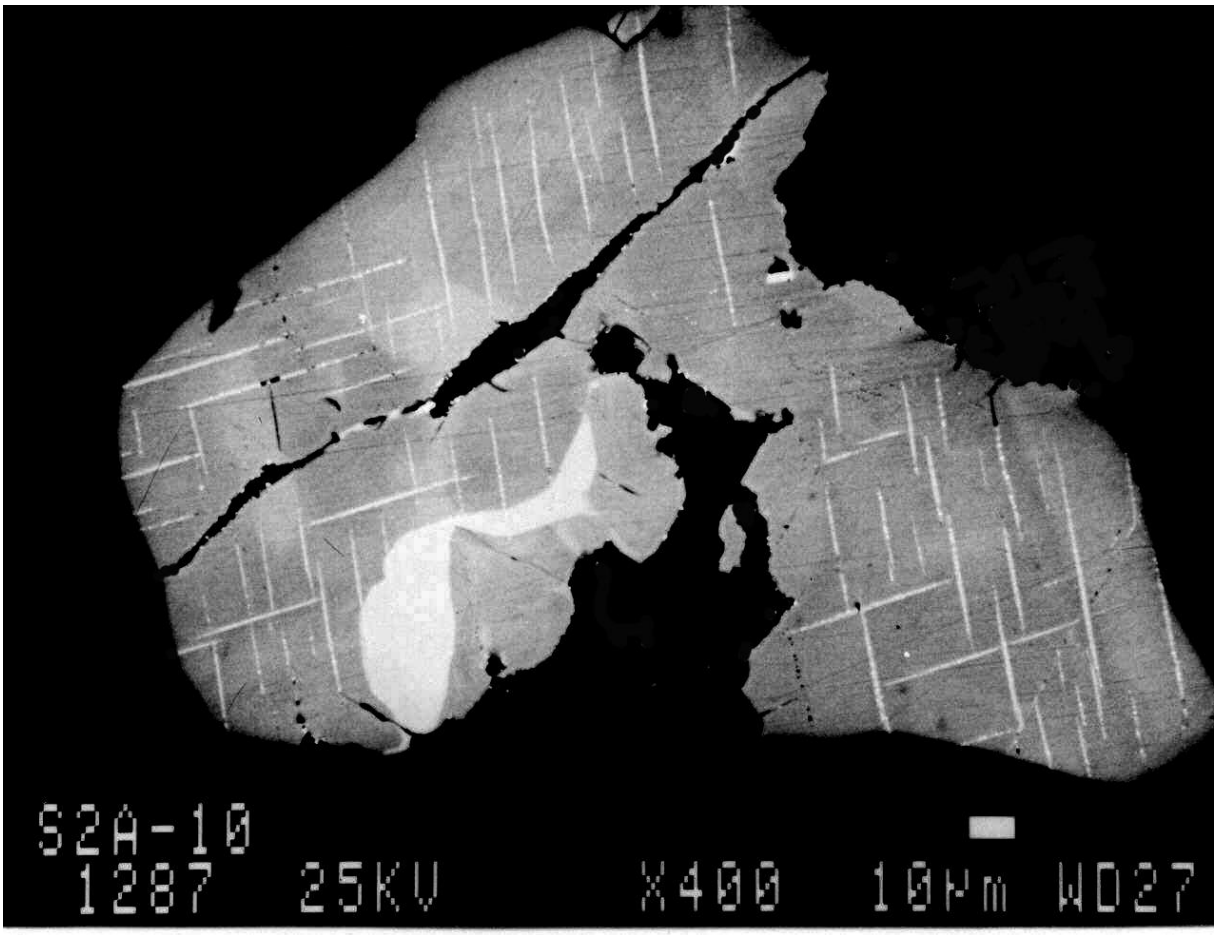
Obr. 22. Sektorová zonalita monazitu-(Ce). BSE kompozícia. Zdroj: materiál autora.



Obr. 23. Epitaxiálny nárast xenotímu-(Y) – svetlejší na zirkón – tmavší. BSE kompozícia. Zdroj: materiál autora.

kryštálových plôch, resp. rovín. Tento typ zonálnosti je v prírode vzácnejší, typickým príkladom môžu byť epitaxiálne nárasty alebo prerasty zirkónu a xenotímu-(Y) **(*obr. 23*)**.

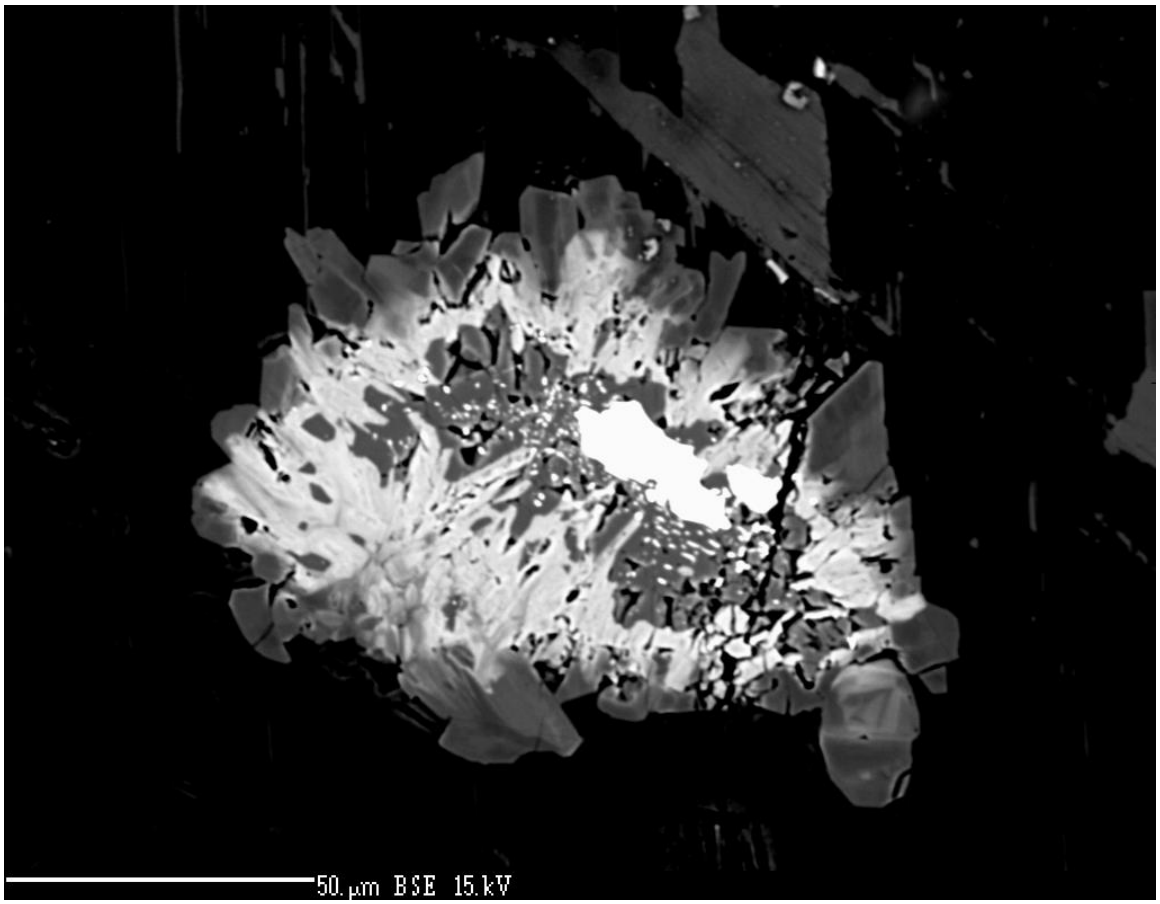
3. **Exsolučná zonalita** vzniká sekundárne v dôsledku rozpadu pôvodného jedného minerálu na dva alebo viac dcérskych minerálov. Tento rozpad je zapríčinený termodynamickou nestabilitou pôvodného minerálu pri poklese teploty alebo tlaku, obyčajne za prítomnosti fluíd, ktoré urýchľujú rozpad pôvodného minerálu. Pri procese exsolúcie (odmiešania) vznikajú typické pravidelné až nepravidelné textúry odmiešania, pričom odmiešaný minerál (minerály) prednostne koncentruje určité chemické prvky oproti prevládajúcemu hostiteľskému minerálu **(*obr. 24*)**.



Obr. 24. Exsolučné lamely Nb-Ta obohateného armalcolitu a nepravidelná exsolúcia (odmiešanina) Nb-Ta obohateného rutilu v Nb-Ta ochudobnenom rutile. BSE kompozícia. Zdroj: materiál autora.

4. **Nepravidelná zonalita** vzniká väčšinou v pôvodne homogénnom (nezonálnom) alebo pravidelne zonálnom mineráli pri procesoch jeho premeny (alterácie), rekryštalizácie,

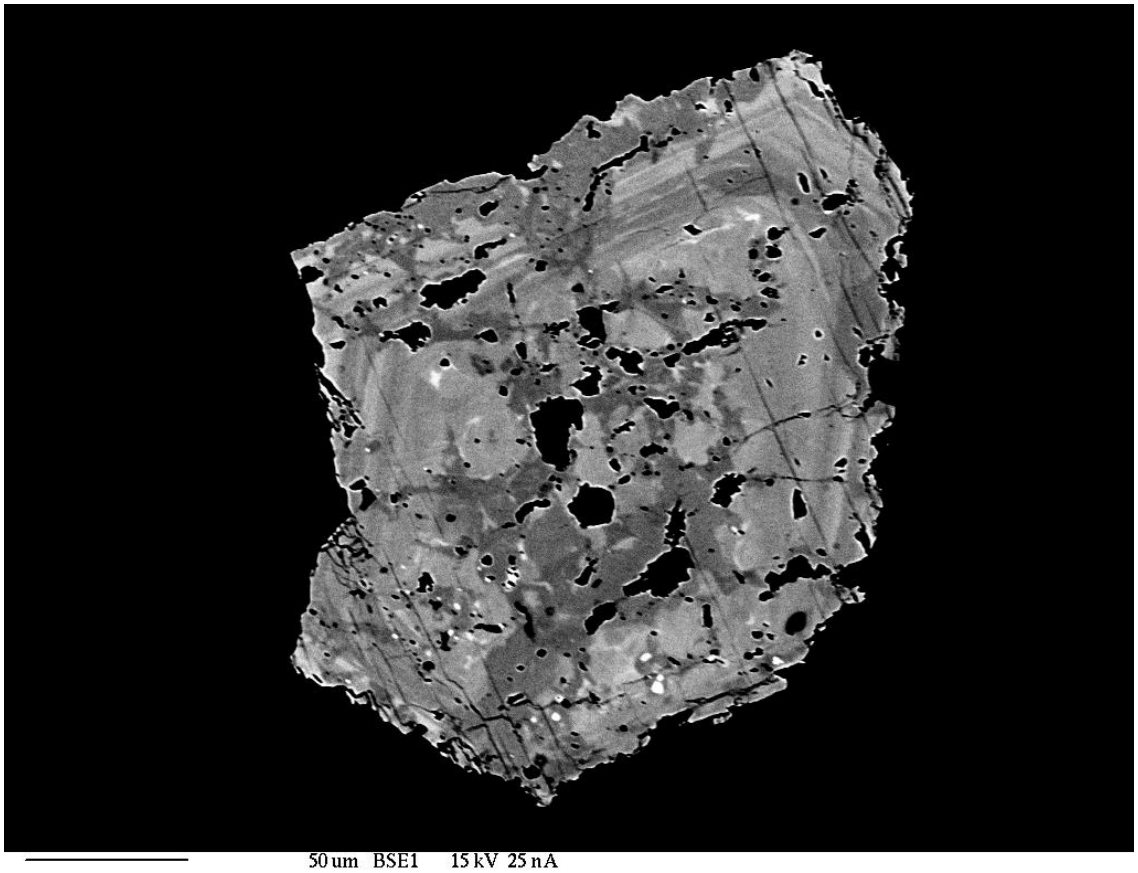
alebo zatláčaním pôvodného minerálu iným, mladším minerálom. Často dochádza k čiastočnému až úplnému rozpadu pôvodného minerálu na sekundárne minerály **(*obr. 25*)**. V niektorých prípadoch (najmä v procese metamorfózy) sa však možu tvoriť nepravidelne zonálne minerály aj pri primárnom raste.



Obr. 25. Koronárny rozpad monazitu-(Ce) – biely v strese na nepravidelne zonálny agregát fluórapatitu, allaniru-(Ce) a epidotu. BSE kompozícia. Zdroj: materiál autora.

Kryštály s vnútorne nehomogénnou – zonálnou stavbou sú veľmi typické aj pre mnohé akcesorické resp. ťažké minerály. Štúdium ich zonality je výborným nástrojom pre poznanie evolúcie hostiteľskej magmatickej alebo metamorfovanej horniny, dá sa z nej urciť pokles či rast teploty, tlaku, zmien chemického zloženia a fluidného režimu, fO_2, pH a podobne. Vo vzácnejších prípadoch však môže byť minerál aj homogénny, vytvárajúci nezonálne kryštály. Aj takáto homogenita je užitočným genetickým indikátorom: poukazuje na relatívne rýchly vznik kryštálov pri viac-menej stabilných fyzikálnych a chemických podmienkach, bez uplatnenia procesov alterácie, rekryštalizácie alebo zatláčania iným minerálom.

Štúdium vnútornej zonality akcesorických minerálov skúmame na vhodných rezoch ich kryštálov, teda v leštených nábrusoch a výbrusoch, vo vhodných prípadoch aj v separovaných kryštáloch minerálov. Nehomogénna zonálna stavba niektorých minerálov sa môže prejaviť už pri štúdiu úlomkov kryštálov pod binokulárnou stereolupou, pričom sa najčastejšie prejavujú zmenou farby, napr. na kryštáloch čierneho allanitu-(Ce) bývajú nárasty mladšieho zeleného epidotu. Primárne rastové zóny ako aj sekundárne premeny akcesorických minerálov sú niekedy dobre viditeľné pri optickom štúdiu leštených výbrusov a nábrusov; tiež sa prejavujú zmenou farby, resp. dajú sa odlíšiť jednotlivé zóny. Najlepšie metódy na identifikáciu a štúdium vnútornej zonality a premien ťažkých minerálov sú však kompozície v **spätne rozptýlených elektrónoch (BSE)** a v **katódovej luminiscencii (CL)**, ktoré môžeme získať z leštených výbrusov a nábrusov. Tieto metódy umožňujú získať kvalitný obraz aj pri pomerne veľkom zväčšení a sú veľmi citlivé na zmeny chemického zloženia a z toho vyplývajúcu zonalitu minerálov **(*obr. 15, 16, 21-25*)**. Následne možno pre takto zistené rôzne zóny analyzovať ich chemické zloženie, prípadne aj vek pomocou elektrónovej mikrosondy, alebo iných metód.



Obr. 26. Pravidelná primárna oscilačná zonalita xenotímu-(Y) zatláčaná mladšími nepravidelnými zónami. BSE kompozícia. Zdroj: materiál autora.

Zonálnu stavbu prejavuje väčšina akcesorických, resp. ťažkých minerálov. Využíva sa hlavne zirkón, xenotím-(Y), monazit-(Ce), allanit-(Ce), epidot, skupina apatitu, granátu a turmalínu, titanit, oxidy Fe-Ti (magnetit, ilmenit, rutil) a oxidy Nb-Ta (najmä skupina columbitu). Napríklad na rezoch kryštáloch v BSE možno vidieť pravidelnú primárne magmatickú zonalitu, ktorá je prerušovaná mladšou, neskoro až postmagmatickou nepravidelnou zonalitou s iným chemickým zložením ***(obr. 15, 26)***. Vnútorná zonalita tak poukazuje na zložitý, najmenej dvojštadiálny proces vzniku minerálu a vývoj horniny od magmatického po postmagmatické štádium. Ďalší príklad z metamorfovanej horniny ukazuje primárny metamorfný monazit-(Ce), ktorý bol neskôr zatláčaný pôsobením mladších metamorfno-hydrotermálnych fluíd, pričom vznikla sekundárna koróna fluórapatitu, allanitu-(Ce) až epidotu **(*obr. 25*)**. Aj tento príklad analýzy vnútornej zonality akcesorických minerálov jasne dokumentuje vývoj horniny a jej premenu v dôsledku geologických tektonicko-metamorfných procesov. Poznanie týchto fenoménov má potom kľúčový význam pre rozšifrovanie evolúcie celej horniny a geologického vývoja študovanej oblasti.

4.3. Variácie chemického zloženia akcesorických minerálov

Ako už bolo uvedené v predchádzajúcej kapitole, akcesorické minerály majú takmer vždy nehomogénnu – zonálnu vnútornú stavbu, ktorá je odrazom zmien fyzikálnych a chemických podmienok počas vývoja materskej horniny. Táto zonalita sa prejavuje najmä variáciami chemického zloženia minerálu, prípadne až prechodom do iného minerálu. Zmena fyzikálno-chemických podmienok (teplota, tlak, chemické zloženie magmy, fluíd atď.) počas rastu kryštálov akcesorických minerálov sa často prejavuje zmenou ich chemického zloženia.

Počas magmatického procesu dochádza pri postupnom poklese teploty a tlaku ku kryštalizácií minerálov z taveniny (magmy), zvyčajne za aktívnej prítomnosti plynnej fluidnej zložky. Vplyvom procesu **magmatickej frakcionácie (diferenciácie)** dochádza najskôr ku kryštalizácií minerálov tzv. **kompatibilných prvkov**, ktoré majú tendenciu saturovať sa (kryštalizovať) pri vyšších teplotách a tlakoch, teda od začiatočného štádia vzniku magmatických hornín. V bežných granitických taveninách sú to napr. Zr, REE, Ti, Mg, Ca, Sr a Ba. Kryštalizujú tak magmatické akcesorické minerály, napr. zirkón, allanit, monazit, apatit, ilmenit. Pri postupnej kryštalizácií granitickej magmy pri poklese teploty a tlaku dochádza k jej obohateniu o tzv. **inkompatibilné prvky**, ktoré sa najprv prednostne hromadia v tavenine, avšak postupne sa tiež saturujú a vstupujú do štruktúry rastúcich minerálov,

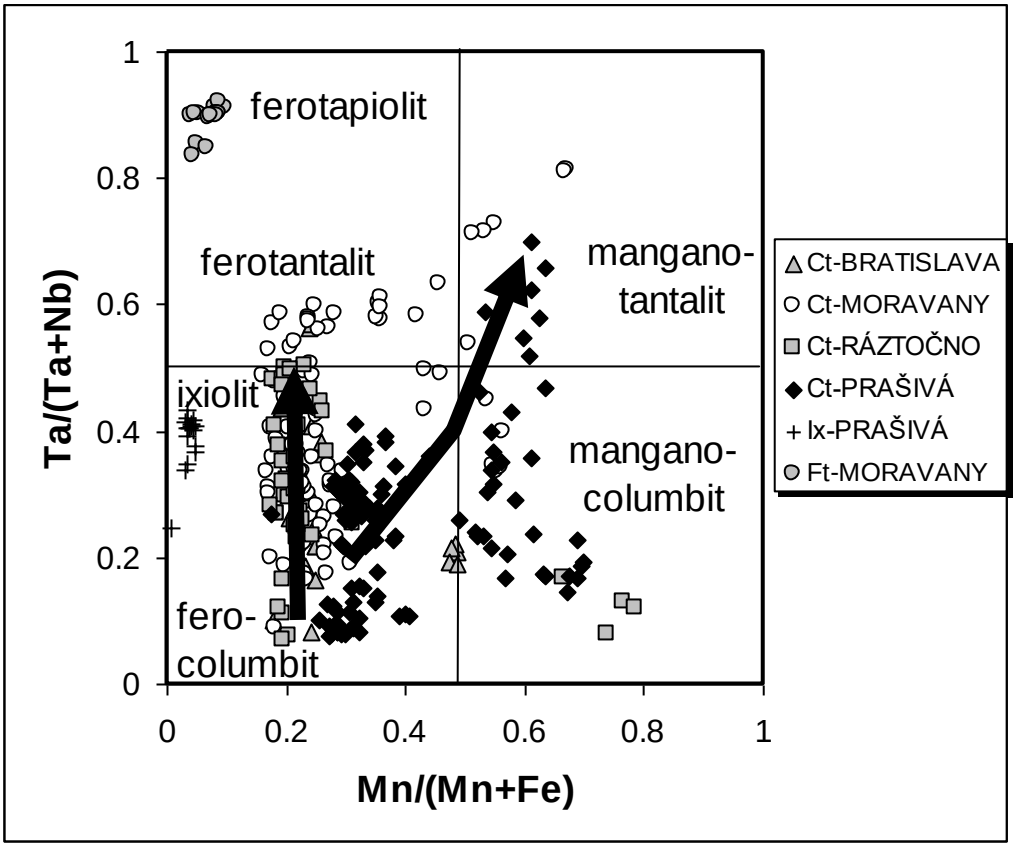
prípadne vytvárajú minerály. V granitických horninách majú inkompatibilné vlastnosti napr. o Hf, Be, B, Nb, Ta, U, Mn. V dôsledku magmatickej frakcionácie sú tak napr. mladšie prírastkové zóny zirkónu obohatené o Hf, Y a U, granát (almandín) sa obohacuje o Mn (spessartínovú zložku), kryštalizuje rutil bohatý Nb a Ta. Pri pokročilom stupni frakcionácie v granitoch a najmä pegmatitoch môžu kryštalizovať aj samostatné minerály Nb-Ta (najmä columbit až tantalit), prípadne minerály Be (beryl, gadolinit) a B (najčastejšie skoryl). Obsahy a najmä vzájomné pomery geochemicky príbuzných prvkov v akcesorických mineráloch sú tak veľmi užitočným indikátorom geologických procesov v materskej hornine.

Napr. klesajúci **pomer Zr/Hf** (viac kompatibilné Zr / menej kompatibilné resp. viac inkompatibilné Hf) v rámci kryštálu zirkónu, alebo v rámci populácií zirkónu v magmatických horninách poukazuje na rastúci stupeň frakcionácie (diferenciácie) hornín a nepriamo aj na pokles teploty a tlaku pri ich vzniku. Zirkóny bežných granitických hornín obsahujú zvyčajne 1 až 2 hmot. % Hf (prípadne HfO_2), čo znamená pomer Zr/Hf obvykle medzi 35 a 50. Vo vyššie frakcionovaných leukokrátnych granitoch a granitových pegmatitoch však hodnota pomeru Zr/Hf v zirkóne býva zvyčajne v intervale 5 až 30. V extrémne frakcionovaných granitových pegmatitoch klesá pomer Zr/Hf v zirkóne dokonca pod hodnotu 1, ojedinele kryštalizuje dokonca minerál hafnón ($HfSiO_4$) s jasnou prevahou Hf nad Zr (Zr/Hf = 0,04 až 0,01). V reálnych prírodných kryštáloch zirkónu je však situácia často zložitejšia, zirkón často ukazuje jemnú oscilačnú zonalitu s mnohonásobným poklesom a rastom Zr/Hf, celkový trend tohto pomeru v niektorých prípadoch v rámci kryštálu rastie (teda Hf klesá a Zr rastie). Na hodnotu pomeru Zr/Hf totiž okrem dominantnej frakcionácie vplýva aj chemické zloženie okolitého prostredia, napr. s rastom alkalinity resp. agpaicity – pomeru Al/(Na+K) v hornine sa kryštalizácia zirkónu posúva k zloženiu s vyšším pomerom Zr/Hf v dôsledku rastu inkompatibility Zr voči Hf v týchto podmienkach. Nepravidelné trendy Zr/Hf sú časté aj v zirkónoch z metamorfovaných hornín, alebo magmatických hornín, postihnutých mladšími postmagmatickými procesmi. Chemické zloženie zonálneho zirkónu tak primáša cenné informácie nielen o úrovni magmatickej frakcionácie, ale aj metamorfných procesoch.

Naopak pomer viac inkompatibilného prvku voči jeho menej inkompatibilnému príbuznému prvku rastie počas magmatickej frakcionácie. Príkladom môže byť rast pomeru **Mn/(Mn+Fe)** v granátoch alebo **Ta/(Ta+Nb)** v oxidoch Nb-Ta a v rutile. Na rozdiel od hmotnostného pomeru Zr/Hf (teda pomeru Zr hmot. % / Hf hmot. %) vyjadrujeme pomery Mn/(Mn+Fe) a Ta/(Ta+Nb) ako atómové pomery, ktoré získame prepočítaním pôvodnej analýzy minerálu (v oxidoch hmot. %) na atómové množstvá (atoms per formula unit – **apfu**),

resp. môžeme ich vyjadriť ako pomer koncových členov – minerálov skupiny granátu (molekulové %). Granáty v leukokrátnych kôrových granitoch majú pomer Mn/(Mn+Fe) okolo 0,2 až 0,4 s prevahou Fe nad Mn, teda almandínovej molekuly – $Fe^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$ (obyčajne 50 – 60 mol. %) nad spessartínovou molekulou – $Mn^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$ (obvykle do 30 mol. %); zvyšok tvorí pyropová, grossulárová, prípadne andraditová molekula. S rastom magmatickej frakcionácie rastie aj obsah Mn voči Fe a teda aj pomer Mn/(Mn+Fe); v granitových pegmatitoch tento pomer stúpa k hodnote od 0,4 až skoro k 1, podľa rastúceho stupňa frakcionácie.

Podobne v oxidoch Nb-Ta, najmä v mineráloch skupiny columbitu možno zaznamenať rast atómového pomeru Ta/(Ta+Nb), a v kombinácií s pomerom Mn/(Mn+Fe) možno skonštruovať tzv. columbitový štvorcový diagram, do ktorého sa vynášajú hodnoty oboch pomerov s charakterizovať evolučné trendy columbitu až tantalitu, príp. aj tapiolitu a ixiolitu (***obr. 27***).



Obr. 27. Evolučné trendy Nb-Ta minerálov (skupina columbitu, tapilotu a ixiolitu) v pegmatitoch Západných Karpát. Zdroj: materiál autora.

Primárne **magmatický frakcionačný trend oxidov Nb-Ta** sa prejavuje rastom Ta/(Ta+Nb) a súčasne aj Mn/(Mn+Fe), čo možno pozorovať vo väčšine populácií frakcionovaných granitv a pegmatitov. V rámci jednotlivých kryštálov je však textúrna a chemická zonalita oxidov Nb-Ta komplikovanejšia. Podobne ako zirkón a mnohé ďalšie minerály, primárne magmatický columbit až tantalit má často jemnú pravidelnú oscilačnú zonalitu s mnohonásobným rastom a poklesom hodnoty Ta/(Ta+Nb). Častý je aj tzv. **reverzný trend Nb-Ta**, teda pokles Ta/(Ta+Nb), najmä v najmladších, neskoromagmatických až postmagmatických, albitom bohatých častiach granitov a pegmatitov. Reverzný trend môže byť spojený so spotrebovaním väčšiny množstva Ta v predchádzajúcej magmatickej etape v kombinácií so zmenou fyzikálno-chemických podmienok, najmä rastom alkalinity, ktorá zvyšuje rozpustnosť Ta voči Nb, a tým mení pomer oboch prvkov v kryštalizujúcom mineráli voči okolitej tavenine. Navyše rast pomeru Mn/(Mn+Fe) v oxidoch Nb-Ta je závislý od zloženia okolitých fluíd a je priamo úmerný rastu aktivity (koncentrácie) fluóru; Mn bohatý manganocolumbit až manganotantalit preto indikuje kryštalizáciu v prostredí bohatom F. Zmeny pomeru Ta/(Ta+Nb) a súčasne Mn/(Mn+Fe) v oxidoch Nb-Ta preto patria k mimoriadne citlivým indikátorom magmatickej až postmagmatickej evolúcie a geologických procesov v materských horninách.

Podobné zmeny chemického zloženia ako indikátory zmien fyzikálno-chemických podmienok a magmatických, postmagmatických alebo metamorfných procesov možno bežne pozorovať aj v ďalších akcesorických mineráloch. Výborne sa aplikujú napr. v monazite a xenotíme (zmeny koncentrácie Th, U, Si, Ca, Y, Zr, As, S), magnetite (Ti, V, Cr), ilmenite (Mn, Mg, Nb, Ta), kasiterite (Nb, Ta, Fe), rutile (Nb, Ta, Fe, Mn), titanite (Nb, Ta, Sn, Al, Fe, REE), beryle (Rb, Cs, Li, Na, Fe, Mg, Sc), pyrite (Co, Ni, Mn, Au), mineráloch turmalínovej skupiny (Mg, Mn, Cr, Ti, REE, Li, Ca, K, F), alebo mineráloch apatitovej skupiny (Sr, Mn, U, Th, REE, Si).

Cenné genetické údaje o evolúcií akcesorických minerálov a tým aj okolitých hornín a geologických komplexov prináša aj **štúdium izotopov vybraných prvkov**. Napr. pomer izotopov kyslíka v zirkóne indikuje podiel kôrového a plášťového materiálu pri jeho kryštalizácii. Využívajú sa napr. izotopy Li, B, S, Si, Ti, Nd, Sm, Hf a ďalších prvkov v akcesorických mineráloch.

V niektorých prípadoch sa v laboratóriu podarilo syntetizovať zlúčeniny, ktoré zodpovedajú určitému chemickému zloženiu akcesorických minerálov a na základe stability ich zloženia pri určitej teplote a tlaku boli určené matematické vzťahy medzi chemickýcm zložením minerálov a teolote ich vzniku – tzv. **geotermometre a geobarometre**. Dosadením

konkrétneho chemického zloženia prírodného akcesorického minerálu tak môžeme odhadnúť teplotu, prípadne tlak ich vzniku. Ako geotermometer sa využíva napr. monazit, xenotím, granáty, apatit, ilmenit, pyroxény, ako geobarometer amfiboly a granáty.

Ďalším významným využitím niektorých akcesorických minerálov je možnosť ich **datovania**, teda určenia veku geologickej udalosti, ktoré formovali minerál. Datovať možno minerály, ktoré obsahujú určité merateľné koncentrácie rádioaktívnych prvkov a ich izotopov, najmä U a Th, ktoré sa samovoľne rozpadajú na izotopy Pb. Na tento účel sa využíva najmä zirkón a monazit, menej xenotím, uraninit, thorit, euxenit, columbit, apatit, allanit, titanit a granáty. Využíva sa buď **izotopové U-Th-Pb datovanie**, keď sa merajú jednotlivé izotopy uvedených prvkov, alebo analyticky jednoduchšie **chemické U-Th-Pb datovanie** (monazit, uraninit, xenotím), kde pomocou elektrónovej mikrosondy sa merajú len celkové koncentrácie U, Th a Pb. Výsledky datovania sú veľmi cenným nástrojom na určenie veku alebo geologických procesov, ktorými prešla okolitá hornina (magmatická kryštalizácia, metamorfná rekryštalizácia, vek metamorfózy a pod.). Na určenie veku neskorčích nízkoteplotných procesov (100 až 300 °C), najmä výzdvihu horninových komplexov a celých geologických jednotiek a pohorí sa široko využíva **metóda stôp po delení uránu (fission tracks – FT)** vo vybraných vhodných mineráloch, obsahujúcich určité koncentrácie U; využíva sa hlavne apatit, zirkón a titanit. Tieto stopy po delení U sa pri určitej zvýšenej teplote zahladia, takže dokumentujú len procesy, ktoré sa odohrali len od doby, keď minerál a tým aj okolitá hornina dosiahli nižšiu teplotu, ako tzv. **blokovacia teplota**. Pre hydroxylapatit až fluórapatit je táto blokovacia teplota okolo 100 – 120 °C, pre zirkón okolo 200 °C. Na datovanie vzniku minerálov, ich materských hornín a geologických procesov možno pre akcesorické minerály využiť aj ďalšie izotopické metódy, najmä Rb-Sr datovanie (granáty, turmalíny) a Sm-Nd datovanie (zirkón, monazit, granáty atď.).

Podrobná charakteristika využitia chemického zloženia, izotopov, geotermometrov a geobarometrov, ako aj datovania akcesorických minerálov je však už mimo predmetu tejto učebnice a čitateľ ju nájde v špecializovaných monografiach (niektoré sú uvedené v kapitole Použitá a doporučená literatúra).

5. Ťažké minerály v sedimentárnych horninách – indikátory proveniencie a genézy

Ťažké resp. akcesorické minerály sa nachádzajú aj v rôznych genetických typoch sedimentárnych (usadených) hornín, teda klastických (úlomkových), chemogénnych aj biogénnych sedimentárnych horninách. Z genetického hľadiska možno rozlíšiť dva základné typy ťažkých minerálov v sedimentárnych horninách:

1) **Klastogénne ťažké minerály**, ktoré sa do vznikajúcej sedimentárnej horniny dostali exogénnymi geologickými procesmi z iných primárnych hornín (magmatických, metamorfovaných alebo starších sedimentárnych hornín).

2) **Autigénne ťažké minerály**, ktoré vznikali priamo v procese vzniku nespevnenej alebo pevnej sedimentárnej horniny.

Kým klastogénne ťažké minerály sú výborným indikátorom možných znosových oblastí, teda proveniencie materiálu sedimentárnych hornín, autigénne ťažké minerály dokumentujú genetické podmienky vzniku materských sedimentárnych hornín.

5.1. Stabilita klastogénnych ťažkých minerálov

Klastogénne ťažké minerály sa nachádzajú takmer vo všetkých typoch sedimentárnych hornín, najmä však v klastogénnych nespevnených aj spevnených sedimentoch. Nachádzajú sa v podobe jednotlivých kryštálov, ich úlomkov, resp. agregátov ťažkých minerálov, spolu s prevládajúcimi horninotvornými minerálmi materských sedimentov – kremeňom, živcami, sľudami, kalcitom, ílovými silikátovými minerálmi, hematitom atď. Klastogénne ťažké minerály pochaádzajú z pôvodných magmatických a metamorfovaných hornín, jedná sa teda o tie isté druhy minerálov (zirkón, monazit, xenotím, minerály skupiny apatitu, epidotu, granátu, turmalínu, ilmenit, rutil, anatas, titanit, staurolit, kyanit, magnetit, pyrit, diamant, zlato a pod.). V podmienkach exogénneho zvetrávania, transportu a sedimentácie však majú klastogénne řažké minerály rôznu stabilitu a mieru zachovania, čo sa prejavuje predovšetkým na ich morfológii a stupni alterácie.

Morfológia kryštálov klastogénnych ťažkých minerálov je často zotretá kratším alebo dlhším transportom a mechanicou dezintegráciou na ceste od pôvodnej materskej horniny až po miesto sedimentácie, ako aj chemickým zvetrávaním až rozpúšťaním počas zvetrávania primárnych hornín, transportu a samotnej sedimentácie. Kryštály klastogénnych ťažkých

minerálov sú v dôsledku týchto exogénnych procesov často zaoblené a predstavujú tak len zachovanú časť pôvodných idiomorfných až xenomorfných kryštálov (***obr. 28***). Každý ťažký minerál má svoju špecifickú kryštálovú štruktúru a chemické zloženie, z ktorej vyplývajú jeho fyzikálne vlastnosti, kryštálový habitus a chemická reaktivita.

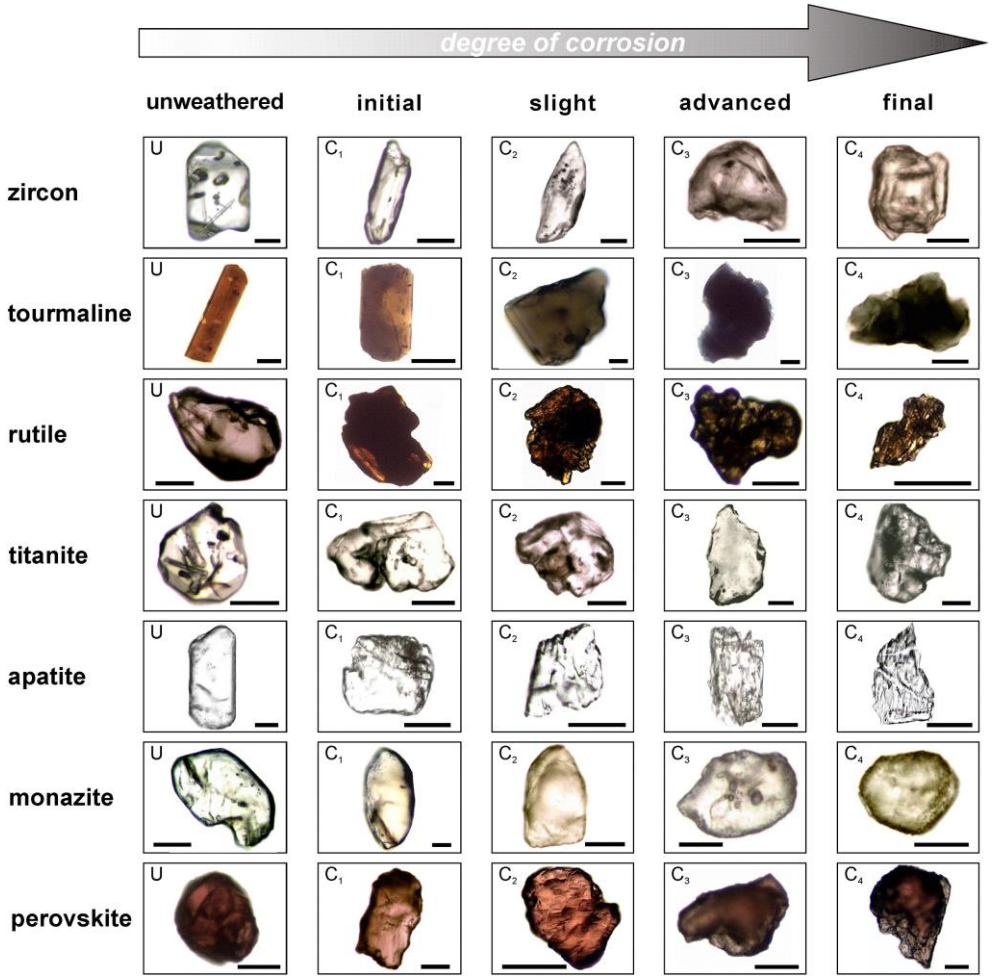
Obr. 28. Kryštály olivínu (forsteritu), čiastočne zaoblené pôsobením transportu. Zdroj: www.sandatlas.org.

Každý ťažký minerál má teda charakteristickú mieru stability voči exogénnym sedimetárnym procesom (zvetrávaniu, transportu a vlastnej sedimentácií). Fyzikálno-chemické faktory, ktoré určujú celkovú **stabilitu klastogénnych ťažkých minerálov (ŤM)** možno schématicky vyjadriť vzťahom:

Stabilita ŤM = (tvrdosť + chemická stabilita + rýchlosť transportu) / (krehkosť + štiepateľnosť + elongácia kryštálu + dĺžka transportu)

Uvedený vzťah samozrejme platí všeobecne, teda pre všetky, aj horninotvorné minerály. **Tvrdosť minerálu** je mierou jeho odolnosti voči vonkajšiemu tlaku. Minerály s vyššou tvrdosťou sú celkovo odolnejšie a stabilnejšie, ako minerály s nízkou tvrdosťou. To vysvetľuje napr. vysokú odolnosť minerálov s vysokou tvrdosťou (diamant, korund, zirkón, spinel).

Chemická stabilita patrí k základným faktorom celkovej stability ŤM; minerály odolné voči slabo mineralizovaným vodným roztokom majú podstatne väčšiu šancu zachovať sa v porovnaní s minerálmi, ktoré sú viac-menej rozpustné. Najmä v procese samotnej litifikácie sedimetárnych hornín dochádza k dlhodobému pôsobeniu, cirkulácií slabo kyslých alebo zásaditých vodných roztokov v sedimente. Niektoré ŤM sa pôsobením týchto roztokov pomaly rozpúšťajú; dochádza k ich tzv. **interstratifikačnému rozpúšťaniu (korózií)**, ktoré sa prejavuje typickými stopami po rozpúšťaní, viditeľnými na povrchu kryštálov **(*obr. 29*)**.



Obr. 29. Rôzny stupeň rozpúšťania ťažkých minerálov počas diagenézy. Zdroj: Andò et al. (2012).

Interstratifikačnému rozpúšťaniu podliehajú najmä niektoré silikáty a fosfáty prechodných a alkalických prvkov (Fe, REE, Ca), najmä minerály skupiny granátu, olivínu a apatitu, monazit a xenotím, pyroxény a amfiboly. Iné ťažké minerály (sulfidy, prvky) podliehajú oxidačným reakciam pôsobením roztokov a fluíd (napr. oxidácia pyritu na goethit, arzenopyritu na skorodit, medi na malachit). Na druhej zirkón, spinely, rutil, diamant, turmalíny a niektoré ďalšie ŤM sú veľmi rezistentné voči chemickému rozpúšťaniu.

Rýchlosť transportu je tiež priamo úmerná zachovaniu ŤM. Pri rýchlom a krátkodobom transporte sú ŤM ušetrené dlhotrvajúcim exogénnym procesom, kroré ich rozrušujú. Napríklad v pieskovcoch a zlepencoch v rámci flyšových sedimentárnych sekvencií sa jedná o rýchly splach minerálov do hlbokovodnej sedimentárnej panvy, takže ŤM nepodliehajú dlhotrvajúcemu transportu a sú hneď sedimentované.

Na druhej strane **dĺžka transportu**, teda geograficky ďaleký a pomalý transport nepriaznivo pôsobia na stabilitu ŤM. Logicky teda klastogénne ŤM na strednom a najmä dolnom toku veľkých riek s pomalým a dlhým transportom majú viac ohladené, rozlámané a zvetrané kryštály ŤM, ako v prípade horného toku riek alebo menších miestnych potokov s rýchlym prúdom a predovšetkým pomerne malou vydialenosťou transportu od primárnych hornín po ich sedimentáciu. Relatívne rýchly môže byť aj transport ŤM vetrom, teda **eolický transport**, ktorý prevláda hlavne v suchých púštnych a stepných oblastiach.

5.2. Klastogénne ťažké minerály – indikátory proveniencie

Detailné štúdium klastogénnych ťažkých minerálov v sedimentárnych horninách môže priniesť cenné informácie o charaktere ich primárnych hornín a v priaznivých prípadoch dokonca môže odhaliť ich **provenienciu**, teda miesto (oblasť) výskytu pôvodných hornín. Prvým krokom po identifikácií klastogénnych ťažkých minerálov v sedimentárnych horninách je **výpočet % zastúpenia ŤM**. Doporučuje sa v rámci separovanej frakcie ŤM jednotnej veľkosti (bez roztriedenia na magnetické frakcie) určiť a spočítať 500 až 1000 kusov kryštálov ŤM, pričom ich zastúpenie sa vyjadrí v objemových %. Zastúpenie jednotlivých ŤM už v hrubých rysoch vyjadruje možný charakter, prípadne aj provenienciu primárnych hornín, ako aj stupeň zrelosti klastogénnej sedimentárnej horniny.

Pokiaľ sedimentárna hornina obsahuje relatívne menej pestrú asociáciu ŤM, v ktorej silne prevládajú veľmi stabilné ŤM (rutil, turmalíny, zirkón, spinel, diamant) nad menej

stabilnými ŤM (napr. granáty, olivíny, apatity, monazit, magnetit, kasiterit), a minerály vykazujú vysoký stupeň ohladenia, je to indikátor ich dlhého, resp. niekoľkonásobného transportu (recyklácie sedimentov) a proveniencia je veľmi vzdialená, resp. už neznáma. Podiel zastúpenia veľmi stabilných ŤM charakterizuje tzv. **ZTR index**, ktorý možno charakterizovať ako sumu zastúpenia zirkónu, turmalínu a rutilu, vyjadrenú v objemových % v rámci sumy všetkých ŤM v hodnotenej klastogénnej sedimentárnej hornine. Naopak, vyššie zastúpenie menej stabilných ŤM alebo dokonca prítomnosť nestabilných ŤM (pyrit a väčšina ďalších sulfidov, rýdza meď a striebro, fluorit, barit, malachit) indikuje kratší transport a teda lokálnu a pomerne blízku provenienciu ŤM, čo dokumentuje aj nižšia hodnota ZTR indexu. V praxi sa však často stretávame so zmiešanou asociáciou klastogénnych ŤM, keď popri relatívne vysokom ZTR indexe a silne ohladených kryštálov nachádzame aj čerstvé kryštály nestabilných a menej stabilných ŤM. V takýchto prípadoch máme zrejme do činenia s dvoma alebo viacerými, rôzne vzdialenými a horninovo odlišnými zdrojmi ŤM a teda provenienciou z rôznych hornín, resp. rôznych geologických jednotiek.

Prítomnosť niektorých zriedkavejších a **špecifických – indexových klastogénnych ŤM** môže priamo indikovať pravdepodobné zdrojové horniny a niekedy aj charakteristické geologické jednotky, čo môže mať veľký význam pre tektonické interpretácie alebo prítomnosť ložísk nerastných surovín. Napríklad prítomnosť chrómom bohatého spinelu indikuje provenienciu z bázikých až ultrabázických hornín oceánickej kôry, prítomnosť modro sfarbených minerálov zo skupiny amfibolu (glaukofán, riebeckit) poukazuje na zdroj zo subdukovaných vysokotlakových metamorfovaných bázických hornín (modré bridlice), vysoký obsah granátov (almandínu), staurolitu, sillimanitu je indikátorom metamorfovaných pelitických hornín kontinetálnej kôry (svory, ruly), forsterit (Mg olivín) poukazuje na bázické až ultrabázické oceánické resp. vrchnoplášťové horniny, diamanty indikujú možné ložiská tohto drahého kameňa alebo prítomnosť kimberlitov a príbuzných vulkanických hornín alebo metamorfovaných hornín, ktoré prekonali ultravysokotlakovú metamorfózu (UHP). Využitie indexových ŤM v súčasných (recentných) nespevnených sedimentoch pre vyhľadávanie ložísk nerastných surovín aplikuje šlichová prospekcia, ktorá je bližšie charakterizovaná v kapitole 5.3.

Na druhej strane viaceré **bežné ŤM** sa vyskytujú ako primárne akcesorické minerály v rôznych typoch magmatických a metamorfovaných hornín. Patrí k nim najmä zirkón, apatity (hydroxylapatit až fluórapatit), granáty (almandín, spessartín), monazit, xenotím, allanit-(Ce), epidot, ilmenit, magnetit, rutil, titanit, turmalíny (skoryl, dravit, foitit), pyrit, bežné vápenaté amfiboly a pyroxény. Samotný výskyt týchto minerálov nám teda

jednoznačne neprezradí ich primárnu horninu, ani ich potenciálnu znosovú oblasť. V tomto prípade však možno úspešne aplikovať viaceré analytické metódy štúdia ŤM, podrobnejšie opísané v kapitolách 3 a 4. Zvlášť úspešné je využitie typológie zirkónu, vnútornej zonality a variácií chemického zloženia ŤM, ako aj štúdium izotopového zloženia a určenie veku ŤM. Ako príklad možno uviesť detailné štúdium zirkónu. Typologické diagramy zirkónu z klastických sedimentárnych hornín veľmi názorne odlíšiť napr. znosové oblasti z orogénnych granitov S- a I-typu od geotektonicky odlišných postorogénnych až anorogénnych granitov resp. ryolitov A-typu. Takisto typológia zirkónu jasne poukáže na jednotnú, teritoriálne obmedzenú znosovú oblasť len s jednym genetickým typom magmatických hornín od veľkej a geologicky pestrej znosovej oblasti, kde sa miešajú viaceré typy magmatických hornín (najmä granitických hornín), čo vytvára komplikované typologické diagramy s dvoma alebo viacerými dominantnými typmi zirkónov. Podobne vnútorná zonalita a najmä chemické zloženie vybraných klastogénnych ťažkých minerálov jasne dokumentuje ich materské horniny a teda aj potenciálne znosové oblasti. Napríklad vysoký obsah Hf v zirkóne, Mn v granátoch alebo Nb a Ta v rutile dokumentuje jeho pôvod z pegmatitov alebo vysokofrakcionovaných granitov, naopak zvýšený obsah Mg v granátoch alebo Cr v spineloch pochádza z metamorfovaných vyššie tlakových hornín alebo bázických až ultrabázických magmatických hornín geneticky spojených s vrchným plášťom. Priame dôkazy o pôvode znosových oblastí možno získať aj porovnávacím štúdiom ťažkých resp. akcesorických minerálov priamo z predpokladaných primárnych magmatických alebo metamorfovaných hornín. Vo viacerých prípadoch, najmä v starších klastogénnych sedimentoch, však primárne horniny ich znosových oblastí nie sú odkryté, alebo kompletne podľahli denudácií, takže potenciálne znosové oblasti takýchto sedimentov sú len hypotetické.

5.3. Šlichová prospekcia

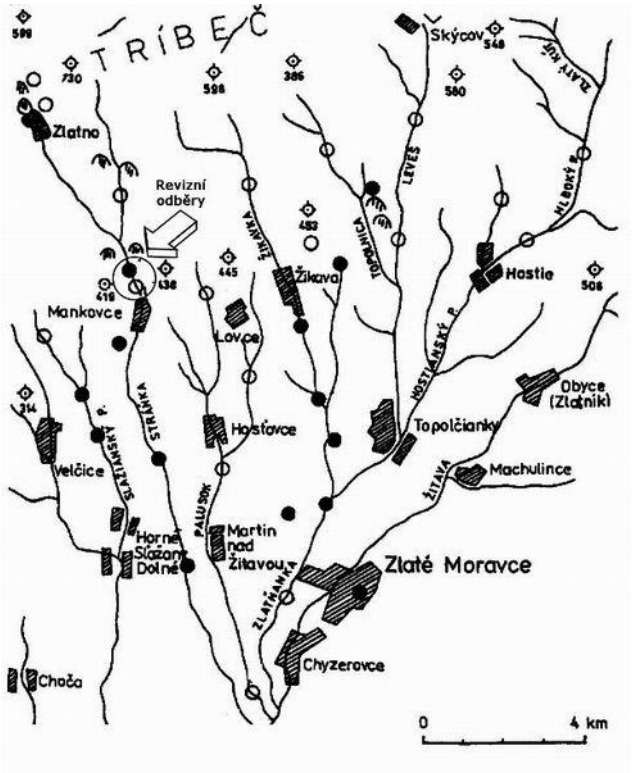
Šlichová prospekcia patrí medzi široko používané metódy prospekcie (vyhľadávania) rôznych typov rudných aj nerudných nerastných surovín. Medzi jej výhody patrí relatívne lacná metodika, jednoduché stanovenie ťažkých minerálov (ŤM) a často jednoznačná interpretácia typu hľadaného ložiska. Šlichová prospekcia je ako metodika založená na identifikácií ŤM v nespevnených súčasných (recentných) sedimentoch, najmä v tečúcich tokoch - potokoch a riekach, teda v **aluviálnych náplavoch**, ktoré splavujú ŤM priamo zo svojich znosových oblastí. V špecifických prípadoch možno šlichovú prospekciu vykonávať

zo sedimentov jazier, morí a oceánov, najmä z plážových sedimentov, prípadne aj z nespevnených sedimentov bez prírodného kontaktu s vodou – **deluviálnych** (svahových), **eluviálnych** (zvetrávacích), alebo **eolických** (veterných) sedimentov.

Cieľom šlichovej prospekcie je vyhľadávanie rudných a nerudných nerastných surovín. Jedná sa najmä o zlato, platinu a ostatné vzácne kovy skupiny platiny (Ir, Os, Ru, Rh, Pd), rudy Nb a W (kasiterit, skupina volframitu, scheelit), rudné minerály Nb-Ta, zirkón a monazit (Zr-Hf a REE suroviny), polymetalické rudné minerály (galenit, sfalerit, chalkopyrit, cinabarit, sulfidy Ag), drahé a brúsne kamene (najmä diamant, korund, granáty, turmalíny). Na prítomnosť vzácnoprvkových granitov a pegmatitov v recentnej znosovej oblasti poukazuje prítomnosť minerálov Nb-Ta (najmä zo skupiny columbitu, tapiolitu a wodginitu), greisenizované cínonosné granity indikuje najmä väčšie množstvo kasiteritu, volframitu (ferberitu až hübneritu) topásu a skorylu, sulfidy Cu, Ag, Pb, Zn, Sb a rýdze zlato, často v prítomnosti baritu, pyritu a arzenopyritu sú príznakom blízkosti polymetalických resp. drahokovových (Au, Ag) hydrotermálnych ložísk a výskytov, prítomnosť rýdzej platiny, často v prítomnosti chromitu a sulfidov Ni-Co poukazuje na ložiská týchto kovov, viazané na ultrabázické horniny.

Metodicky sa pri šlichovej prospekcii postupuje tak, že v záujmovom prieskumnom území sa určí systematická sieť odberov vzoriek ŤM, tzv. **šlichov**. Samozrejme, šlichovej prospekcii predchádza geologické mapovanie predmetného územia, na základe ktorého sa môže vytypovať pravdepodobný typ výskytov alebo ložísk nerastných surovín. Podľa prieskumnej stratégie, geologickej stavby, morfológie územia a hustoty vodných tokov sa určí hustota odberu vzoriek, napr. 1, 2, 5, prípadne 10 šlichov na 1 km^2, alebo sa zvolí odber jedneho šlichu na každých 200 – 500 m proti prúdu vodného toku. V každom prípade treba zvoliť vhodné miesto s dostatočnou koncentráciou piesčitej (psamitickej) zrnitostnej triedy v priestore vodného toku; vo vhodných prípadoch je zvýšená koncentrácia ŤM dobre viditeľná v piesčitom sedimente ***(obr. 30)***. V rámci mineralogického štúdia ŤM sa štatisticky vyhodnotí približné množstvo nájdených záujmových ŤM, napr. 5, 10, 100, 250 zŕn kasiteritu, zlata atď. v šlichu a vyhotoví mapa výskytu jednotlivých ŤM s miestami ich maximálnej koncentrácie alebo zisteného výskytu **(*obr. 31*)**. V prípade potreby sa v týchto miestach maximálnych koncentrácií záujmových ŤM urobí ešte doplnkový šlichový prieskum, keď sa zahustí sieť odberov. V rámci **regionálnej šlichovej prospekcie** sa vyhodnocuje prítomnosť klastogénnych ŤM v rámci väčších území a geologických jednotiek, čo indikuje nielen možné rudné výskyty a ložiská, ale aj špecifické typy hornín, napr. malé masívy, intrúzie a žily

Obr. 30. Zvýšené koncentrácie ťažkých minerálov (tmavý sediment) v piesčitom alúvií vodného toku. Zdroj: web.uct.ac.za.



Obr. 31. Mapa výskytov zlata v alúviach potokov severne od Zlatých Moraviec. Plnými krúžkami sú označené zistené výskyty, prázdnymi krúžkami negarívne odbery. Zdroj: Illášová a Turnovec (www.zlatokop.cz).

magmatických hornín, ktoré neboli identifikované počas geologického mapovania predmetného územia. Špecifický charakter má šlichová prospekcia recentných plážových, podvodných jazerných a morských, ako aj eluviálnych a eolických sedimentov, kde metodika prieskumu a vyhodnotenia ŤM vychádza z daných morfologických a geologických vlastností terénu a odber sa realizuje napr. v profiloch alebo sieťach plytkých vrtov, kde sa stanovuje koncentrácia záujmových ŤM napr. v jednotlivých geologických vrstvách (horizontoch).

a morských, ako aj eluviálnych a eolických sedimentov, kde metodika prieskumu a vyhodnotenia ŤM vychádza z daných morfologických a geologických vlastností terénu a odber sa realizuje napr. v profiloch alebo sieťach plytkých vrtov, kde sa stanovuje koncentrácia záujmových ŤM napr. v jednotlivých geologických vrstvách (horizontoch).

Príloha 1. Prehľad základných vlastností najrozšírenejších ťažkých minerálov

Minerál ***Vzorec***	***Hustota*** ***(g/cm^3)***	***Tvrdosť*** ***(Mohs)***	***Magnetické vlastnosti***	***Špecifické vlastnosti***
meď Cu	8,3-8,9	2,5-3	diamagnetický	kujný
striebro Ag	10-11	2,5-3	diamagnetický	kujný
zlato Au	15-19	2-3	diamagnetický	kujný
platina Pt	12-21	4-4,5	diamagnetický	kujný
diamant C	3,5-3,6	10	diamagnetický	
sfalerit ZnS	3,9-4,2	3,5-4	diamagnetický až paramagnetický	
cinabatit HgS	8,0-8,2	2-2,5	diamagnetický	
pyrit FeS_2	4,9-5,2	6-6,5	diamagnetický	
molybdenit MoS_2	4,6-5,0	1-1,5	diamagnetický	
fluorit CaF_2	3,2	4	diamagnetický	luminiscencia v UV lúčoch
korund Al_2O_3	4,0-4,1	9	diamagnetický	
hematit Fe_2O_3	5,3	5-6,5	paramagnetický	
ilmenit $FeTiO_3$	4,5-5	5-6	paramagnetický	
spinel $MgAl_2O_4$	3,6	7,5-8	diamagnetický	
gahnit $ZnAl_2O_4$	4,4-4,6	7,5-8	paramagnetický	
magnetit $FeFe_2O_4$	5,2	5,5-6,5	feromagnetický	
chromit $FeCr_2O_4$	4,5-4,8	5,5	paramagnetický až feromagnetický	
columbit-tantalit * $(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$	5,2-8,2	6-6,5	paramagnetický	
volframit * $(Fe,Mn)WO_4$	5,1-7,6	4-5,5	paramagnetický	
rutil TiO_2	4,2	6-6,5	diamagnetický až paramagnetický	
anatas TiO_2	3,8-4,0	5,5-6	diamagnetický	
kasiterit SnO_2	6,3-7,2	6-7	diamagnetický	
uraninit UO_2	7.5-11	5-6	diamagnetický	silne rádioaktívny
goethit FeO(OH)	3,3-4,3	5-5,5	paramagnetický	
bastnäsit * $(Ce,La,Y)(CO_3)(F,OH)$	3,9-5,2	4-4,5	diamagnetický až paramagnetický	

barit $BaSO_4$	4,5	3-3,5	diamagnetický	
scheelit $CaWO_4$	5,5-6,1	4,5-5	diamagnetický	luminiscencia v UV lúčoch
monazit-(Ce) $CePO_4$	4,6-5,5	5-5,5	paramagnetický	slabo rádioaktívny
xenotím-(Y) YPO_4	4,4-5,1	4-5	paramagnetický	slabo rádioaktívny
apatit * $Ca_5(PO_4)_3(OH,F)$	3,1-3,4	5	diamagnetický	luminiscencia v UV lúčoch
olivín * $(Mg,Fe)_2SiO_4$	3,2-4,3	6,5-7	paramagnetický	
almandín $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	4,1-4,3	7-7,5	paramagnetický	
pyrop $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	3,5	7	paramagnetický	
uvarovit $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$	3,4-3,8	7	paramagnetický	
zirkón $ZrSiO_4$	3,6-4,7	6-7,5	diamagnetický	slabo rádioaktívny
torit $(Th,U)SiO_4$	4,1-6,7	4,5	diamagnetický	silne rádioaktívny
sillimanit $Al_2(OSiO_4)$	3,2-3,3	6-7	diamagnetický	
andaluzit $Al_2(OSiO_4)$	3,1-3,2	6,5-7,5	diamagnetický	
kyanit $Al_2(OSiO_4)$	3,5-3,7	5-7	diamagnetický	
staurolit $4Al_2(OSiO_4)\cdot AlFe_2O_3OH$	3,6-4,0	7-7,5	paramagnetický	
topás $Al_2(F,OH)_2(SiO_4)$	3,4 -3,6	8	diamagnetický	
titanit $CaTi(OSiO_4)$	3,5-3,6	5-6	paramagnetický	
dumortierit $Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$	3,2-3,4	7-8	diamagnetický	
gadolinit-(Y) $Y_2FeBe_2(OSiO_4)_2$	4,2-4,7	6,5-7	paramagnetický	
epidot $Ca_2Al_2Fe(Si_3O_{12})(OH)$	3,2 -3,5	6,5-7	paramagnetický	
allanit-(Ce) $CaCeAl_2Fe(Si_3O_{12})(OH)$	3,3 -4,2	5-6,5	paramagnetický	slabo rádioaktívny
vesuvianit $Ca_{19}(Al,Mg,Fe)_{13}Si_{18}O_{68}(OH,F)_{10}$	3,3-3,6	5-6,5	paramagnetický	
beryl $Al_2Be_3(Si_6O_{18})$	2,6-2,9	7,5-8	diamagnetický	
turmalín * $(Na,Ca)(Fe,Mg,Li)_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_3(OH,F,O)$	3,0 -3,3	7-7,5	paramagnetický	

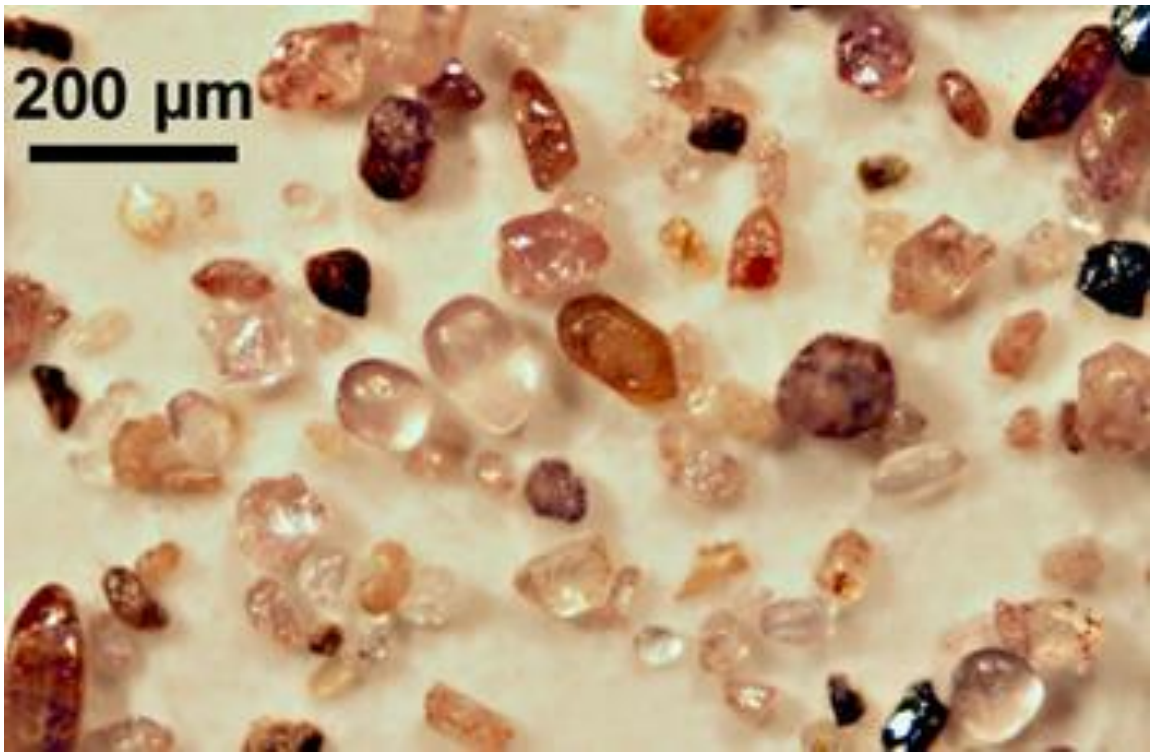
* Spoločný názov pre skupinu alebo sériu minerálov, ktoré majú podobné vlastnosti.

Príloha 2. Fotografie niektorých základných ťažkých minerálov

Zlato (zdroj: www.magurka.eu)

Platina (zdroj: www.geogallery.si.edu)

Diamant (zdroj: www.corbisimage.com)



Zirkón (zdroj: ccfs.mq.edu.au)

Monazit-(Ce) (zdroj: www.theanchorsite.com)

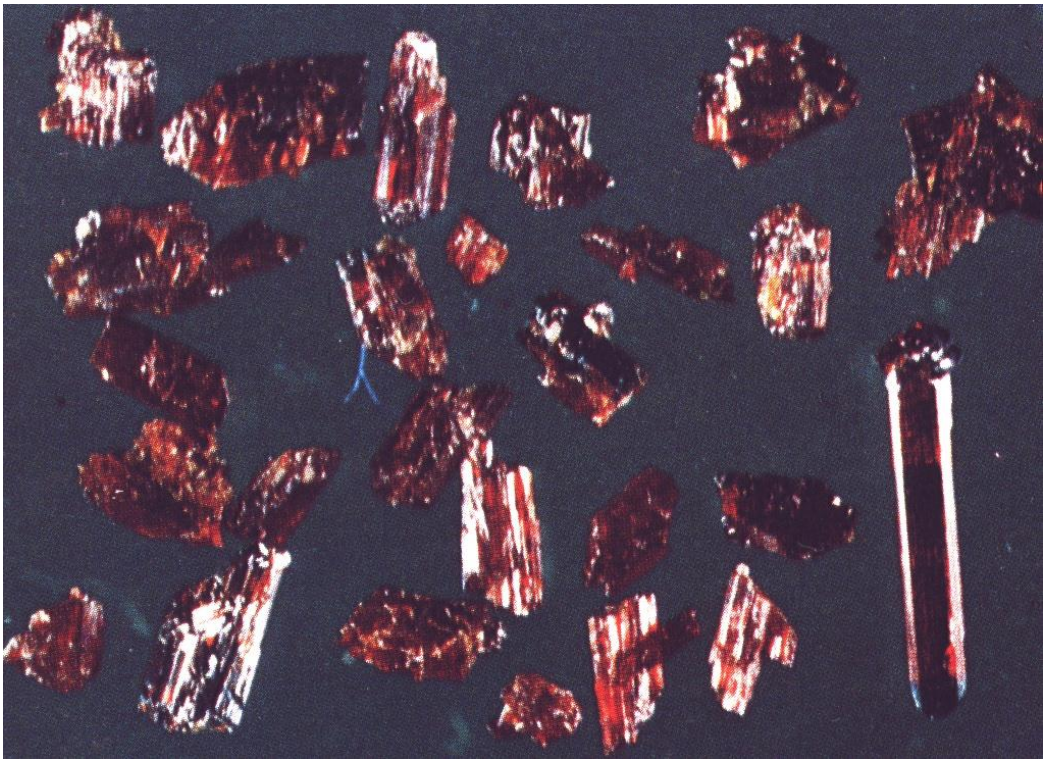
Apatit (zdroj: Devismes 1978)

Granát (almandín) (zdroj: www.sandatlas.org)

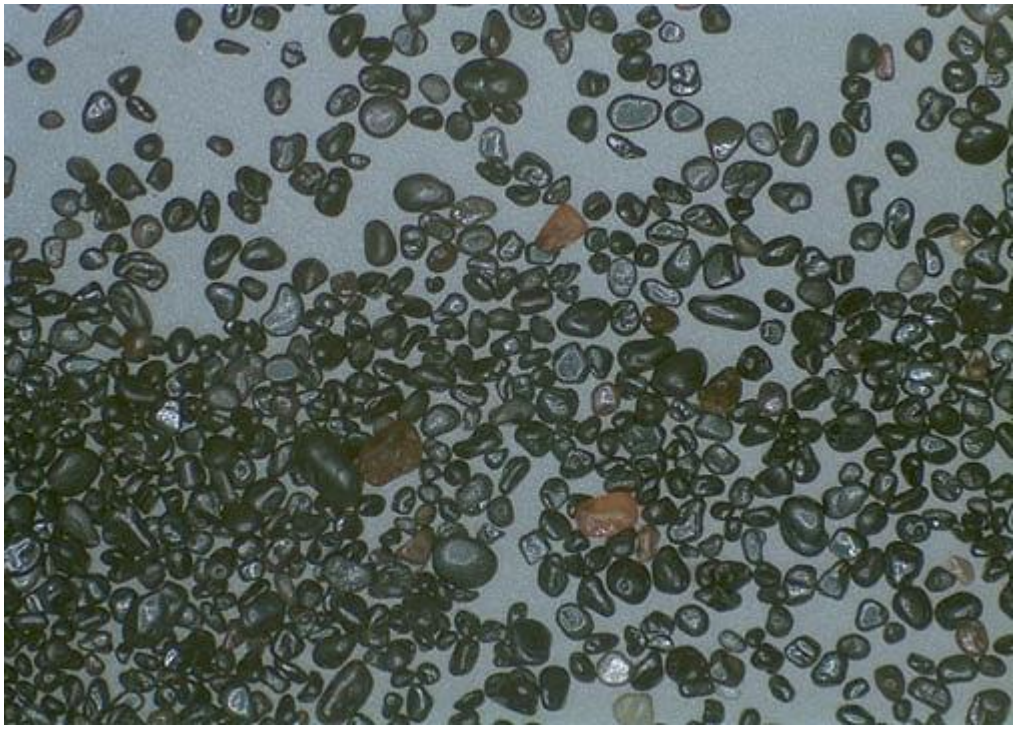
***Epidot** (zdroj: www.sandatlas.org)*

Korund (zafír) (zdroj: www.sandatlas.org)

Chromit (zdroj: www.sandatlas.org)



Rutil (zdroj: Devismes 1978)



Ilmenit (zdroj: www.dep.state.fl.us)

Použitá a doporučená literatúra

Tento krátky zoznam obsahuje len základný výber použitej a doporučenej literatúry, vhodnej pre ďalšie detailnejšie štúdium problematiky ťažkých a akcesorických minerálov.

Bačo P. (2004): Atlas ťažkých minerálov Slovenska. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava; www.geology.sk/new/sk/ms/atm

Bernard J. H. a Hyršl J. (2006): Minerals and their localities. Granit, Praha, 824 s.

Broska I., Petrík I. a Uher P. (2012): Akcesorické minerály granitických hornín Západných Karpát. Veda, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 236 s.

Devismes P. (1978): Atlas photographique des minéraux ďalluvious. BRGM, Paris, 203 s.

Maňour J. (1987): Šlichová prospekce. Ústřední ústav geologický, Praha, 84 s.

Rost R. (1956): Těžké minerály. Příručka ke určování těžkých minerálů ve výplavcích. Československá akademie věd, Praha, 238 s.

Žabka M. (1982): Základy úpravníctva a mikroseparácie minerálov. Vysokoškolské skriptá, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Bratislava, 244 s.

Prof. RNDr. Pavel Uher, CSc.

ŤAŽKÉ MINERÁLY

Vydané na CD

Korigoval autor

Vedúci katedry: prof. RNDr. Marián Putiš, DrSc.

Rozsah 66 strán, 3,25 AH, prvé vydanie

ISBN 978-80-223-3374-0