

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

ŽIARU

1 : 50 000

Zostavil: Martin Kováčik



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2015

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Recenzenti:

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

Ing. Peter Baláž, PhD., RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., Mgr. Daniel Marcin, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., Ing. Zoltán Németh, PhD., RNDr. František Teťák, PhD., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.

Martin Kováčik, Milan Kohút, Milan Havrila, Daniela Boorová, Ivan Filo, Michal Sentpetery, Dušan Laurinc, Mário Olšovský, Juraj Maglay, Alexander Nagy, Ladislav Šimon, Viera Kollárová, Monika Kováčiková, Ivan Baráth, Katarína Žecová, Adriana Zlinská, Radovan Černák, Jozef Kordík, Stanislav Šoltés, Ludovít Kucharič, Pavel Liščák a Augustín Gluch

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

ŽIARU

1 : 50 000

Zostavil: RNDr. Martin Kováčik, CSc.

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2015

ISBN 978-80-8174-010-7

OBSAH

ABSTRAKT	7
1. ÚVOD	13
1.1. Všeobecná geografická a geomorfologická charakteristika územia (<i>J. Maglay</i>)	14
1.2. Regionálny geologický prehľad (<i>M. Sentspetery, M. Kováčik a J. Maglay</i>)	20
1.3. Prehľad geologických výskumov a prác (<i>M. Kováčik, M. Havrila, I. Filo, M. Kohút, M. Sentspetery, M. Olšovský, J. Maglay, L. Šimon a A. Nagy</i>)	23
2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (<i>M. Kováčik, M. Sentspetery, I. Filo, M. Havrila, M. Kohút, M. Olšovský, J. Maglay, L. Šimon a A. Nagy</i>)	28
3. CHARAKTERISTIKA VYČLEENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	32
3.1. Tatrikum	32
3.1.1. Kryštalinikum (<i>M. Kohút, M. Kováčik a D. Laurinc</i>)	32
3.1.2. Mezozoikum (<i>M. Kováčik, M. Sentspetery, D. Boorová a D. Laurinc</i>)	53
3.2. Fatrikum	81
3.2.1. Zliechovská sekvencia (<i>M. Sentspetery, M. Kováčik a D. Boorová</i>)	81
3.2.2. Sekvencia s prechodným postavením (<i>M. Havrila a D. Boorová</i>)	111
3.3. Hronikum (<i>M. Olšovský, M. Havrila a D. Boorová</i>)	139
3.4. Paleogén (<i>I. Filo, D. Laurinc a K. Žecová</i>)	160
3.5. Neogén	176
3.5.1. Sedimentárne formácie (<i>A. Nagy, I. Baráth a A. Zlinská</i>)	176
3.5.2. Vulkanické formácie (<i>L. Šimon, V. Kollárová a M. Kováčiková</i>)	187
3.6. Kvartér (<i>J. Maglay</i>)	202

3.7. Geochémia, petrografia a izotopové údaje z hornín kryštalínika a mezozoika	239
3.7.1. Petrograficko-geochemické zhodnotenie kryštalínika (<i>M. Kohút, D. Laurinc a M. Kováčik</i>)	239
3.7.2. Petrografická a geochemická charakteristika klastických sedimentov mezozoika (<i>D. Laurinc a M. Kováčik</i>)	256
3.7.3. Izotopové štúdium hornín kryštalínika (<i>M. Kohút</i>)	279
4. TEKTONIKA (<i>M. Kováčik, M. Havrila, I. Filo, M. Kohút, M. Sentpetery, M. Olšovský a A. Nagy</i>)	290
5. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (<i>M. Kováčik, M. Havrila, I. Filo, M. Kohút, M. Olšovský, M. Sentpetery a L. Šimon</i>)	295
6. MAPA GEOFYZIKÁLNYCH INDÍCIÍ A INTERPRETÁCIÍ (<i>E. Kucharič a A. Gluch</i>)	307
7. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY, CHEMICKÉ ZLOŽENIE A KVALITA PODZEMNEJ VODY POHORIA ŽIAR A PRIĽAHLEJ OBLASTI (<i>R. Černák a J. Kordík</i>)	323
8. NERASTNÉ SUROVINY (<i>S. Šoltés</i>)	349
9. GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (<i>P. Liščák</i>)	379
10. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (<i>M. Kováčik, M. Olšovský, M. Sentpetery, M. Kohút, M. Havrila, I. Filo, L. Šimon a A. Nagy</i>)	386
11. ZÁVER (<i>M. Kováčik</i>)	400
12. LITERATÚRA	402
13. SUMMARY	419

ABSTRAKT

Pohorie Žiar je našim najmenším jadrovým pohorím, ale pozostáva z bohatej skladby geologických jednotiek. Z južnej strany k pohoriu priliehajú neovulkanity Kremnických vrchov a Vtáčnika, zo severu a západu je pohorie vymedzené oproti Malej Magure a Lúčanskej Malej Fatre hlbokými údoliami. Vlastné tatické pohorie buduje kryštálické jadro, na ktorom spočíva mezozoický obal a alpínske príkrovové jednotky fatrikum a hronikum. Okraje regiónu zaberajú časti Turčianskej a Hornonitrianskej kotliny, ktoré sú vyplnené popríkrovovými sedimentmi neogénu a centrálnokarpatského paleogénu (tzv. handlovský paleogén).

Nepravidelnú, zalomenú morfológickú štruktúru žiarskej miocénnej hrasti formovali krížujúce sa *tektonické línie* sv.-jz. (malomagurský zlom na západe, a najmä malofatranský/poleriecky zlom na východe) a sz.-jv. priebehu (žiarsky/budišský zlom na východe a pravniansky zlom na západe). Základné okrajové zlomové línie oddeľujú jednotky príkrovej stavby od pokrývných útvarov vo výplni kotlín, ale ich regionálny smer sa vo významnej miere prejavuje aj vo vnútornej stavbe pohoria. Tieto línie, lokálne aj so zlomami v.-z. smeru, poukazujú na ich hlboké založenie a značné vertikálne blokové pohyby narušujúce základnú neskorokriedovú štruktúru pohoria (napr. úzky priestorový vzťah kryštalinika k tektonickej troske fatrika na Vyšehrade alebo styk fatického mezozoika s kryštalinikom v južnej časti pohoria).

Väčšiu časť pohoria Žiar pokrývajú mezozoické jednotky, ktoré miestami bývajú tektonicky zredukované, ako naznačuje nekompletný vrstvomý sled. Mezozoické litologické celky sa generálne skláňajú na SSZ a smerom na sever vychádzajú postupne na povrch čoraz vyššie tektonické jednotky: od obnaženého kryštálického jadra v centrálnych častiach pohoria a obalovej žiarskej sukcesie prechádzame vnútorne diferencovaným krížňanským príkrovom do spodnotriasových celkov hronika. Južným smerom je zrejмый skok z kryštalinika do fatického mezozoika, na ktorom leží hronikum a sedimenty paleogénu hraničiace s formáciou neovulkanitov. Južná časť pohoria je výraznejšie modifikovaná poklesovou zlomovou tektonikou a geologickú stavbu tu narúšajú aj mladé s.-j. poruchy.

Kryštálické jadro tatrika, budované hercýnskymi granitoidnými horninami so zvyškami metamorfovaného plášťa, predstavuje najstaršiu geologickú jednotku územia. Granitoidný masív má znaky magmatickej zonality – v okrajových častiach boli v nevýznamnom rozsahu zaznamenané biotitické granodiority. Spomedzi granitoidných hornín dominujú svetlé hrubozrnné dvojsľudové granity až granodiority, ktoré v najhlbšie erodovaných častiach prechádzajú do hruboporfyrických typov s výrastlicami K živca veľkými až 8 cm (tzv. žiarsky granit).

Metamorfovaný plášť granitoidného masívu je zachovaný najmä na južnom cípe kryštalinika, a to v podobe rozličných typov periplutonicky metamorfovaných biotitických rúl. Jeho súčasťou tvoria aj očkaté biotitické ortoruly predstavujúce staropaleozoické granitoidné magmatické horniny, neskôr deformované v procese hercýnskej metamorfózy. Aktuálne U/Pb datovanie zirkónov udáva vek ortoruly na približne 486 mil. r. a vek hlavnej fázy hercýnskeho magmatizmu, získaný z porfyrického hrubozrnného granitu, je okolo 332 mil. r.

Bazálny člen obalovej *žiarskej sukcesie* reprezentujú spodnotriasové svetlé kremence, označované ako lúžňanské súvrstvie, ktoré sa usadzovali na povrchu kryštalinika modifikovanom eróziou. Vo vyšších častiach tieto klastické usadeniny, najskôr plážového pôvodu, nezriedka prechádzajú do zrnitých pieskocov až bridlíc vyznačujúcich sa vyšším podielom živcov a slúď („verfénske vrstvy“). Ojedinele sa objavujú aj tenké polohy pestrých ílovcov, niekedy karbonatických, občas aj s rauvakmi, čo možno stotožňovať s litologickým zložením „kampilských vrstiev“. Vývoj karbonátovej platformy v strednom triase dokumentuje mohutný komplex sivých gutensteinských vápencov a dolomitov. Súbor spodnoaniských gutensteinských karbonátov plynule prechádza do svetlých aj sivých masívnych či hrubolavicových ramsauských dolomitov (vrchný anis – ?karn). Jednotvárnu dolomitovú sedimentáciu miestami obohacujú dolomitické bridlice alebo laminárne textúry, synsedimentárne breccie a pod., indikujúce prostredie so zvýšenou salinitou. Triasovú sedimentáciu zavýšil vývoj karpatského keuperu (norik) v podobe svetlých kremencov, miestami aj nekarbonátových ílovcov. Charakteristickú (ílovcovo)-klastickú litologickú náplň ojedinele spestrujú tenké polohy dolomitu či karbonatické zlepenice zložené z podložných stredotriasových karbonátov.

Po hiáte v období rétu sa postupne rozvinul *jurský sedimentačný cyklus*, ktorý spolu s kriedovým vývojom náleží k hlbokovodnému faciálnemu typu, v tatrickej oblasti označovanému ako *šiprúnska* alebo *fatranská* sukcesia. Bazálne jurské usadeniny tvoria piesčité, občas organodetrické vápence (hetanž – sinemúr), ktoré vo svojej hrubokrinoidej podobe nesú názov trlenské súvrstvie. Občasné jemno- až stredozrnné piesčité typy s polohami ílovcov sa označujú ako kopiencke súvrstvie (tradične „grestenské vrstvy“). Červenkasté vápence bez klastickej prímеси bohaté na faunu predstavujú hierlatzké vápence (lotaring?). Vytvárajú veľké izolované telesá v rámci spodnoliasového súboru. S pozvoľným prehĺbovaním bazénu pribúda tmavá organická a ílovitá substancia a liasová sukcesia prechádza do charakteristického vývoja škvrnitých ílovitých vápencov („fleckmergel“), nazývaných algäuske súvrstvie (sinemúr – ?álen). V nadložných častiach slienitého súboru nezriedka vystupujú tmavé kremité škvrnité ílovité vápence (álen – ?bat). Maximálnu subsidenciu žiarskej sukcesie odzrkadľujú sporadické nálezy pestrých rádioláriových vápencov, ktoré možno stotožňovať s tzv. ždiarskym súvrstvom (vrchný bat – spodný kimeridž). Na niekoľkých mies-

tach sa vyskytujú *spodnokriedové* vápence s ílovitou prímesou – tzv. lučivnianske vrstvy (vrchný berias – spodný apt), pre ktoré sú typické až niekoľkometrové polohy hnedočiernych rohovcov. Stratigrafický sled žiarskej sukcesie uzatvára sedimentácia flyšového typu – tzv. porubské súvrstvie (alb – spodný cenoman). Najhojnejší litologický typ predstavujú vápnité pieskovce, v ktorých boli mikroskopicky identifikované aj vulkanické horniny a fosílné zvyšky, aké z náplne žiarskej sukcesie neboli dosiaľ doložené. V porubskom súvrství sa občas nachádzajú zlepenice pozostávajúce z obliakov mezozoických hornín („ludrovianske vrstvy“?).

Fatrikum je zastúpené v severnej časti Žiaru mezozoikom hlbokovodnej *zliechovskej sekvencie*. Zložitá vrásovo-duplexová kriedová tektonika narušila vrstvomý sled krížňanského príkrovu, ktorý možno členiť na tri tektonické šupiny: prevrášnenú spodnú šupinu, zloženú najmä z vrchnotriasových a spodnojurských členov, hlavné teleso príkrovu s mohutnou bázou gutensteinských vápencov a najkompletnejšie zachovaným vrstvomým sledom a vrchnú šupinu neokómskeho mraznického súvrstvia, ktorá sa systematicky nasúva nad aptské párnické súvrstvie.

Najspodnejší litostratigrafický člen sedimentárneho sledu budujú gutensteinské vápence a dolomity, nápadné svojím bralnatým reliéfom. Okrem tradičnej podoby gutensteinských vápencov sú v bazálnych častiach hlavného telesa krížňanského príkrovu rozšírené svetlosivé masívne vápence s hladkým povrchom, označované ako „vyšehradské vápence“ (podľa kóty 829 Vyšehrad). Nadložné ramsauské dolomity miestami uzatvárajú polohy sivých vrstvomitých vápencov hrubé až desiatky metrov, ktoré na základe pozície a vekového rozsahu ladin – spodný karn možno stotožňovať s tzv. podhradskými vápencami. V stratigrafickom slede sa sporadicky objavujú tenké šošovky pieskovcových lunzských vrstiev (vrchný jul – spodný tuval). Zriedkavo možno medzi lunzskými vrstvami a zvyčajne markantným keuperským súvrstvím zaznamenať polohu hlavného dolomitu, inak litologicky prakticky zhodného so stredotriasovými dolomitmi. V litologickej náplni fatrického karpatského keuperu sú významne zastúpené pestré ílovce, o niečo menej svetlé kremence a objavujú sa tu charakteristické homogénne dolomity. Nadložné rétske tmavosivé eulitorálne vápence fatranského súvrstvia („kössenské vrstvy“), nápadné hlavne lumachelovými typmi bohatými na makrofaunu, sú typickým litostratigrafickým členom fatrika.

Jurská sedimentácia sa začína kopieneckým súvrstvím (spodný hetanž – sinemúr), ktoré je zložené z tmavosivých tenkovrstvomitých krinoidových piesčitých vápencov, miestami aj slienitých bridlíc a pieskovcov. Ojedinelé úlomky tehlovočerveného vápenca spodnojurského biostratigrafického záznamu poukazujú na prítomnosť fácie hierlatzkých vápencov. Panvový vývoj sa začína algäuským súvrstvím (sinemúr – ?álen) pozostávajúcim z výrazne škvrnitých slieňov, miestami tmavosivých vápnitých ílovcov, ojedinele aj červených hľuznatých

vápencov („adnetské vápence“). Podobne ako v tatriku, vo vyšších horizontoch sa vyvíjal tmavý kremitý „fleckenmergel“. Nadložné tenkodoskovité rádioláριοvé vápence so vzácnymi hľuzami rádiolaritov – tzv. ždiarske súvrstvie (vrchný bat – spodný kimeridž) – tvorí príznačnú, aj keď tenkú polohu v zliechovskej sekvencii pohoria Žiar. Pelagický vývoj pokračuje usadzovaním tzv. jaseninského súvrstvia (kimeridž – spodný titón), ako dokladajú zriedkavé nálezy červenastých vápnitých ílovcov až hľuznatých slieňovcov. Kontinuálny prechod z jurskej sedimentácie do *kriedovej sedimentácie* sprostredkávajú svetlosivé a béžové kalpionelové vápence, označované ako osnické súvrstvie (vrchný titón – valangin). Charakteristickou a plošne rozšírenou spodnokriedovou jednotkou sú sivé ílovité vápence mraznického súvrstvia (valangin – barém) s nepravidelnými tenkými polohami ílovcov alebo organodetrilitických vápencov. V severnej časti pohoria sú najvyšším biostratigraficky doloženým členom fatrika slienité bridlice – tzv. párnické súvrstvie (apt).

Fatrikum v *južnej časti* Žiaru má stratigrafický rozsah od spodnotriasových kremencov až po neokómske ílovité vápence. V minulosti sa časť mezozoických hornín susediaca s južným okrajom kryštalinika ponímala ako tatrický obal (tzv. ráztočnianska sukcesia), no prítomnosť lunzských vrstiev, fatranského súvrstvia a karpatského keuperu vo vývoji typickom pre fatrikum dovoľuje celé pásmo mezozoických hornín medzi kryštalinikom a hronikom zaradiť k fatriku. Z hľadiska faciálneho vývoja jury je litologická náplň tejto fatrickej domény vzhľadom na svoj úzky vzťah tak k vysockému, ako aj k zliechovskému sledu charakterizovaná ako „*sekvencia s prechodným postavením*“. Triasový sled je v základných črtách zhodný so sledom fatrika v severnej časti pohoria a obdobne je to aj v prípade spodnoliasového kopienického súvrstvia. Horninové členy liasu – dogeru zastupuje aj krinoidová fácia, usadená však v pelagickom prostredí. Je to doložené vývojom ružových hľuznatých vápencov s protoglobigerínami. Vo vyšších častiach sledu je možné pozorovať červenofialové hľuznaté ílovité vápence (adnetské súvrstvie?), nad ktorými vystupujú rádioláριοvé vápence ždiarskeho súvrstvia. Po otáznnej prítomnosti osnického súvrstvia je nositeľom najmladšieho stratigrafického záznamu v tejto oblasti mraznické súvrstvie (valangin – barém), reprezentované ílovitými tenkovrstvovitými vápencami.

Tektonickú jednotku *hronika* v pohorí Žiar zastupujú tri vyčlenené čiastkové príkrovové štruktúry. V severnej časti pohoria sa nachádzajú dva čiastkové príkrovy hronika. Spodný sa stotožňuje s *považským príkrovom*. Jeho najstaršie sedimenty zastupujú gutensteinské vápence s polohou organodetrilitických („gaderských“) vápencov v ich nadloží. Považský príkrov sa vyznačuje prítomnosťou tenkej polohy lunzských vrstiev (vrchný jul – spodný tuval) v nadloží ramsauského dolomitu a v podloží pomerne mohutne zastúpeného hlavného dolomitu (vrchný karn – norik). Vrchná štruktúra hronika nesie názov *znievsky príkrov* (kóta 985 Zniev). Reprezentuje ju jednoduchší sled gutensteinských vápencov

s dolomitmi, rudimentárne zachovaným steinalmským vápencom, tenkou polohou „gaderských“ vápencov a významne zastúpeným wettersteinským dolomitom (ladin – karn). Wettersteinský dolomit zároveň buduje najvyššie partie hronika v masíve Sokola (kóta 1 013). Špecifikom v oboch čiasťoch je organodetritická krinoidová litofácia „gaderských“ vápencov (vrchný pelsón – spodný ilýr), ktoré boli doteraz známe hlavne z lokalít Veľkej Fatry.

V južnej časti pohoria príkrovovú štruktúru hronika podmienične tvorí *ráztočniansky príkrov*, ktorý pozostáva z dvoch odlišných vrstvových sledov – sukcesí. Na základe zastúpenia reiflinských vápencov v okolí Ráztočna tu bola vyčlenená *sukcesia ráztočnianskeho bazénu*. Pozostáva z vrstvového sledu gutensteinský vápenec, ramsauský dolomit, reiflinský vápenec (pelsón – ?fasan), wettersteinský vápenec (?ladin), prípadný korytnický vápenec (?ladin – ?karn) a nerozlišený wettersteinský a hlavný dolomit (?ladin – norik). V okolí Skleného vrstvový sled zastupujú najmä dolomity a reprezentuje *sukcesiu* harmaneckej časti *mojtínsko-harmaneckej* karbonátovej platformy. Jej sled reprezentujú gutensteinský vápenec, ale najmä wettersteinský dolomit, lunzské vrstvy a hlavný dolomit (vrchný karn – norik).

Sedimenty *vnútrokarpatského paleogénu* tvoria spodnú časť výplne Handlovskej kotliny. Erozívne zvyšky ich bazálnej formácie sa vyskytujú aj na jz. okraji Žiaru. Diskordantne prekrývajú predterciárny substrát, tvorený prevažne karbonátovými a siliciklastickými formáciami triasu a permu (známeho len z vrtovej hronika, aj keď na väčšine územia má kontakt paleogénnych sedimentov s predterciárnymi jednotkami tektonický charakter. Paleogénna výplň Handlovskej kotliny je produktom jednotného morského sedimentačného cyklu vrchno-eocénno-oligocénneho (?spodnomiocénneho) veku a dosahuje hrúbku okolo 500 m. Vrstvový sled sa začína bazálnymi drobnozrnnými karbonátovými brekciami a zlepenkami transgresívneho charakteru (priabón). Hlavnú časť sekvencie tvorí litofácia s výraznou dominanciou flocov, rozšírená najmä v j. časti kotliny (priabón – oligocén). Osobitým fenoménom je výskyt telies balvanovitých polymiktných zlepenecov na rozhraní bazálnych klastík a flocovej litofácie („podrematské zlepence“). Paleogénny sedimentačný cyklus uzaviera vejár regresívnej delty tvorenej zlepencovo-pieskovcovými chrenoveckými vrstvami (oligocén – ?spodný miocén), rozšírenými najmä v severnej časti kotliny.

Neogénne sedimentárne panvy predstavujú okrajové časti depozičných centier Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny priľahlé k pohoriu Žiar. V území študovanej časti neogénnej sedimentárnej výplne *Hornonitrianskej kotliny* sú najstaršími horninami kľáčnianske zlepenca a piesčito-flovité čausianske súvrstvie morského pôvodu egenburského veku. Po hiate trvajúcom až do vrchného miocénu sa uložili sladkovodné štrkovito-piesčité sedimenty lelovského súvrstvia pontského veku. V *Turčianskej kotline* zasahujú na prislúchajúce územie sedimenty sarmatsko-pontského veku, reprezentované okrajovými, prevažne

klastickými, menej ílovito-piesčitými uloženinami martinského súvrstvia (budišské súvrstvie, pravnianske vrstvy a abramovské súvrstvie). Najmladším členom výplne sú piesčito-štrkovité sedimenty diviackych vrstiev usadených v období pontu až pliocénu. *Neovulkanity* z obdobia bádenu až sarmatu vytvorili zložitý geologický komplex hornín, ktorý reprezentujú navzájom prevrstvené vulkanicko-sedimentárne vrstvy. Paleogeoreliéf územia, tektonicky rozčlenený a denudáciou značne zarovnaný, bol v sarmate zakonzervovaný vulkanickou stavbou.

Územie zobrazené na geologickej mape je v premenlivej hrúbke a nesúvisle pokryté uloženinami *kvartéru*. V pohorí sú významne zastúpené eluviálne zvetraniny (stredný pleistocén – holocén), no priebežne na celom území prevládajú deluviálne sedimenty so širokou škálou subtypov a prechodných variet (vrchný pleistocén – holocén). Za nimi svojím objemovým zastúpením nasledujú fluviálne sedimenty v rozsahu alúvií a riečnych terás väčších tokov a dolinných nív ich horských prítokov (spodný pleistocén – holocén). Významné sú aj proluviálne sedimenty okrajov nív hlavných tokov a priláhlej časti Turčianskej kotliny (spodný pleistocén – holocén). Výpočet dopĺňajú ojedinelé výskyty holocénnych penovcov a recentných antropogénnych akumulácií vo forme háld, násypov a skládok.

1. ÚVOD

Vysvetlivky ku geologickej mape pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000 sumarizujú dosiaľ nepublikované poznatky z tohto regiónu, a to tak, aby boli dobre čitateľné v kontexte s aktuálnymi geologickými mapami z centrálnych Západných Karpát. Súčasťou textových vysvetliviek je podrobné mikropaleontologické, petrografické a geochemické vyhodnotenie vzoriek. Hlavným zámerom práce je poskytnúť špecifické regionálne geologické informácie, ktoré sú doplnené prehľadom hydrogeologických, surovinových, environmentálnych a ďalších atribútov zmapovaného územia.

Geologická mapa Žiaru je dielom tímu pracovníkov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorí pri zostavovaní mapy a vysvetliviek využili výsledky terénneho a laboratórneho výskumu. Horniny kryštalinika mapovali a ďalej spracovali M. Kohút, M. Kováčik a D. Laurinc. Tatrické mezozoikum mapovali M. Kováčik a M. Sentpetery. Fatrikum reprezentované krížňanským príkrovom mapoval M. Havrila v južnej časti pohoria a M. Sentpetery s M. Kováčikom na severe územia. Hronikum na severnom okraji regiónu mapoval M. Olšovský a v južnej časti M. Havrila. Výbrusový materiál karbonatických hornín zo všetkých mezozoických jednotiek vyhodnotila po biostratigrafickej a mikrofaciálnej stránke D. Boorová. Paleogénne uloženy mapoval I. Filo, biostratigrafické stanovenia urobila K. Žecová. Na petrografickom spracovaní najmä nekarbonátových mezozoických a paleogénnych sedimentov sa významnou mierou podieľal D. Laurinc. Neogénnemu pokryvu na okraji Turčianskej kotliny a na okraji severných častí Hornonitrianskej kotliny sa venoval A. Nagy s príspevím I. Barátha a A. Zlinskej. Neogénne vulkanické formácie okrajových častí Vtáčnika a Kremnických vrchov študovali L. Šimon, M. Kováčiková a V. Kollárová. Kvartérne usadeniny po kartografickej aj litostratigrafickej stránke spracoval J. Maglay.

Zakresľovanie mapových podkladov a následné elektronické spracovanie zabezpečili R. Fritzman a J. Vlachovič. Technické práce a IT podporu počas trvania projektu (2011 – 2014) zabezpečovali najmä J. Dvořák, K. Lacenová a M. Huszárová. Viacero sporných otázok sa podarilo preklenúť vďaka užitočným konzultáciám s M. Havrilom a I. Filom, toho času na dôchodku. Na tomto mieste vyslovujeme úprimnú vďaka oponentovi oboch čiastkových správ a záverečnej správy tohto projektu J. Hókoví z PriF UK, ako aj J. Sotákovi z GÚ SAV.

Geologická mapa Žiaru bude vo forme jednotnej digitálnej geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 50 000 súčasťou verejne prístupného digitálneho mapového servera ŠGÚDŠ (<http://apl.geology.sk/mappointal/>). Veríme, že regionálna geologická mapa Žiaru a jej vysvetlivky prinesú osov širokej geologickej obci a budú stimulovať ďalšie aktivity vedúce k hlbšiemu poznaniu geologickej stavby Slovenska.

1.1. VŠEOBECNÁ, GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Vysvetlivky k regionálnej geologickej mape Žiaru vychádzajú zo základného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 na týchto topografických listoch: 36-111 Kláštor pod Znievom (časť), 36-113 Slovenské Pravno, 35-224 Nitrianske Pravno (časť), 36-131 Ráztočno, 36-133 Handlová (časť) a 35-242 Prievidza (časť). Zmapovaný región sa nachádza podľa aktuálneho územného členenia na území dvoch krajov (Žilinský samosprávny kraj a Trenčiansky samosprávny kraj), troch okresov (Martin, Turčianske Teplice a Prievidza) a zhruba 40 katastrálnych území.

V zmysle geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1980) tvoria plochu regiónu Žiar viaceré geomorfologické jednotky niekoľkých rádov, pričom na tomto mieste je nutné poznamenať, že plošné vymedzenie týchto jednotiek vo viacerých prípadoch nekorešponduje s vymedzením geologických a tektonických jednotiek v zmysle Vassa et al. (1988). Prevažná časť vymedzeného územia prislúcha k *Fatransko-tatranskej oblasti*, len v menšej miere na územie zasahuje aj oblasť *Slovenského stredohoria*. Geografická hranica medzi oboma týmito oblasťami, dovedna prislúchajúcimi k subprovincii *Vnútorých Západných Karpát*, prebieha južne od Veľkej Čausy a plynulo sa stáča na J až JV k Morovnu a ďalej k Handlovej. Južne od Handlovej sa stáča na V až SV ku Sklenému, kde opúšťa študované územie.

Dominantné postavenie a zároveň najväčšiu plochu na zobrazenom území zaberá geomorfologický celok *Žiar*. Pohorie Žiar tvorí hrastovú štruktúru tiahnucu sa naprieč týmto územím v smere SZ – JV. Podľa uvedených autorov sa pohorie skladá z viacerých, navzájom morfológicky odlišných podcelkov, ktoré približne zodpovedajú výstupu hlavných geologicko-tektonických jednotiek. Severozápadnú časť pohoria zaberá podcelok *Sokol*, geologicky tvorený prevažne tektonickou jednotkou hronika. V smere na JV je pohorie tvorené podcelkom *Vyšehrad* so zastúpením tektonických jednotiek tatrika a fatrika. Ďalej v tomto smere nasleduje podcelok *Horeňovo*, ktorý zaberá dominantnú časť plochy a reprezentuje výstup tektonickej jednotky tatrika. Juhovýchodné zakončenie Žiaru od hrebeňa Skalky (852 m n. m.) k príľahlým svahom Kremnických vrchov zaberá podcelok *Rovne*, tvorený horninami hronika.

Okrem dominantného celku Žiaru na toto územie v rámci Fatransko-tatranskej oblasti výraznou plochou zasahuje príľahlý okraj *Turčianskej kotliny* s podcelkami *Valčianska pahorkatina* a *Diviacka pahorkatina* v pásme od Kláštora pod Znievom cez Slovenské Pravno a Budiš po Sklené a na západe až JZ zasa príľahlá časť *Hornonitrianskej kotliny* s podcelkami *Prievidzská kotlina* a *Handlovská kotlina* (obr. 1.2-1a). Zatiaľ čo Prievidzská kotlina na študovanom území zaberá len menšiu časť pozdĺž z. okraja Žiaru od Nitrianskeho Pravna po Nedo-

žery-Brezany, Handlovská kotlina je obsiahnutá celá, od Malej Čausy cez Chrenovec-Brusno, Morovno až po Handlovú. Na povrchovej stavbe oboch kotlín sa podieľajú neogénne a kvartérne sedimenty.

Oblasť Slovenského stredohoria je na území zastúpená len okrajovo. Od Veľkej Čausy na J až JV dominuje priľahlá úboč celku *Vtáčnik* s podcelkom *Vysoký Vtáčnik* a na JV až SV od Handlovej priľahlá časť celku *Kremnické vrchy*, zastúpeného podcelkom *Kunešovská planina*.

Geomorfologické hranice vymenovaných jednotiek sú založené na typológii reliéfu, vychádzajúcej hlavne z morfolologickej odolnosti hornín proti pôsobeniu exogénnych procesov (erózií a denudácii). V menšej miere vychádzajú z morfoštruktúrnej bázy, teda zo štruktúrnych prvkov reliéfu a s ňou súvisiacich vertikálnych pohybových tendencií jednotlivých tektonických blokov. Z tohto hľadiska je skúmané územie tvorené časťami viacerých čiastkových, tektonicky odlišných kryhových štruktúr.

Morfologicky najvýraznejší sa javí kontakt relatívne poklesových štruktúr Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny s elevačnou štruktúrou Žiaru. Kontakt pohoria s Hornonitrianskou kotlinou je výraznejší a prejavuje sa zlomovým svahom segmentovaným priečnymi zlomami, pričom geomorfologicky nekorešponduje s regionálnogeologickou hranicou týchto jednotiek, ktorá je daná líniou *pravnianskeho zlomu*. Východný kontakt pohoria s Turčianskou kotlinou sa prejavuje okrajovým eróziívno-denudačným svahom, založeným na pásme paralelných zlomových línií *malofatranského zlomového systému*. Kontakt Handlovskej časti kotliny s vulkanickými formáciami Vtáčnika a Kremnických vrchov je zložitejší. Tektonicky, formou zlomového svahu, sa v reliéfe prejavuje len lokálne. Väčšinou ide o eróziívno-denudačný kontakt, založený na rôznej odolnosti hornín proti erózií.

Poklesové štruktúry separujú elevácie od poklesnutých oblastí budovaných zväčša menej odolnými, subhorizontálne uloženými, prevažne pelitickými a psamitickými sedimentmi neogénu a v prípade Handlovskej časti kotliny aj paleogénu s premenlivým pokryvom kvartérnych, hlavne fluviálnych, proluviálnych a deluviálnych sedimentov. Elevačné štruktúry Žiaru budujú odolnejšie magmatické komplexy granitoidov a metamorfítov paleozoika, severnejšie a na jv. zakončení pohoria sú to predovšetkým rozličné druhy vápencov, dolomitov a kremencov mezozoika s pokryvom kvartérnych zvetranín a deluviálnych sedimentov tzv. horského kvartéru. Štruktúry Kremnických vrchov a Vtáčnika budujú málo odolné sekvencie vulkanoklastických hornín v striedaní s odolnými horninami lávových prúdov andezitov a kvartérnymi pokryvmi deluviálnych sedimentov.

Na súčasnom stave reliéfu, ako aj na priestorovom rozložení jednotlivých foriem majú výrazný podiel:

a) endogénne vertikálne geodynamické pohyby štruktúrno-tektonických blokov (relatívne poklesávajúce časti kotlín a dvíhajúce sa pohoria),

b) štruktúrne pomery a mechanické vlastnosti rôznych druhov sedimentárnych, magmatických, metamorfovaných a vulkanických hornín územia a ich rozdielna morfológická odolnosť,

c) exogénne procesy, podmienené rôznorodými a špecifickými faktormi pliocénnej a kvartérnej klímy.

Práve počas pliocénu a kontinuálne v kvartéri bolo územie postihnuté viacerými fázami nerovnomerných pozitívnych vertikálnych tektonických pohybov. Pohybové tendencie jednotlivých morfotektonických blokov nemali kontinuálny priebeh, ale boli prerušované obdobiami relatívneho tektonického pokoja. To malo za následok, že na výraznejšie pozitívnych štruktúrach pohorí aj na menej výrazných štruktúrach kotlín dochádzalo ku kvalitatívnym zmenám v striedaní laterálnej a hĺbkovej fluvialnej erózie a akumulácie v terasovom vývoji. Erozívna báza sa v oblasti rozsahu všetkých morfotektonických štruktúr postupne vplyvom striedania chladných a teplých období kvartérnej klímy etapovito nerovnomerne znižovala.

Následným tektonickým zdvihom Žiaru oproti kotlinám sa počas kvartéru opäť zintenzívnila hĺbková erózia, v studených klimatických obdobiach sprevádzaná kratšími úsekmi laterálnych fáz erózie. Takto vznikli napríklad série stupňov terasovaných (lokálne aj naložených) viacgeneračných proluviálnych kužeľov po obvode Žiaru a série stupňov riečnych terás. Vplyvom hĺbkovej erózie došlo retrográdne aj k prehĺbovaniu dolín všetkých horských potokov a zároveň modelovaniu medziúvalinových, horských a medzidolinových chrbtov a výmoľovej erózií. Popri tom sa na všetkých svahoch územia v rôznej miere uplatnili rôzne svahové a gravitačné procesy. Najrozšírenejší je povrchový ron, plošný splach, stružková a výmoľová erózia a sufózia. V periglaciálnych klimatických fázach to bola najmä soliflukcia, zosúvanie a rútenie.

Podľa Činčuru (in Mazúr a Jakál – eds., 1980) sa na študovanom území stretávame s horninami I. – IV. stupňa morfológickej hodnoty (odolnosti hornín). Najodolnejšie proti zvetrávaniu, erózií a denudácii sa javia magmatické komplexy granitoidov a zároveň aj sedimentárne komplexy kremencov, vápencov a dolomitov Žiaru, ako aj lávové prúdy andezitov Vtáčnika a Kremnických vrchov. Druhý stupeň odolnosti predstavujú komplexy metamorfítov (kryštalických bridlíc) a komplexy hornín v slienitom vývoji s lavicovitými vápencovými polohami (Žiar), ako aj komplexy hornín (najmä pieskocov) paleogénu Handlovskej kotliny. Tretí stupeň odolnosti vykazujú komplexy peliticko-psamitických až pelitických hornín neogénu priľahlých častí Prievidzskej a Turčianskej kotliny a komplexy neogénnych vulkanoklastík Vtáčnika a Kremnických vrchov vyznačujúce sa mäkkým, hladko modelovaným reliéfom. Vplyv litologickej náplne hornín na odolnosť proti exogénnym procesom uzatvárajú kvartérne, zväčša fluvialne a proluviálne sedimenty prislúchajúce k štvrtému stupňu morfológickej odolnosti.

V iniciálnom reliéfe skúmaného územia sa dodnes zachovalo len niekoľko základných, často sa opakujúcich foriem. Na hladšie modelovanom reliéfe v pahorkatinných častiach všetkých kotlín zobrazených na mape dominujú medziúvalinové chrby, úvaliny, pahorky a doliny tvaru *U*. Ojedinele sa tu zachovali kratšie, hlboké a plytšie výmole. Vyústenia úvalín, resp. suchých dolín tvaru *U* do hlavných dolín s aktívnym tokom sa často vyznačujú prítomnosťou výnosových (dejekčných) alebo mladých proluviálnych vejárov.

Východné úpätie Žiaru na styku s Turčianskou kotlinou je lemované vejármi terasovaných viacgeneračných proluviálnych kužeľov. Aluviálne nivy sú miestami lemované plošinami a užšími pruhmi rozrušených riečnych terasových stupňov. Vo vzdialenejších častiach od toku smerom k pohoriu sú staršie terasy čiastočne pokryté deluviálnymi splachmi a fluviálnymi hlinami. Nivy Nitry a Turca majú rovinatý plochý reliéf, spestrený ojedinelými močaristými zníženinami.

V horských častiach, najmä v Žiari, formy reliéfu reprezentujú plošiny poriečneho systému zarovnania (poriečna roveň), erozívno-denudačné a tektonicky predisponované svahy, doliny tvaru *V* aj válovcovité doliny, hlavné a medzidolinové chrby a množstvo sediel. Na plošinách poriečneho systému zarovnania sa výrazne zachovali eluviálne kôry. Dná menších dolín, resp. dolín s občasným tokom sú zanesené soliflukčným, v postglaciáli terasovaným materiálom. Miesta s výstupom karbonátových hornín alebo miesta blízko tektonického okraja pohoria vo vzťahu ku kotlinám sú lokálne reprezentované kratšími dolinami prelomového charakteru. Pod skalnými stenami Vtáčnika a v masíve Sokola na severe sú vyvinuté fosílné aj recentné odrobinové (osypové) kužele, blokové sutiny a produkty skalného rútenia.

Pre súčasné reliéftvorné procesy v pahorkatinách kotlín sú príznačné zväčša slabšie fluvialno-erozívne (čiastočne aj akumuláčnne) procesy s tvorbou úvalinovitých dolín s miernym pohybom svahových hmôt. Roviny kotlín vykazujú čiastočne fluvialny akumuláčno-erozívny proces. Pre úpätia pohoria je charakteristický proluviálny akumuláčno-erozívny proces, kombinovaný s výmoľovou eróziou. Na okrajoch pohorí súčasné procesy reprezentuje silný fluvialno-erozívny proces so zväčša stredne intenzívnou hlbkovou eróziou a stredne silným až silným pohybom hmôt po svahoch (soliflukcia, tečenie, ron a i.). Na vybraných typoch karbonátových hornín sa čiastočne vyvinul fluvialno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem vrátane tvorby zovretých dolín alebo fluvialno-subaerický proces zvetrávania.

Hornonitrianska aj Turčianska kotlina sa vyznačujú mierne až stredne zvlneným reliéfom, smerom k pohoriu silne zvlneným až mierne rezaným reliéfom. V samotnom pohorí pozorujeme znaky stredne až hlboko rezaného reliéfu, v najsevernejšej oblasti regiónu, hlavne v dolomitovom komplexe hronika, možno pozorovať veľmi hlboko rezaný reliéf. Horizontálna členitosť reliéfu na 1 km^2 sa pohybuje v rozmedzí $0,5 - 3,5 \text{ km/km}^2$ (Mazúr in Mazúr a Jakál – eds., 1980).

Reliéf pohoria Žiar má vrchovinový až hornatinový charakter, na dolomitoch a vápencoch sa vyskytujú krasové a bralnaté formy reliéfu (predovšetkým v hrovníku, menej v spodných partiách fatrika). Centrálna časť budovaná granitoidmi má miestami charakter zarovnaného povrchu.

Skúmané územie prislúcha z väčšej časti k povodiu Nitry, len sv. a v. časť Žiaru a priľahlá časť Turčianskej kotliny prislúcha k povodiu Turca (Váhu). Sieť horských vodných tokov Žiaru je tektonicky predisponovaná. Hustota riečnej siete je nerovnomerná. V pohoriach a v Handlovskej kotline dosahuje hodnoty 1 500 až 2 500 m/km², v oblasti nív Prievidzskej a Turčianskej kotliny len 100 až 500 m/km². Väčšina tokov má snehovo-dažďový režim odtoku stredohorských oblastí (Šimo a Zaťko in Mazúr a Jakál – eds., 1980). Vysokú vodnosť dosahujú toky v marci až apríli, s výraznejším vedľajším zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy. Väčšina vody územia pochádza zo zrážok. Podzemná voda na väčšine územia pochádza iba zo zrážok, len v nivách hlavných tokov z potokov.

Väčšina regiónu prislúcha do mierne teplej vlhkej oblasti s chladnejšou vrchovinnou klímou s prevažne chladnou až studenou zimou a priemernou teplotou vzduchu v júli vyššou ako 16 °C (podľa Končeka in Mazúr a Jakál – eds., 1980). V dôsledku toho na území prevláda mierne teplá horská až mierne chladná, v najsevernejšej časti až chladná horská klíma s inverziou teploty v dolinách a kotlinách. Priemerné ročné zrážky sa pohybujú medzi 650 – 1 000 mm/rok s priemerným suchým obdobím 20 – 40 dní v roku (Tarábek in Mazúr a Jakál – eds., 1980).

Na skúmanom území sa stretávame s približne 4 pôdnymi typmi v rôznom druhovom a často prechodnom zastúpení (Hraško et al. in Mazúr a Jakál – eds., 1980): 1. kambizeme, čiastočne ilimerizované, pseudoglejové, sprievodne rankery (miesta s väčšími lesnými pokrývkami na svahoch (plošinách) pohorí, 2. kambizeme typické, kyslé, na zvetraninách kyslých hornín (Žiar), 3. čiernice až fluvizeme typické a gleje (nivy všetkých väčších tokov), 4. rendziny a rendziny kambizemné (karbonatické horniny Žiaru).

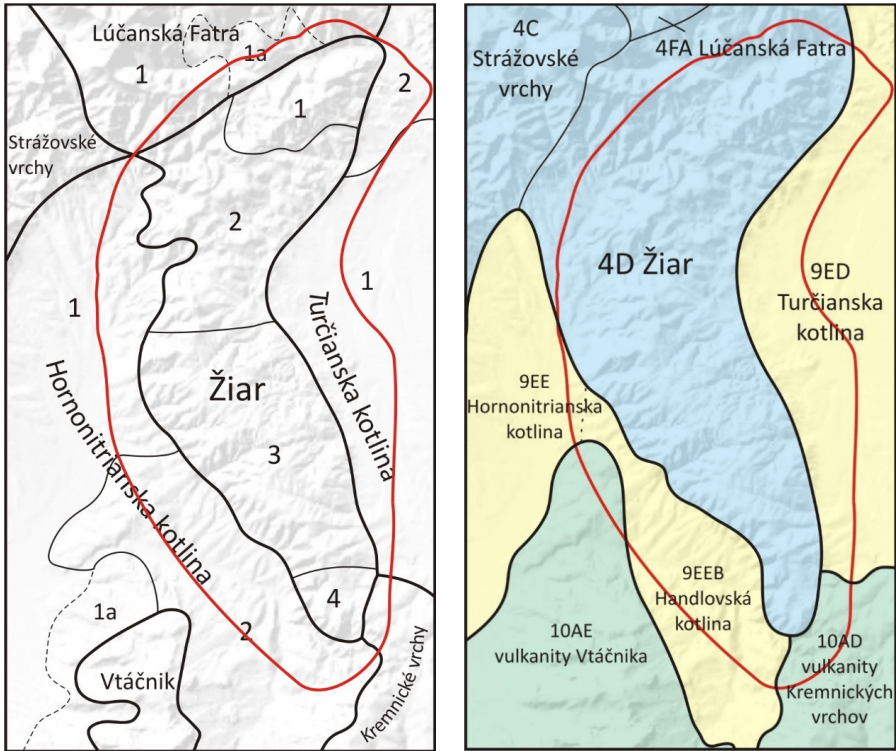
Pohorie Žiar v nedávnej minulosti podrobnejšie skúmali aj viacerí geomorfológovia, ktorí sa zaoberali napríklad zarovnaným povrchom, geomorfologickou situáciou na okraji pohoria s Turčianskou kotlinou či geomorfologickou analýzou oblasti Vyšehradského sedla a overovaním hypotéz o výzdvihu pohoria či odvodňovaní j. časti Turčianskej kotliny riekou Turiec cez Vyšehradské sedlo do Hornonitrianskej kotliny koncom neogénu až začiatkom kvartéru (napr. Bizubová, 2002; Bizubová a Barka, 2002; Sládek, 2006).

Značnú časť povrchu regiónu pokrývajú lesy, v najnižších polohách listnaté s prevahou duba a hrabu, v stredných pohoriach zmiešané a v najvyšších polohách ihličnaté s prevahou smreka. Niektoré zo svahov, hlavne tie zo strany Turčianskej či Hornonitrianskej kotliny, slúžia ako lúky a pasienky, poprípade oráčiny. V centrálnej časti pohoria sa nachádza Národná prírodná rezervácia Vy-

šehrad (vápencový vrch). Okolie Vyšehradu patrí podľa archeologických nálezov k najstarším miestam so slovanským osídlením v Turci. Pod Vyšehradom bolo na základe sídiel z bronzovej a železnej doby v časoch vierozvestcov Konštantína a Metoda vybudované staroslovenské hradisko.

1.2. REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Z regionálnogeologického hľadiska v zmysle Vassa et al. (1988a, b) patrí skúmané územie k 3 jednotkám 1. rádu: pohorie Žiar (4D) patrí k *jadrovým pohoriam*, Hornonitrianska kotlina (9EE) a Turčianska kotlina (9ED) náležia k *vnútrohorským panvám a kotlinám* (obr. 1.2-1).



Obr. 1.2-1. a) Geomorfologické členenie pohoria Žiar a priľahlých oblastí (podľa Mazúra a Lukníša, 1980): Žiar: 1 – Sokol, 2 – Vyšehrad, 3 – Horeňovo, 4 – Rovne; Hornonitrianska kotlina: 1 – Prievidzská kotlina, 1a – Ciglianske podhorie, 2 – Handlovská kotlina; Turčianska kotlina: 1 – Diviacka pahorkatina, 2 – Valčianska pahorkatina; Lúčanská Fatra: 1 – Kľak, 1a – Vríčianska kotlina. b) Regionálne geologické členenie (podľa Vassa et al., 1988a). Červeno kontúrovaná plocha predstavuje skúmané územie.

Tatransko-fatranské pásmo jadrových pohorí, kam patrí aj pohorie Žiar, je súčasťou centrálnej zóny Západných Karpát na vnútornej strane bradlového (považsko-pieninského) pásma. Pásmo jadrových pohorí prešlo hlavnou fázou skracovania a vznikom príkrovovej stavby v paleoalpínskom, čiže v stredno-

kriedovom období, morfotektonicky však bolo dotvorené až mladoterciárnymi kolíznymi a extenznými procesmi spojenými s dotváraním bradlového pásma a Vonkajších Západných Karpát. Centrálné Západné Karpaty obsahujú viacero príkrovových jednotiek odlišného veku a rôznych rádo. Medzi základné jednotky počítame kôrové superjednotky zahrnujúce predalpínsky fundament a jeho mladopaleozoicko-mezozoický sedimentárny pokryv: *tatrikum a veporikum* (Mišík in Mišík et al., 1985), ako aj hlavné systémy pripovrchových príkrovov obsahujúcich mladopaleozoicko-mezozoické sedimentárne, sporadicky aj vulkanické horniny – *fatrikum a hronikum*. V skúmanom území ide o jednotku tatrika vo fundamente a tektonicky vyššie príkrovy fatrika a hronika.

Tatrikum (termín definovali Andrusov et al., 1973) predstavuje najexternejšiu a najspodnejšiu superjednotku centrálnych Západných Karpát. Podľa hlbinných seizmických rezov je to konvexne mierne prehnuté tabuľové teleso hrubé okolo 10 km, ktoré je prekryté pripovrchovými „*subtatranskými*“ príkrovmi. V pohorí Žiar je kryštalinikum tatrika budované prevažne hercýnskymi granitoidnými horninami, lokálne sa vyskytujú pegmatity a aplity. Na južnom cípe kryštalinika prevažujú horniny metamorfovaného plášťa, najmä biotitové ruly. Mezozoický sedimentárny obal vystupujúci na severe pohoria vyčlenil Maheľ (1959) ako „*žiarSKU sériu*“ a na juhu ako „*ráztočniansku sériu*“.

Fatrikum (Andrusov et al., 1973) je označenie pre jednotky pochádzajúce zo zón medzi tatrikom na severe a veporikom na juhu, ktoré sú kompletne alochtónne v nadloží tatrika. Tieto detašované komplexy tvoria doskovité príkrovové telesá hrubé okolo 2 – 3 km, väčšinou odlepené na horizonte verfénskych bridlíc a evaporitov, v tyle sa klinovite zakoreňujúce medzi tatrckú a veporickú kôrovú superjednotku. V čelách sú nahromadené mladšie členy so zložitou šupinovou stavbou, ktorá je aj výsledkom transpresie v pribradlovom pásme. Ako fatrcké možno označiť aj jednotky (okrem oravických), ktoré vystupujú v považsko-pieninskom bradlovom pásme a pochádzajú z vnútornejších „*slova-kokarpatských*“ zón, najmä z fatrika (Plašienka, 1999).

Hronikum (Andrusov et al., 1973) predstavuje najvyšší príkrovový systém v tatransko-fatranskom pásme. Tvorí početné trosky väčšinou v nadloží fatrckých jednotiek. Hronikum v tejto práci chápeme v zmysle prác Havrilu (1993 a 2011) generálne ako sled karbonátovej plošiny.

Vrchnú *popríkrovovú stavbu* študovaného územia predstavujú sedimenty vnútrokarpatského *paleogénu* „*podtatranskej skupiny*“, sedimentárne a vulkanicko-sedimentárne sekvencie *neogénu*, ako aj sedimenty *kvartéru*. Na geologickej stavbe Handlovskej kotliny sa podieľajú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénu a kvartéru. Výplň Handlovskej kotliny tvoria karbonátovo-klastické a predovšetkým siliciklastické sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho cyklu. Vnútrokarpatský paleogén predstavuje uzavretý (prevažne morský) sedimentačný cyklus strednoeocénneho až oligocénno-spodnomiocénneho

veku, diskordantne a erozívne prekrývajúci predsenónsku príkrovovú sústavu Vnútroňných Západných Karpát. Jeho sedimentárnu náplň tvoria bazálne karbonátové klastiká (borovské súvrstvie) a flyšové siliciklastické formácie (hutianske, zuberecké a bielopotocké súvrstvie) podtatranskej skupiny.

Neogén po okrajoch pohoria zastupujú sedimentárne a vulkanické („neovulkanity“) formácie. Z hľadiska regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) zasahuje na zmapované územie svojou jz. časťou Turčianska kotlina a zo západu severná časť Handlovskej kotliny (patriaca k Hornonitrianskej kotline), pričom obe kotliny sú oddelené výraznou štruktúrou jadrového pohoria Žiar. Bezprostredným nadloží sedimentov paleogénu sú v severnej časti kotliny klastické sedimenty čausianskeho súvrstvia (egenburg), južnejšie vulkanoklastiká kamenského súvrstvia a vulkanity zlatostudnianskej formácie (báden). V spodnom bádene sa aktivoval najstarší vulkanizmus v stredoslovenských neovulkanitoch, ktorý reprezentuje komplex andezitov s granátom. Vo Vtáčniku sedimentácia kamenského súvrstvia pokračovala vývojom vulkanoklastických a vulkanicko-sedimentárnych sukcesí s uhoľnou sedimentáciou. V Kremnických vrchoch sedimentáciu kordíckeho súvrstvia vytlačil vývoj kremnického vulkánu. V strednom až vrchnom bádene sa vyvinul sedimentačný priestor, v ktorom sa formovali taxodiové močiare s uhoľnou sedimentáciou handlovskeho súvrstvia. V období sarmatu sa sformovali vtáčnický stratovulkán a rematský stratovulkán s horninami vtáčnickej formácie vo Vtáčniku a rematskej formácie v Kremnických vrchoch. Vtáčnická formácia a rematská formácia prekrývajú tektonicky rozčlenený a denudáciou značne zarovnaný paleoreliéf študovaného územia.

Plošne aj objemovo majú najväčšie rozšírenie **kvartérne** deluviálne sedimenty, v južnej časti na granitoidoch aj v kombinácii s eluviálnymi zvetraninami. Zastupuje ich široká škála subtypov a vzájomných prechodných variet, najčastejšie s deluviálno-fluviálnymi a deluviálno-proluviálnymi sedimentmi (vrchný pleistocén – holocén). Po nich z hľadiska objemu hmoty nasledujú fluviálne sedimenty v rozsahu dolinných nív, dnových akumulácií a riečnych terás Turca a Nítry a dolinných nív ich horských prítokov (stredný pleistocén – holocén). Z hľadiska kvartérnej genézy územia sú významné proluviálne sedimenty vyvinuté a zachované na okrajoch nív hlavných tokov, no najmä na východnom okraji pohoria a v príľahlej časti Turčianskej kotliny. Ich stratigrafické rozpätie je spodný pleistocén – holocén. Výpočet typov kvartérnych uloženín dopĺňajú aj sladkovodné vápence – penovce (holocén) – a antropogénne akumulácie hald, násypov a skládok (subrecent/recent).

1.3. PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Územie regiónu Žiar bolo už od polovice 19. storočia objektom geologického výskumu. Z výskumov prvej etapy si zaslúžia pozornosť práce Štúra (Stur, 1860a), Stacheho (1865a, b, c), Andriana (1865, 1866) a Čermáka (1865, 1866a, b), ktoré sa realizovali v rámci príprav prvej prehľadnej geologickej mapy Rakúska-Uhorska, redigovanej Hauerom et al. (1869, 1875). V nasledujúcich rokoch boli významným tektonickým prínosom práce Uhliga (1903), ktorý v severozápadnej, zvrásnenej časti podrobnejšie opísal minimálne 3 veľké vrásy nielen v rámci mezozoických súvrství, ale aj s účasťou hornín kryštalinika. Zaoberal sa aj dvomi komplikovanými oblasťami. Prvou je oblasť kóty Vyšehrad s vrásovou stavbou, ktorú prirovnal k charakteru stavby v Krivánskej Fatre, druhou drobný výskyt kryštalinika medzi mezozoickými členmi, opisovaný už Stachem (1865a) a Čermákom (1866a). Uhlig (1903, 1907) zo Žiaru, Malej Magury a Suchého uvádzal aj vysokotatranský vývoj, ktorý podľa neho vystupuje vo forme tektonických okien kryštalinika spod subtatranských príkrovov.

Za autora prvého, skutočne komplexného mapového diela treba považovať Vettera (1909). Výsledkom jeho práce je podrobná geologická mapa Žiaru a priľahlých oblastí (1 : 75 000), tektonická skica pohoria (1 : 200 000), detailnejšia geologická mapa severnej časti pohoria (1 : 25 000) a celkovo 16 geologických profilov uvedených v súbornej knižnej monografii. Jedným z hlavných Vetterových záverov bolo začlenenie „*vyšehradského vápenca*“ k strednotriasovým gutensteinským vápencom, aj keď biostratigrafické dôkazy dodnes chýbajú. Pre interpretáciu geologickej stavby malo toto zistenie zásadné dôsledky. Vetter si uvedomil, že na viacerých miestach tieto vápence neležia v nadloží liasových vápencov alebo karpatského keuperu v normálnej pozícii, ale sú do tejto polohy presunuté tektonicky – násunom (napr. na Vyšehrade, Vlčej, Tlstom vrchu). Vetter bol tiež zrejme prvým geológom, ktorý identifikoval a kartograficky zmapoval ortoruly v pohorí Žiar a pravdepodobne aj v celých Západných Karpatoch.

Svoje poznatky o kryštaliniku Žiaru publikoval aj Toborffy (1918), pričom granity prirovnal ku granitom z pohoria Tribeč. Z južnej časti pohoria udáva „kontaktné bridlice“, respektíve intruzívne migmatitizované pararuly, ako aj časté pegmatity a aplity. Ako zriedkavosť opisuje dynamometamorfované bridlice s mastencom, sericiticko-kremenné bridlice a chloritické bridlice. V prvorepublikovom období uvádza podrobnejší opis hornín kryštalinika spolu s novými mineralogickými nálezmi Fiala (1931).

Základný geologický výskum územia budovaného kryštalinikom realizoval Klinec (1956, 1958), ktorý zostavil mapu v mierke 1 : 25 000. Klinec (1958) vyčlenil 5 typov granitických hornín: porfýrovitý dvojsľudový granit až grano-

diorit, autometamorfovaný granit, porfýrovitý dvojsľudový granodiorit s mikrokľínom, pegmatitový a aplitový granit a pegmatitový a aplitový granit s mikrokľínom. Okrem toho v jv. cípe kryštalinika zmapoval aj biotitické pararuly, v sutine identifikoval aj amfibolit a poukázal na zóny alpínskej diaforetickej bridličnatosti. V severnej časti územia najmä na základe vrtu GT-10 Miko (in Gašparik et al., 1991) popri viacerých typoch granitoidov petrograficky vyčlenil (Miko in Gašparik et al., 1995) nasledujúce typy rúl: biotitické, biotitické s granátom, muskoviticko-biotitické, muskoviticko-sillimaniticko-biotitické a kordieriticko-muskoviticko-sillimaniticko-biotitické ruly.

V ďalších rokoch bol výskum v oblasti kryštalinika viac sústredený na špecifické otázky litologického, geochemického a mineralogického charakteru (napr. Miko, 1966; Ivanov, 1972; Miko a Határ, 1976; Miko a Pulec, 1982; Pivec et al., 1994; Uher a Miko, 1994). Prvé vymenované práce skúmajú akcesorické minerály; detailnou mineralógiou fenokrystov K živca z porfýrického granitu sa zaoberá práca Pivca et al. (1994) a geochemicko-mineralogickým zhodnotením dioritických hornín z oblasti Talenia publikácia Uhery a Mika (1994). Datovaním vychladnutia granitických hornín kryštalinika Žiaru s využitím Ar/Ar metodiky sa zaoberá práca Kráľ a Štarkovej (1995), poukazujúca na vychladnutie na teplotu nižšiu ako 420 °C pred 338,1 ± 1,7 mil. r., respektíve 300 °C pred 287 ± 1,3 mil. r. Moderným petrologickým a geochemickým spôsobom sú spracované granitoidné horniny Žiaru spolu s ojedinelými izotopovými charakteristikami (Rb/Sr, Sm/Nd a O) granitov Západných Karpát zo študovaného územia v prácach Kohúta et al. (1999) a Kohúta a Nabělka (2008). Vyzdvihnutie a exhumáciu Žiaru skúmali Kráľ in Kováč et al. (1994) a Danišík et al. (2008). Výsledky prehľadného ložiskovo-prognózneho výskumu pohoria sú v správach Mikoláša et al. (1985) a Pulca et al. (1989). V rámci hľadania úložísk rádioaktívneho odpadu (RAO) bolo kryštalinikum Žiaru podrobené štruktúrno-geologickému výskumu vrátane realizácie prieskumného vrtu RAO-4 (Kohút in Hók et al., 2001; Kohút in Kováčik et al., 2001; Kohút et al., 2004).

Vigh (1915, 1916) a Kulcsár (1914, 1917) sa zaoberali mapovaním mezozoika v okolí Nitrianskeho Pravna a výskumom v južnej časti pohoria, ako aj paleogénu pri Handlovej. Študované územie bolo zahrnuté aj na geologickej mape „maďarského kráľovstva“ a území susediacich krajín v mierke 1 : 900 000, zostavenej Lóczyem et al. (1922). V dvadsiatych rokoch minulého storočia pracovali na juhu pohoria Volko (1922) a Matějka (1924), ktorý v tomto pohorí ešte neakceptoval princípy kriedovej príkrovovej stavby. Územím, v ktorom pracoval Matějka, sa neskoršie zaoberali Biely (1957), Nemčok (1985) a Mello in Šimon et al. (1994). Koncom 40. rokov minulého storočia mapoval severnú časť pohoria Húsenica (1948 – 1951). Tieto mapové podklady spolu s mapami Vettera (1908, 1909) tvorili základ na zostavenie generálnej mapy 1 : 200 000, list Žilina (Mahel' et al., 1962), ktorej súčasťou je aj pohorie Žiar. Problematikou mezozo-

ickej stavby, najmä otázkou prítomnosti a charakteru obalovej jednotky, sa v Žiari dlhodobejšie zaoberal Maheľ (1957 až 1967). V severnej časti ju nazval *žiarska séria*, pričom skompletizoval aj jej vrstvový sled (spodný trias – alb). V južnej časti Žiaru sa okrem hornín kryštalinika zaradľoval k tatriku aj sedimentárny sled mezozoických hornín ležiaci na ňom – tzv. *ráztočnianska séria* (Maheľ in Maheľ et al., 1962). Jej obsahom je sled hornín, ktorý vyčlenil Matějka (1924) a pomenoval ho „*skupina hořenovská*“. Biely (1957) ju rozdelil na dve série (sledy): „*spodnú – s vývinom netypicky krížňanským*“ a „*vrchnú – s vývinom typickejšie krížňanským*“. Maheľ v spomenutej práci sled spodnej série stotožnil s obalovou sériou (t. j. s tatrikom) a pomenoval ju *ráztočnianska séria*. Aj Nemčok (1985) považoval tento sled za sled tatrika a sled vyššej série vyčlenenej Bielym (1957) zaradil ho k zliechovskej skupine krížňanskej jednotky. Maheľ (1986) na základe poznatkov o mezozoiku centrálnych Západných Karpát zaradil tatrikový vývoj v Žiari k hlbokovodnejšiemu, tzv. *fatranskému* typu. Mezozoikum krížňanskeho príkrovu má tiež hlbokovodnú povahu a považuje sa za súčasť zliechovského vývoja (Maheľ, 1961). Maheľ et al. (1962) upozornili na úzke faciálne vzťahy oboch spomenutých jednotiek a s tým spojené problémy ich vzájomnej separácie.

Výraznejší posun v poznaní geologickej stavby pohoria podmienili práce v 80. rokoch minulého storočia. Rakús et al. (1984) vypracovali tektonickú mapu Žiaru v mierke 1 : 100 000. Správa a mapa územia severnej časti pohoria z tejto práce sa stali súčasťou regionálnej geologickej mapy Lúčanskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000 (Rakús et al., 1993, 1989). Havrila (1997) na základe štúdia pelagickej časti vrstvového sledu hronika vystupujúcej východne od Ráztočna vyčlenil v hroniku *ráztočniansky* bazén a spolu s J. Pevným získal z tohto sledu hornín biostratigrafické údaje. Na základe uvedených výskumov Bezák et al. (2008) zostavili prehľadnú geologickú mapu v mierke 1 : 200 000 mapového listu Banská Bystrica. Ucelenú informáciu o vrstvových sledoch tektonických jednotiek celého pohoria (severnej aj južnej časti pohoria) podávajú Havrilove práce rešeršného charakteru (in Havrila a Kohút, 1994, in Černák et al., 2004).

V minulosti bolo hronikum zaradené do silicika (Rakús et al., 1984), respektíve do vyššieho, tzv. *strážovského* príkrovu (Maheľ, 1986). V južnej časti Žiaru je hronikum zastúpené sledom hornín, ktoré Matějka (1924) nazval *dolomitová skupina*. Biely (1957) ju po úpravách stotožnil s chočským príkrovom.

Prvá geologická mapa *paleogénu* v okolí Handlovej pochádza od Pettko (1846). Krátke zmienky o výskyte eocénnych sedimentov pri Lipníku a Ráztočne sa nachádzajú v prácach Štúra (1860), Stacheho (1865) a Čermáka (1866b), ktorý v paleogéne rozlišoval: 1. eocénne zlepenca a pieskovce, 2. meletové bridlice. Veters (1909) rozčlenil paleogénne sedimenty na: 1. bazálne dolomitické zlepenca, 2. piesčito-bridličnaté súvrstvie, 3. piesčito-sľudnaté bridlice. Za najvyšší člen paleogénu považoval meletové bridlice (oligocén). Vigh (1916) v handlov-

skom paleogéne rozlíšil: 1. pobrežné zlepenca a brekcie prevažne s dolomitickým materiálom, 2. vrstvy flyšového charakteru. Geologickým prieskumom projektovanej železničnej trate Handlová – Horná Štubňa sa zaoberal Volko (1922). Zistil výskyt meletových bridlic v Handlovej, rozsiahly úsek budovaný „magurským pieskovcom“ a úzke pásmo konglomerátu. Geologickou stavbou Handlovskej hneďouhoľnej panvy sa dlhodobo zaoberal Čechovič. Výsledkom bolo zostavenie geologickej mapy s. časti Hornonitrianskej kotliny a s. výbežkov Vtáčnika v mierke 1 : 75 000 a stanovenie stratigrafie paleogénu: 1. bazálne zlepenca, vápence a sliene, 2. piesčito-slienité flyšoidné vrstvy, 3. piesčité vrstvy (najvrchnejší lutét – priabón; Čechovič, 1950, 1957, 1959). Vavrová (1959) a Lehotayová (1959) zistili prítomnosť spoločenstiev vrchnoecénnej mikrofauny s dominanciou planktonických foraminifer. Veľké foraminifery z vrtu ČČ-4 pri Veľkej Čause a z okolia Chrenovca spracoval Bieda (1959); spoločenstvo považoval za vrchnoecénne. Sporomorfy z vrtu ČČ-3 pri Veľkej Čause vyhodnotila Pacltová (1958), petrografiou flyšoidných a piesčitých vrstiev sa zaoberala Marková (1959). V rovnakom období v handlovskom paleogéne pracoval Leško (1955) a okrajovo Biely (1957).

Gross (in Šimon et al., 1994, 1997a, b) stanovil nasledujúci vrstvový sled paleogénnych sedimentov: 1. borovské súvrstvie, 2. okrajové (terchovské) súvrstvie, 3. hutianske a zuberecké súvrstvie, nečlenené, 4. pieskovcové súvrstvie bielopotockého typu (na báze s balvanovitými polymiktnými zlepenkami). Súvrstvia boli stratifikované na základe veľkých a malých foraminifer, nanoplanktónu a palynoflóry (Köhler et al. in Šimon et al., 1994). Borovské súvrstvie zaradili autori do priabónu, terchovské do najvyššieho priabónu až kiščelu, hutianske a zuberecké do kiščelu a pieskovcové do egeru. Neskôr Gross (2008) formalizoval pieskovcové súvrstvie ako chrenovecké vrstvy a balvanovité polymiktné zlepenca ako podrematské zlepenca (členy bielopotockého súvrstvia). Časť územia bola predmetom trojrozmerného geologického modelovania nováckeho uhoľného ložiska a jeho širšieho okolia (Kotulová et al., 2010), v rámci ktorého autori zhrnuli a prehodnotili prakticky všetky dostupné údaje z terciéru s. časti Hornonitrianskej kotliny. Paleogénne sedimenty z hydrogeologických vrtov RH-1 (Handlová) a ČH-1 (Malá Čausa) spracovali Buček et al. (in Černák et al., 2012).

Podrobné informácie o starších prácach z oblasti neogénnych vulkanitov a sedimentov sú v práci Šimona et al. (1997). Prínosom do poznania geológie je práca Čechoviča (1959), v ktorej autor vulkanizmus vo Vtáčniku prvýkrát delí na 2 fázy – na vulkanizmus, ktorý prebiehal pred uložením uhoľného súvrstvia a po jeho uložení. Valach (1975) opisuje výsledky veľkého množstva technických geologických prác, pričom databáza geologických informácií z vrtného prieskumu je dosiaľ jedinečným geologickým materiálom z danej oblasti. Brlay (1974) opísal stratovulkanickú stavbu v okolí Rematy a na základe geologického mapovania a geofyzikálnych údajov dokázal, že handlovské uhoľné vrstvy vo

Vtáčniku nepokračujú pod Kremnické vrchy. Konečný a Lexa (1979) a Konečný et al. (1983) podali novú syntézu stratigrafie a geológie študovaného územia. Šimon et al. (1994, 1997) spracovali väčšiu časť študovaného územia a zostavili regionálnu geologickú mapu Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami. Paleontologickými výskumami sa okrem prác zhrnutých v uvedených dielach novšie zaoberala Zlinská (in Zlinská et al., 2011) a recentnou aktivitou zlomov v severnej oblasti Hornonitrianskej kotliny sa zaoberali Marko et al. (2005).

Najucelenejšie poznatky o geologickom výskume (hlavne paleontologickom a vrtnom) v Turčianskej kotline priniesli na regionálnej geologickej mape Turčianskej kotliny a vo vysvetlivkách k nej Gašparik, Halouzka et al. (1993) a Gašparik et al. (1995), po nich Rakús a Hók (2002), Vass (2002) a najnovšie Kováč et al. (2011) s využitím paleontologických výskumov endemickej fauny lastúrničiek – *Ostrakoda* (Pipík, 2001, 2006, 2007). Z tektonického pohľadu Nemčok a Lexa (1990) považujú Turčiansku kotlinu za asymetrický graben, k čomu sa prikláňa aj práca o štruktúrnom vývoji kotliny (Hók et al., 1998). Problematika kvartérneho výskumu predchádzajúcich období bola spracovaná pri zostavovaní máp regiónov Turčianskej kotliny (Halouzka in Gašparik et al., 1989, 1990, 1993, 1995), ako aj Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Pristaš in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c).

Podrobnejší prehľad vývoja názorov a geologických výskumov, ktoré prebiehali v rámci pohoria Žiar a jeho priľahlých oblastí, je uvedený v manuskriptových správach (Kohút et al., 2013; Kováčik et al., 2014, 2015).

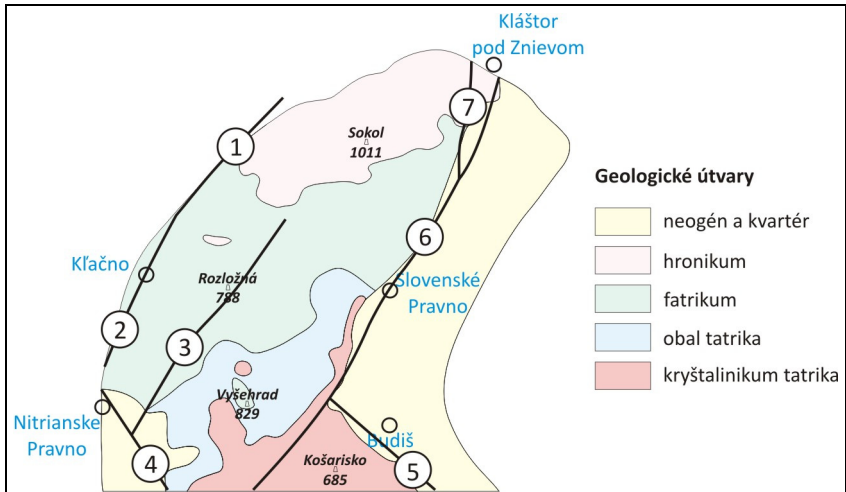
2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Pohorie Žiar ako jedno z najmenších pohorí patrí k vnútornému pruhu jadrových pohorí, aj keď v pôvodnom ponímaní Uhliga (1903) bolo zaradené k vonkajšiemu pruhu jadrových pohorí tzv. subtatranskej zóny. Ako typické jadrové pohorie tatransko-fatranského pásma centrálnych Západných Karpát má mezozoické horninové sekvencie na severnej aj južnej strane od kryštalinického sokla a na základe toho prináleží k dvojstranným jadrovým pohoriam. Pohorie je pretiahnuté v smere S – J a v dôsledku terciérnej zlomovej tektoniky má zalomený „obličkovitý“ tvar. Zmapovaný región má dĺžku okolo 30 km a šírku 13 km. Toto územie predstavuje zložitú, tektonicky nerovnomerne vyzdvihnutú hrasťovú morfoštruktúru, morfológicky ostro odlíšenú od okolitých kotlín, ohraničenú zlomami sz.-jv. smeru (v severnej časti aj sv.-jz. smeru) medzi Hornonitrianskou kotlinou a Turčianskou kotlinou.

Vyzdvihnutie Žiaru spôsobili neotektonické pohyby počas viacerých etáp. Z hypsometrického hľadiska treba uviesť, že Turčianska kotlina leží o 200 metrov vyššie ako Hornonitrianska kotlina, aj keď priamo pri okraji pohoria sú rozdiely menšie, zhruba 130 – 150 m. Zložitosť stavby pohoria sa odráža nielen v charaktere uloženia hornín, ale aj v kolísavom až kontrastnom rozšírení hypsometrických výšok a úrovní vyrovnania (erozívno-denudačného povrchu). Zachovanie paleopovrchu je rôzne, od pomerne výrazných plošín až po plošne malé torzá. Erozívno-denudačné úrovne – paleoúrovne – sú častejšie v strednej a južnej časti pohoria Žiar, najmä na kryštaliniku. Hrasť je obmedzená extenznými a transpresnými zlomovými systémami smeru SZ – JV (pravniansky a žiarsky zlom), respektíve SSV – JJZ (poleriecky a kľáčniansky zlom) vo vzťahu k prislúchajúcim kotlinám. Označenie základných zlomových línií v severnej časti pohoria Žiar znázorňuje obr. 2-1. Zlomy členiace terciérnu výplň jz. časti regiónu pomenovali a rozčlenili na jednotlivé kryhy Elečko et al. (in Šimon et al., 1997).

Na stavbe regiónu Žiar sa podieľajú predovšetkým superjednotky tatrikum, fatrikum a hronikum, menej sú zastúpené kenozoické výplne vnútrohorských kotlín spolu s vulkanicko-sedimentárnymi horninami neovulkanitov a kvartérne pokryvné sedimenty. Tatrikum Žiaru zahŕňa predalpínsky fundament a subautochtónnu mezozoickú obalovú sukcesiu. *Kryštalinikum* je budované komplexom metamorfovaných hornín staropaleozoického (až mladoproterozoického) veku, ale jeho podstatnú časť tvoria hercýnske spodnokarbónske granitoidy. Kým v hercýnskych magmatitoch pozorujeme hlavne plutonickú stavbu granitoidného masívu s ojedinelými xenolitmi rúl a žilami či hniezdami frakcionovaných derivátov – pegmatitov, v metamorfitoch môžeme identifikovať vrásovú stavbu ako dôsledok tektonických pohybov spätých so skrátením priestoru pred intrúziou

granitoidov. Naložená alpínska tektonická stavba sa prejavuje najmä zlomovými poruchami sprevádzanými početnými, často križujúcimi sa mylonitickými poruchami. Krehká alpínska deformačná stavba kryštalinika má viacetapový charakter spätý s paleoalpínskymi a neoalpínskymi tektonickými procesmi.



Obr. 2-1. Prehľadná skica základných zlomových línií a ich názvov v severnej časti skúmaného územia. 1 – malomagarský zlom, 2 – kľačniansky zlom, 3 – zlom Rozložná, 4 – pravniansky zlom, 5 – žiarsky zlom, 6 – poleriecky zlom, 7 – laziansky zlom.

Obalová jednotka tatrika spomínal ako prvý Húsenica (1949), vrstvový sled následne spresnili a doplnili Maheľ et al. (1962) a obalovú sériu v severnej časti pohoria nazvali „žiarskou“. Zatiaľ najúplnejšiu charakteristiku žiarskej obalovej série podal Havrila in Rakús et al. (1989). Za charakteristický znak tzv. žiarskej série sa považuje spätosť kremencov spodného triasu s granitoidným kryštalinikom tatrika bez prítomnosti mladopaleozoického obalu. Ako ďalšie identifikačné znaky príslušnosti série k tatriku slúžia neprítomnosť lunzských vrstiev, chýbanie dolomitov v sedimentoch karpatského keuperu a prevaha kremenných pieskocov v spodnej časti tohto súvrstvia, chýbanie sedimentov rétu a hojné vystupovanie pestrých organogénnych vápencov spodného liasu (trlenské vrstvy, hierlatzké vápence), obdobného vývoja ako v obalových jednotkách Považského Inovca a Veľkej Fatry. Charakteristické je aj vystupovanie netypického vývoja algäuských vrstiev, lučivnianskeho súvrstvia bohatého na rohovce a prítomnosť polymiktných zlepcov albu.

V severnej časti pohoria sa vyskytujú mezozoické sledy *fatrika* v stratigrafickom rozsahu od stredného triasu po apt s hlbokovodným vývojom v jure a spodnej kriede. Ide teda o *krížňanský príkrov s. s.*, ktorý je budovaný tzv.

zliechovskou sériou (Maheľ, 1961). Štruktúrne bolo toto príkrovové teleso rozdelené na 3 štruktúrne jednotky – „šupiny“ (Rakús et al., 1984), čo akceptujeme aj v tejto práci. Pôvodnú príkrovovú stavbu možno charakterizovať ako vrásovo-násunovú, s prejavmi mezoskopických deformácií aj deformácií mapových mierok.

Fatrikum v južnej časti Žiaru má stratigrafický rozsah od spodnotriasových kremencov až po neokómske ílovité vápence. V minulosti sa časť mezozoických hornín susediaca s južným okrajom kryštalinika ponímala ako tatrický obal (tzv. ráztočnianska sukcesia), no prítomnosť lunzských vrstiev, fatranského súvrstvia a karpatského keuperu vo vývoji typickom pre fatrikum dovoľuje celé pásmo mezozoických hornín medzi kryštalinikom a hronikom zaradiť k fatriku. Z hľadiska faciálneho vývoja jury je litologická náplň tejto fatrickej domény vzhľadom na svoj úzky vzťah tak k vysockému, ako aj k zliechovskému sledu charakterizovaná ako „*sekvencia s prechodným postavením*“.

Štruktúrne najvyššou tektonickou jednotkou vystupujúcou v pohorí Žiar je *hronikum*, pozostávajúce výlučne z triasových sledov. Hronikum v severnej časti Žiaru je zložené z dvoch čiastkových štruktúr. Spodná kryha zodpovedá považskému príkrovu. Vrchná bola nazvaná troskou Studenca (Havrila in Rakús et al., 1989), v súčasnosti je ponímaná ako príkrov Znievskeho hradu sensu Havrila (in Kováčik et al., 2014).

V južnej časti pohoria hronickú štruktúru podmienienečne tvorí ráztočniansky príkrov pozostávajúci z dvoch odlišných vrstvových sledov – hlbokovodnej sukcesie ráztočnianskeho bazénu a plytkovodnej sukcesie harmaneckej časti mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy.

Handlovská kotlina predstavuje postrednomiocénnu depresiu vyplnenú sedimentmi mladšieho eocénu, oligocénu, staršieho miocénu a kvartéru, vytvorenú prevažne erozívno-denudačnými procesmi medzi eleváciou Žiaru a vulkanitmi Kremnických vrchov a Vtáčnika. *Paleogénna sedimentárna výplň Handlovskej kotliny* dosahuje hrúbku maximálne 500 m. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu tvoria spodnú časť výplne kotliny, erozívne zvyšky ich bazálnych facií sa vyskytujú aj na jz. okraji Žiaru. Diskordantne prekrývajú predterciérny substrát, tvorený prevažne karbonátovými formáciami triasu hronika a kriedy fatrika. Primárne erozívne (transgresívne) rozhranie je odkryté len na malej ploche v oblasti východne od Ráztočna, na väčšine územia má kontakt paleogénnych sedimentov s predterciérnymi jednotkami sekundárny tektonický charakter. V úseku Brezany – Ráztočno prebieha pozdĺž pravnianskeho zlomu (sz.-jv. smeru) na rozhraní Hornonitrianskej kotliny a pohoria Žiar. Amplitúda poklesu bloku kotliny na pravnianskom zlome sa v smere zo SZ na JV znižuje. V dôsledku toho sa neogénne a paleogénne sedimenty postupne stýkajú s kryštalinikom tatrika a mezozoickými sedimentmi fatrika a hronika.

Paleogénne sedimenty sú uložené prevažne plocho až mierne strmo. Vnútornú stavbu paleogénnej výplne komplikuje prítomnosť množstva mladších tektonických porúch (priečne zlomy sv.-jz. a s.-j. smeru, prevažne pravdepodobne poklesového charakteru), ktoré segmentujú okrajový pravniansky zlom a kotlinu členia na sústavu vysokých a poklesnutých krýh (Elečko et al. in Šimon et al., 1997b) a podmieňujú značný rozptyl smeru sklonu vrstiev (prevažujú sklony 10 až 30° na Z, J až V). Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sú diskordantne (erozívne) prekryté čiastočne (v s. časti) terestrickými klastickými sedimentmi egenburgu (čausianske súvrstvie), čiastočne priamo vulkanoklastikami bádenu (kamenské súvrstvie). Nemožno pritom vylúčiť, že sedimentácia na rozhraní egeru a egenburgu bola prerušená len v okrajovej časti panvy a že v jej centrálnej časti pokračovala bez prerušenia prevažne pelitická (hemipelagická) sedimentácia.

Neogénne sedimenty predstavujú okrajové časti sedimentárnych paniev reprezentujúcich sedimentárne depozičné centrá Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny prilahlé k pohoriu Žiar. Geologická stavba neogénnej sedimentárnej výplne Hornonitrianskej kotliny pozostáva zo spodnomiocénnych morských uloženín egenburského veku (*kľačnianske zlepenca a čausianske súvrstvie*) a sladkovodných sedimentov pontského veku (*lelovské súvrstvie*), uložených po hiáte trvajúcim až do vrchného miocénu. V Turčianskej kotline zasahujú na zmapované územie sedimenty sarmatsko-pontského veku reprezentované okrajovými fáciami *martinského* súvrstvia a sedimenty pontu až pliocénu (*diviacke vrstvy*).

Vulkanity Vtáčnika (podrobnejšie Šimon et al., 1997b) sú zastúpené vulkanickými horninami formácie Kľackej doliny, plešinskej formácie, vtáčnickej formácie, vulkanicko-sedimentárnej sukcesie kamenského súvrstvia a sedimentmi lehotského, handlovského a koškého súvrstvia. Vulkanity Kremnických vrchov reprezentujú vulkanické horniny zlatostudnianskej a rematskej formácie a vulkanicko-sedimentárne kordické súvrstvie. Najstarší vulkanizmus stredoslovenských neovulkanitov bol aktivovaný v spodnom bádene a reprezentuje komplex andezitu s granátom.

3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

V tejto kapitole uvádzame všetky tektonické jednotky a ich horninovú náplň, ktorá je zobrazená na geologickej mape a v litostratigrafických tabuľkách. Pri opisoch základných horninových typov miestami venujeme pozornosť aj osobitým litologickým typom, ktoré pre malý rozsah neboli zaznamenané na mape. Vzhľadom na to, že zo zmapovanej oblasti neexistujú moderné údaje týkajúce sa petrografického charakteru a mikrobiostratigrafie karbonátových a klastických hornín mezozoika, ich štúdiu bola venovaná zvýšená pozornosť. Označenie dokumentačných vzoriek v opisoch a fotodokumentácii sa vzťahuje na dokumentačné body mapujúcich geológov (Ha – I. Filo, MH – M. Havrila, Mi – M. Sentpetery, MK – M. Kováčik, MO – M. Olšovský, MQ – J. Maglay, N – A. Nagy, S – L. Šimon, Z – M. Kohút), ktoré sú lokalizované na mape dokumentačných bodov etapových správ (Kohút et al., 2013; Kováčik et al., 2014). Dopĺňujúce petrografické a geochemické informácie z kryštalinických a nekarbonátových mezozoických hornín sú spracované v samostatnej časti (kap. 3.7).

3.1. TATRIKUM

Tatrickú jednotku buduje kryštalinikum zložené z granitoidných a metamorfovaných hornín. Jeho mezozoický sedimentárny obal (obr. 3.1-1) – tzv. žiarska sukcesia – spravidla pokrýva tatrické tektonické nadložie.

3.1.1. Kryštalinikum

Metamorfované horniny (?mladšie proterozoikum – staršie paleozoikum)

Metamorfované horniny budujú rozsiahlu plochu medzi Horeňovom a Panským lesom na južnom cípe kryštalinika medzi Ráztočnom a Skleným. V podobe ojedinelých xenolitov pararúl sa vyskytujú v oblasti Vysokého vrchu a Strmého boku, ako aj Breziarskych lazov a Slovenského Pravna. Vo všeobecnosti západokarpatské staropaleozoické metamorfované horniny tvoria metamorfované plášť granitoidných masívov, no ich plošný rozsah a hrúbka závisia od erozívneho zrezu kryštalinika. Najväčšia exhumácia nastala vo vrchnokarbónsko-permskom období a v terciéri. Súčasná erozívna úroveň pohoria Žiar napovedá, že najviac erodované sú centrálné, hrebeňové partie pohoria, pričom väčšina metamorfítov, či už vo forme biotitických pararúl alebo ortorúl, sa nachádza na južnom, lokálne aj severnom okraji pohoria.

Obr. 3.1-1. Litostratigrafická tabuľka tatrika regiónu Žiar (M. Kováčik, M. Sentpetery, M. Kohút a D. Boorová, 2014). ►

		STRATIGRAFIA	LITOL. ZLOŽENIE	HORNINOVÁ NÁPLŇ		
M E Z O Z O I K U M	Krieda	vrch.	cenoman			
		spodná	alb		porubské súvrstvie	
			apt			
			barém		lučivnianske vrstvy	
			hoteriv			
			valangin			
			berias		kalpionelové vápence?	
		Jura	vrchná	titón		
				kimeridž		
				oxford		ždiarske súvrstvie
	stredná		kelovej		kremité škvrnité fľovité vápence	
			bat			
			bajok			
			álen			
	spodná		toark		allgäuské súvrstvie "fleckmergel"	
			plienbach			
			sinemúr		trlénské súvrstvie	
		hetanž		kopiencke súvrstvie		
	Trias	vrchný	rét			
			norik		karpatský keuper	
karn				ramsauské dolomity		
str.		ladin		gutensteinské vápence a dolomity "verfénske vrstvy"		
		anis				
spodný trias				lúžňanské súvrstvie		
PALEOZOIKUM - ?ml. PROTEROZOIKUM	<p>metamorfované horniny (?ml. proterozoikum-st. paleozoikum)</p> <p>133 biotitické pararuly</p> <p>134 stredno- až hrubozrnné páskované a okaté ortoruly</p> <p>135 granitizované polohy v ortorulách</p>		<p>hercýnske granitoidné horniny (sp. karbón)</p> <p>128 žily aplítov a pegmatity</p> <p>129 dvojsľudové granity-granodiority, miestami porfýrické</p> <p>130 hruboporfýrické granity (žiarsky typ)</p> <p>131 strednozrnné biotitické granodiority</p> <p>132 strednozrnné diority</p>			

134 Stredno- až hrubozrnné páskované a okaté ortoruly

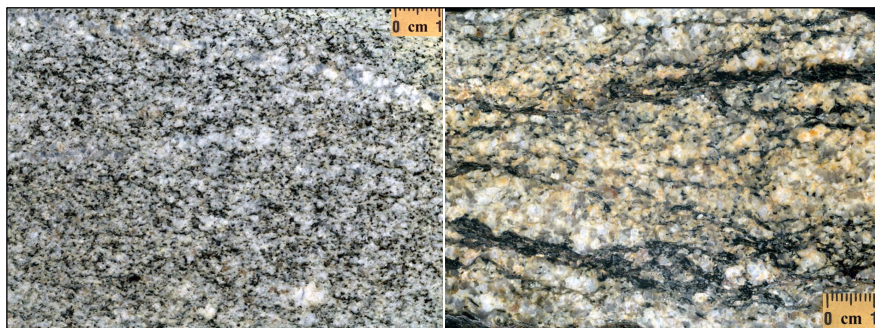
Ortoruly predstavujú strižne dynamicky metamorfované staré (kambricko-ordovické) felzitické granitoidné magmatity, ktoré z geodynamického hľadiska tvoria významnú zložku kryštallického sokla Západných Karpát (Kohút, 2004). V kryštaliniku pohoria Žiar ich prvýkrát identifikoval a kartograficky zobrazil už Vetters (1908). Klinec (1956, 1958) sa o nich vôbec nezmieňuje, čo bude asi dôsledkom doby, keďže vtedy sa obdobné horniny označovali „migmatitickou terminológiou ako oftalmity (nebulity), stromatity“, prípadne ako primorogénne a serorogénne granity, granitizované žuloruly alebo ektinity (napr. Gorek, 1959). Ortorulové horniny na tejto mape sú dominantne metamorfované horniny v oblasti od Skleného cez Horeňovo, Prostrednú horu, Kolárovo, Hrabovské lazy až do Panského lesa (sv. od Malej Čausy), čím tvoria najjužnejší cíp kryštalinika Žiaru. Z makroskopického hľadiska sú to horniny sivej, svetlosivej až bielosivej, lokálne aj sivohnedej farby. Hneď na začiatku treba povedať, že z hľadiska textúry predstavuje tento typ hornín pomerne širokú suitu variét: väčšinou sú strednozrnné a nevýrazne usmernené, menej časté sú stredno- až hrubozrnné, typicky páskované a „okaté“ variety (miestami oká K-živcov dosahujú veľkosť až do 8 cm), ale lokálne pozorujeme aj drobnozrnné, so slabým tektonicko-deformačným postihnutím (obr. 3.1.1-1a – b, 3.1.1-2a – b).



Obr. 3.1.1-1. a) Typická textúra okatej ortoruly, b) textúra páskovanej ortoruly (foto M. Kohút).

Charakter horniny je taký premenlivý, že v rámci jedného odkryvu – napr. opustený lom (d. b. Z-117) – môžeme pozorovať skoro všetky vymenované variety. Typická plošne paralelná, páskovaná a okatá stavba sa vyznačuje prítomnosťou blastoporfyrických výrastlíc prevažne draselného živca, ktoré sú plasticky a krehko plasticky obtečené drobnozrnným kremeňovo-živcovo-sľudnatým matrixom. Spolu so živcom je duktilne deformovaný aj kremeň. Štruktúra týchto ortorúl varíruje od hrubozrnej, relatívne homogénnej blastogranitickej

a dynamofluviálnej až po výrazne usmernenú lepidogranoblastickú, definovanú zhlukmi biotitu a vyvlečenými fenokrystami K-živca do veľkosti často až niekoľko cm, prípadne iba deformovanými očkami plagioklasov, ako aj blastomylonitickú.



Obr. 3.1.1-2. a) Textúra drobnozrnnej ortoruly, b) detail páskovanej ortoruly (foto M. Kohút).

Základné minerálne zloženie ortorúl tvorí kremeň, plagioklas, K-živec, biotit, muskovit a jemnozrný sericit, ktorý pribúda so stupňom deformačnej premeny, v časti vzoriek je prítomný aj sillimanit. Akcesoricky sú v týchto ortorulách zastúpené zirkón, monazit, apatit ± granát.

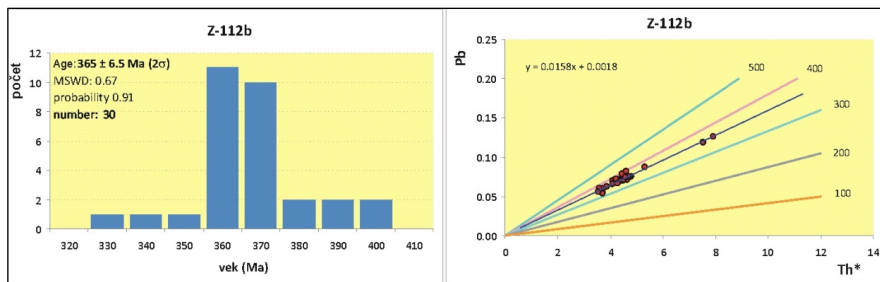
K-živec. – Mikroklin býva v deformovaných typoch dorastený kremeňovo-albitovou hmotou v tlakových tieňoch. Na jeho magmatický pôvod poukazujú zvýšené hodnoty bária v centrách fenokrystov, prípadne je „vytiahnutý“ do páskovaných agregátov, kde sa nachádza aj sillimanit.

Kremeň. – Je silne undulózny, s prejavmi vyššietplotnej plastickej deformácie a rekryštalizácie, prejavujúcej sa migráciou hraníc zrn a tvorbou subzrn, ako aj undulózneho zhášania.

Plagioklas. – Často je úplne sericitizovaný až saussuritizovaný, väčšinou má albitovo-oligoklasové, reliktné aj andezínové zloženie $An_{(7-38)}$.

Biotit. – Vyznačuje sa červeno hnedým pleochroizmom, niekedy so sagenitom, často je chloritizovaný až baueritizovaný a plasticke poohýbaný. Často sa vyskytuje s dobre vyvinutým priečnym muskovitom, niekedy aj so sillimanitom.

Protolitom týchto tlakovo-deformačne metamorfovaných hornín boli staršie (kambricko-ordovické) granity typu S. Vek metamorfizmu týchto ortorúl bol stanovený EMP analýzou monazitov na $365 \pm 6,5$ mil. r. (obr. 3.1.1-3). Tento vek udáva, že sú o niečo staršie ako hlavná masa granitických hornín Žiaru. Jej vek bol stanovený obdobnou metodikou na 352 – 342 mil. r.



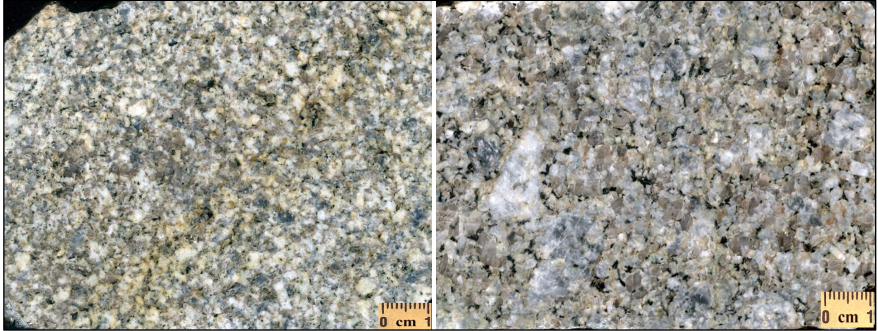
Obr. 3.1.1-3. Výsledky datovania metamorfózy ortorúl Žiaru z monazitov zo vzorky Z-112b očkatej ortoruly.

135 Granitizované polohy v ortorulách

Tento typ hornín sme sa rozhodli vyčleniť na geologickej mape, aby sme odlíšili ortoruly s prejavmi granitizácie od normálnych ortorúl v južnej šupine kryštalinika Žiaru, a hlavne dokumentovali, že sú odlišné aj od hlavnej masy granitických hornín Žiaru a celkove ich granitizácia má odlišný charakter, ako pozorujeme v žiarskych tatrídnych granitoch. V rámci južnej tektonickej šupiny budovanej ortorulovými horninami pozorujeme miestami partie vykazujúce charakter menšieho tektonicko-deformačného postihnutia (TDP), respektíve majú charakter granitických hornín, ale výrazne odlišný od normálnych granitoidov na sever od zlomu Bieleho potoka. Miestami je ťažké odlíšiť, či ide o variskú granitizáciu, alebo sú to len polohy – „budiny“ – v rámci tektonických tieňov, kde tektonicko-deformačné postihnutie pôvodných kambricko-ordovických magmatitov sa nezaznamenalo tak výrazne, aby sme ich mohli označiť ako ortoruly s. s. Treba povedať, že Veters (1909) neodlišoval tieto horniny od všeobecných ortorúl. Naproti tomu, Klinec (1956, 1958), ktorý ortoruly vôbec nevyčlenil, v danej oblasti identifikoval mikroklínové, prípadne aplitové granity. Granitizované ortoruly pozorujeme v oblasti Prostrednej hory, Pieskov, Hrabovských lazov, Pňkov, Urbárskej hory a východne od Panského lesa.

Makroskopicky sú to stredno- až hrubšie zrnité horniny sivej farby, miestami so žltookrovým nádychom a patinou. Majú všesmerne zrnitú až nevyrazne porfyrickú textúru s náznakom deformačného usmernenia (obr. 3.1.1-4). Ich štruktúra je hypidiomorfne zrnitá, porfyrická, lokálne pri vyťahnutých zrnách živcov a kremeňa s náznakom dynamofluviálnej štruktúry. Na minerálnom zložení granitizovaných ortorúl sa podieľajú kremeň, plagioklas, K-živcov, biotit a muskovit. V akcesorickom množstve sú prítomné zirkón, apatit, monazit, ilmenit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny ± opakované minerály.

Kremeň. – Tvorí väčšie zrná či agregáty s alotriomorfným vývojom vo veľkosti do 2 – 3 mm, v medzizrnových priestoroch je v drobnejšom vývoji spolu so živcami. V závislosti od tektonickej deštrukcie horniny môže byť viac či menej podrvnený, s čiastočným undulóznym zhášaním. Pokiaľ je uzatvorený v živcoch (staršia generácia), je izometrický, kvapkovitých tvarov.



Obr. 3.1.1-4. Typické textúry granitizovaných ortorúl z južnej časti pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Plagioklas. – Tvorí zrná s alotriomorfným až hypidiomorfným obmedzením, len ojedinele boli pozorované idiomorfne tvary aj vo forme „výrastlíc“ do 0,6 až 0,8 cm. Väčšinou sa vyskytujú dve až tri generácie (Plg I – III). Bazicita Plg I varíruje v rozsahu $An_{(25-35)}$ v rámci oligoklasu – andezínu, väčšinou sú to viac-menej premenené jadrá starších plagioklasov uzatvorených v Plg II. Ich bazicita varíruje v rozsahu $An_{(15-30)}$ (kyslý až bázický oligoklas), pričom táto generácia sa vyznačuje menšou sericitizáciou, ako aj albitovým a menej častým karlovarským lamelovaním. Plg III tvorí kyslejšie okraje kompozitných zrn plagioklasov, väčšinou s albitovým zložením.

K-živce. – Zastupuje ich hlavne ortoklas, ktorý vytvára hypidiomorfné až idiomorfne, menej alotriomorfné obmedzené zrná, miestami aj sivé „výrastlice“ do 1,5 cm, prípadne vyplňa medzizrnové priestory. Zrná ortoklasu sú často mikroklinizované mriežkovaným mikroklinom. Často uzatvára staršie a drobnejšie plagioklasy a kvapkovitý kremeň, zriedkavejšie drobný biotit.

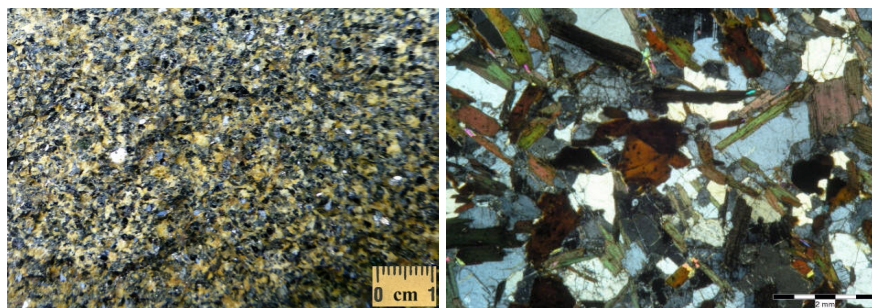
Biotit. – Je hnedý až červenohnedý, tvorí drobnejšie aj väčšie lupene a zhľuky. Jeho množstvo je premenlivé. Býva premenený, chloritizovaný a baueritizovaný, uzatvára hlavne zirkón a apatit. Prerastá navzájom s muskovitom.

Muskovit. – Tvorí menšie lupene alebo ich zhľuky s biotitom, bežný je v jemnozrnnom vývoji ako produkt sericitizácie plagioklasu. V niektorých typoch nie je vôbec prítomný.

133 biotitické pararuly

Biotitické pararuly podľa analógie s ostatnými západokarpatskými metamorfovanými komplexmi patria k najstarším geologickým jednotkám na Slovensku. Predpokladá sa, že sedimentovali v staropaleozoickom období, majú polymetamorfný charakter, pričom variská periplutonická metamorfóza zamaskovala prípadné staršie metamorfné udalosti a dnes už nemožno vylúčiť ani ich kriedové anchimetamorfné postihnutie. Biotitické pararuly sú rozšírené hlavne v južnej časti pohoria, kde sa vyskytujú vo forme xenolitov v rámci „starých granitoidov“ – ortorúl v oblasti Dbalu, Hlbokej doliny (*Tiefer Grund Riegel*), Zadkov, Prostrednej hory, Hrabovca a Hrabovských lazov.

Makroskopicky sú to sivé až tmavosivé horniny, miestami aj tmavohnedosej farby. Majú výrazne plošne paralelnú, bridličnatú a lupeňovitú textúru, lokálne sa vyznačujú páskovanou, respektíve migmatitickou textúrou. Väčšinou majú jemnozrnný až drobnozrnný, ojedinele aj strednozrnný charakter (obr. 3.1.1-5a). Majú usmernenu, lepidogranoblastickú, fibrolepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru (obr. 3.1.1-5b). Porfyroblastická štruktúra kontaktných rúl býva miestami rohovcová až dlažbovitá. Na minerálnom zložení sa podieľajú: kremeň, plagioklas (albit až oligoklas), ojedinele aj K-živec (ortoklas), biotit, muskovit, \pm sillimanit, \pm granát, lokálne bol pozorovaný aj staurolit a pinitizovaný kordierit. Z akcesórií sa vyskytuje zirkón, apatit a monazit. V rámci petrografických typov medzi metasedimentmi prevládajú muskoviticko-biotitické ruly s dosť hojným sillimanitom a miestami aj s kordieritom. Tieto muskoviticko-biotitické ruly miestami vystupujú spolu s granaticko-biotitickými rulami. Menej časté sú čisto biotitické ruly a kremenné variety rúl bohaté na kremeň.



Obr. 3.1.1-5. a) Typická textúra biotitickej pararuly, b) štruktúra biotitickej pararuly v prechádzajúcom svetle (skríženú nikoly) (foto M. Kohút).

Ruly predstavujú produkt premeny ílovito-piesčitých sedimentov, často s vyšším obsahom Al. Boli postihnuté metamorfózou vysokého stupňa až silli-

manitovej zóny amfibolitovej fácie, navyše, zdôraznenej kontaktne termickým pôsobením hercýnskych granitoidov. Granitoidy spôsobili aj lokálnu feldšpatitizáciu a migmatitizáciu rúl.

Majú peliticko-psamitický charakter, čo sa miestami prejavuje striedaním bohatších biotitických partií (pôvodne pelitické – fľovité – bridlice) a kremenno-živcových polôh (pôvodné droby). Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto pôvodne klastogénnych, viac či menej chemogénnych sedimentov bol recyklovaný panafrický kontinentálny magmatický oblúk severného okraja Gondwany (pozri napr. Ivan et al., 2001). Majú veľmi pestré minerálne, ako aj chemické zloženie. Minerálne asociácie rúl južnej časti Žiaru sú takéto: kremeň (Qtz) + plagioklas (Pl) + biotit (Bt) + muskovit (Ms), Qtz + Pl + Bt + granát (Grt) ± sillimanit (Sil) ± Kfs ± Cdr. Na minerálnom zložení sa podieľajú tieto minerály: *Kremeň*. – Tvorí alotriomorfne granoblastické, undulózne zhasávajúce zrná s veľkosťou do 2 mm, v migmatitizovaných partiách tvorí kremenno-živcové polohy.

Plagioklas. – Vytvára hypidiomorfne, ako aj alotriomorfne zrná, polysynteticky albiticky lamelované, miestami zonálne. Bazicitá (meraná metódou SZ) je $An_{(8-30)}$. Lokálne býva sericitizovaný.

Biotit. – Vytvára lupienky s veľkosťou do 2,5 mm, ktoré sú pleochroické. Uzatvárajú drobné zrná zirkónov a apatitu, tvoria agregáty s muskovitom a sillimanitom. Miestami sú chloritizované, prípadne baueritizované.

Muskovit. – Vytvára drobné lupienky veľké do 1,2 mm, ktoré často prerastajú s biotitom.

K-živec. – Vyskytuje sa podstatne menej ako plagioklas v podobe alotriomorfnych zrn s veľkosťou do 0,4 mm.

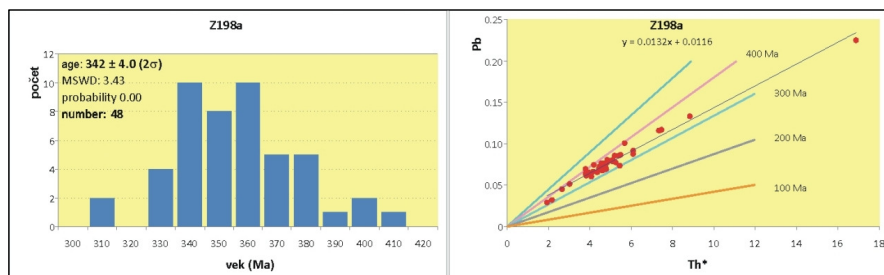
Granát. – Tvorí drobné idiomorfne zrná, miestami zonálne.

Sillimanit. – Najčastejšie je fibrolitický, navzájom prerastá s biotitom.

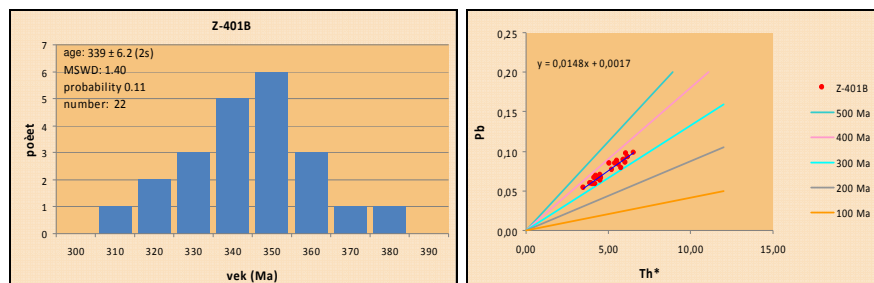
V akcesorickom množstve sa vyskytujú apatit, zirkón, monazit ± pinitizovaný kordierit (Miko in Gašparik et al., 1995). Monazity zo silne granitizovanej časti (metatexitu) sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ, pričom sa zistil vek blízky granitizácii komplexu, 342 ± 4 mil. r. (obr. 3.1.1-6).

Sporadické úlomky a jediný prípad povrchového odkryvu plošne usmerených kryštalických bridlíc sa zaznamenali v okrajových areáloch granitoidného kryštalínika na severe územia. Vcelku rovné, hoci zväčša nespojité foliačné plochy vymedzuje biotit, niekedy hornina nadobúda málo usmerený rohovecový ráz. Termálne periplutonické metamorfne prepracovanie naznačuje aj polygonálne usporiadanie plagioklasových zrn v mikroštruktúre horniny. Celkovo v rulách prevažuje lepidogranoblastická štruktúra, s lokálnymi náznakmi rohovecovej textúry. V minerálnom zložení prevažuje kremeň (47 – 55 obj. %), zastúpený je aj kyslý plagioklas (približne An_{22}) a tmavohnedý biotit, ku ktorým sa v menšej miere pridružujú K-živec a lupene zväčša priečneho muskovitu, dosahujúce veľ-

kosť až 1 – 2 mm. V lokalizovaných zónach ruly podliehajú alpínskym premenám, ako je sericitizácia plagioklasu a chloritizácia alebo baueritizácia biotitu. K bežne rozšíreným akcesorickým minerálom patrí zirkón, apatit a monazit. Datovanie monazitu na elektrónovej mikrosonde preukázalo relatívne homogénny záznam (obr. 3.1.1-7) s prevažujúcim vekom 350 (\pm 15) mil. rokov, čo dobre odrzkadľuje dominujúci prikontaktný účinok granitoidného plutónu pri pre-tvorení (meta)vulkanicko(?) - sedimentárneho substrátu.



Obr. 3.1.1-6. Výsledky datovania monazitov zo vzorky Z-198a granitizovanej pararuly z južnej časti kryštalinika.



Obr. 3.1.1-7. Vekový záznam monazitov z biotitickej ruly (d. b. MK-401B) uzavretej na severnom okraji granitoidného telesa.

Tieto ruly možno najskôr stotožňovať s rulovými horninami opísanými z vrtu GT-10 na okraji Turčianskej kotliny pri Slovenskom Pravne (Miko in Gašparik et al., 1991). Okrem uvedených, v podstate monotónnych biotitických rúl boli z vrtného jadra opísané aj sillimaniticko-biotitické typy s kordieritom, ojedinele aj drobný granát. Táto minerálna asociácia podčiarkuje periplutonický účinok granitoidu a zodpovedá vyšším častiam nižšietlakovej amfibolitovej fácie. Prevrásnenie rulových hornín, ako aj vývoj základnej metamorfnej biotitovej foliácie možno najskôr stotožňovať s prejavmi hercýnskej regionálnej metamorfózy. Je zrejmé, že ide o obdobné horniny, aké sú v hojnejšej miere zastúpené na južnom cípe žiarskeho kryštalinika (pozri text predtým).

Hercýnske granitoidné horniny (spodný karbón)

V hlavnej fáze a záverečných fázach hercýnskeho orogénu po hlavnom vrásnení a metamorfóze vystúpili rozsiahle granitoidné telesá. Počas pomerne širokého časového rozpätia granitizácie (370 – 250 mil. r.) vznikli a intrudovali v Západných Karpatoch syn- a neskoroorogénne granitoidy stredne veľkej diferenciačnej škály. Tak ako vo väčšine jadrových pohorí, aj v pohorí Žiar granitoidné horniny vytvárajú základ kryštalinika – budujú podstatnú časť morfolologickej hrasti. Vek granitoidných hornín pohoria Žiar bol doteraz izotopicky determinovaný len na základe Ar/Ar metódy indikujúcej vychladnutie plutónu pri kryštalizácii muskovitu pri teplote nižšej ako 420 °C, resp. biotitu pri teplote nižšej ako 300 °C (Kráľ a Štarková, 1995), a to na 338,1 ± 1,7 mil. r., resp. 287 ± 1,3 mil. r. Rozloženie jednotlivých typov granitoidov v masíve Žiaru je pomerne symetrické. Poukazuje na jeho zonálnu stavbu so smerom pretiahnutia kryštalického jadra (SZ – JV), modifikovanú pri exhumácii hrasti v kenozoickom období. Základné typy granitoidných hornín, ktoré vo vertikálnom reze reprezentujú rôzne úrovne masívu, sa podieľajú na stavbe granitického masívu v rámci celého masívu Žiar.

132 Strednozrné biotiticko-amfibolické diority

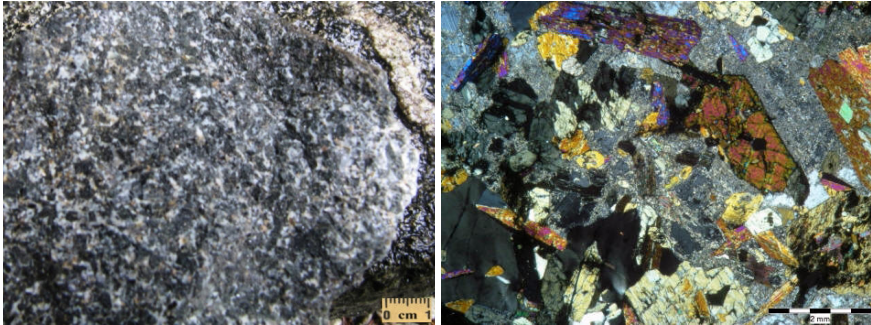
Tento typ intermediálnych granitických hornín v pohorí Žiar tvorí iba malé teliesko uprostred normálnych stredno- až hrubozrnných, nevýrazne porfyrických granodioritov v doline Bieleho potoka v oblasti Talenia. Prvý raz ich v pohorí Žiar identifikovali a opísali Uher a Miko (1994).

Makroskopicky sú to tmavé čierosivé stredno- až (±)hrubozrnné horniny (veľkosť zrn 0,4 – 6 mm) so všesmerne zrnitou textúrou, s nápadnými prizmatickými amfibolmi a lupeňmi biotitu (obr. 3.1.1-8a). Majú dioritickú, hypidiomorfne zrnitú štruktúru (obr. 3.1.1-8b), miestami aj typickú kumulátovú, s makroskopickým amfibolom tmavej zelenočiernej farby (0,3 – 0,6 cm) v drobnozrnejšej mase zloženej z amfibolu, plagioklasu a kremeňa. Na minerálnom zložení sa podieľajú plagioklas, obyčajný amfibol zodpovedajúci aktinolitickému hornblendu až aktinolitu, kremeň, biotit ± K-živec.

V akcesorickom množstve sa vyskytuje titanit, zirkón, apatit, magnetit, pyrit, epidot ± allanit.

Plagioklas. – Je to najrozšírenejší minerál. Je hypidiomorfny až xenomorfny, často intersticiálny. Mladšie postavenie v rámci kryštalizačnej sukcesie zdôrazňuje aj jeho relatívne kyslé zloženie medzi oligoklasom až andezínom $An_{(30-35)}$, pričom v niektorých prípadoch bazicita smerom k okrajom kryštálov dokonca stúpa. Je preto otáznne, či ide skutočne o primárny plagioklas pôvodnej interme-

diálnej magmy, alebo o produkt kontaminácie okolitou granitovou taveninou obohatenou o alkálie.



Obr. 3.1.1-8. a) Všesmerne zrnitá textúra dioritu so žilkou aplitu, b) hypidiomorfnie zrnitá štruktúra dioritu (foto M. Kohút).

Amfibol. – Tvorí nápadné zelené idiomorfné zrná (až 6 mm dlhé stĺpčekovité, vzácne zdvojitované kryštály), pričom často asociuje s biotitom. Chemicky zodpovedá aktinolitickému hornblendu až aktinolitu ($mg\# = 0,52 - 0,83$), miestami je zatláčaný biotitom a lokálne je aj chloritizovaný.

Kremeň. – Väčšinou je xenomorfný, s veľkosťou do 0,3 – 0,5 mm vo výbruse, ale aj drobnozrný – intersticiálny, často s undulóznym zhášaním.

K-živec. – Vyskytuje sa iba ojedinele vo forme vláskovitého intersticiálneho ortoklasu, miestami tvorí aj menšie xenomorfné zrná s perthitickým habitom. Lokálne je albitizovaný vo vývoji šachovnicovitého albitu.

Biotit. – Tvorí hypidiomorfné lupienky dlhé až do 2,5 mm. Vyznačuje sa pleochroizmom hnedých a žltých odtieňov, prerastá s amfibolom a býva poikiliticky uzatvorený aj v plagioklasoch. Chemicky je to horečnatý biotit s $Fe/(Fe + Mg) = 0,27 - 0,31$, pričom sa najviac blíži k flogopitovému koncovému členu.

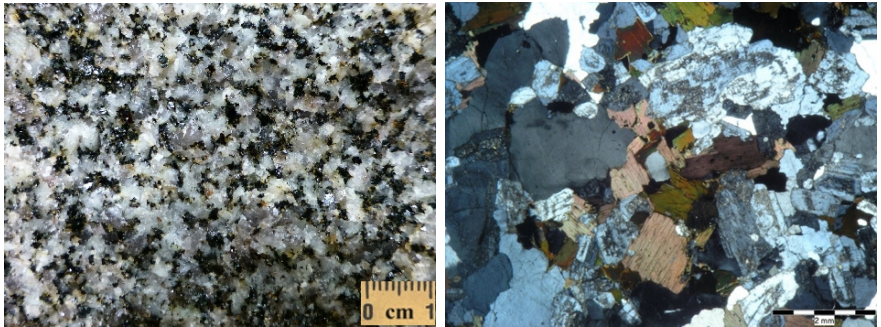
Zirkón. – Vyznačuje sa nápadne veľkými kryštálmi (často dlhými až 0,5 až 1 mm) a dlhoprizmatickým habitom s predĺžením pomeru dĺžky k šírke kryštálu na viac ako 3 : 1.

Na styku dioritov a okolitých granitoidov môžeme pozorovať úzke lemy leu-kotonalitov. Tenké aplitové a pegmatitové žilky lokálne nepravidelne prenikajú aj priamo do dioritového telesa a na ich okraji sú vyvinuté biotitové lemy. Diority možno považovať za samostatné postmetamorfné magmatické intruzívne prieniky, ktoré sa pravdepodobne sformovali v začiatku hercýnskeho granitoidného magmatizmu. Možné synplutonické „dajky“ boli v pohybujúcej sa mase okolitých granitoidov dezintegrované a zachovali sa vo forme menších teliesok (do pár metrov). To je aj prípad z Talenia – Vysokého vrchu.

131 strednozrné biotitické granodiority (až granity)

Strednozrné, rovnomerne zrnité biotitické granitoidy sa nachádzajú na severnom ohraničení kryštalinika v oblasti medzi Rudnom a Slovenským Pravnom, ako aj v malom granitoidnom okne v oblasti Výšiny – sedla pod Vyšehradom v závere doliny Vyšehradného potoka. V nedávnej minulosti sa tieto horniny nazývali „biotitické hybridné granodiority“, pretože vo vrtoch v oblasti Slovenského Pravna (GT-9, GT-10 – Miko in Gašparik et al., 1995) tieto granodiority voľne prechádzali do biotitických rúl až migmatitov. Tento typ granitoidov tvorí najvrchnejšiu časť granitického plutónu. Makroskopicky sú to sivé, rovnomerne zrnité strednozrné, lokálne aj drobnozrné horniny, ojedinele aj so šlírovitými zvyškami neabsorbovaných biotitických pararúl. Majú všesmerne zrnitú, rovnomerne zrnitú až masívnu, miestami šlírovitú textúru (obr. 3.1.1-9a). Štruktúra týchto granitoidov býva väčšinou hypidiomorfne zrnitá (obr. 3.1.1-9b).

Na minerálnom zložení týchto granitoidov sa podieľajú plagioklas + kremeň + K-živec s veľkosťou do 2 až 4 mm, lupienky slúdu, najmä biotitu, dosahujú 1 až 2,5 mm. Zriedkavý muskovit vystupuje v zhlukoch s biotitom s veľkosťou lupeňov do 1,5 mm. K vedľajším neskoromagmatickým fázam zaraďujeme drobný muskovit pozdĺž biotitových lupeňov alebo albitickomyrmekitový lem na styku plagioklasu a K-živca. K nízkotermálnym druhotným premenám náleží najmä alterácia biotitu na „bauerit“ a vývoj chloritu, miestami aj epidotu. S „baueritizáciou“ (vybielovaním) súvisí odmiešavanie oxidov Fe a vývoj sagenitu.



Obr. 3.1.1-9a, b. Typická textúra a štruktúra biotitických granodioritov z pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Plagioklas. – Vyskytuje sa v podobe hypidiomorfných a alotriomorfných zrn, len ojedinele boli pozorované idiomorfne tvary, často však tvorí zhluky minerálov s veľkosťou do 3 – 5 mm. Väčšinou sa vyskytujú dve až tri generácie (Plg I – III). Bazicitá Plg I varíruje v rozsahu $An_{(25-38)}$ v rámci andezínu – väčšinou

sú to intenzívne premenené jadrá starších plagioklasov, lokálne oscilačne zonálne uzatvorené v Plg II. Ich bazicita varíruje v rozsahu $An_{(17-33)}$ – kyslý až bázický oligoklas, pričom táto generácia sa vyznačuje menšou sericitizáciou, ako aj albitovým a menej častým karlovarským lamelovaním. Plg III tvorí kyslejšie okraje kompozitných zrn plagioklasov väčšinou s albitovým zložením.

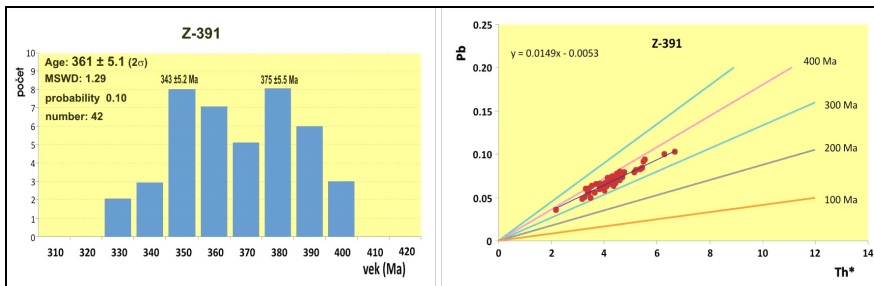
Kremeň. – Tvorí hypidiomorfne zrná a agregáty s alotriomorfným vývojom s veľkosťou do 2 – 3 mm. V medzizrnových priestoroch je v drobnejšom vývoji spolu so živcami. V závislosti od tektonického postihnutia horniny sa vyznačuje čiastočným undulóznym zhášaním alebo je viac či menej podrvený. Pokiaľ je uzatvorený v živcoch (staršia generácia), je izometrický, kvapkovitých tvarov.

K-živce. – Zastupuje ich hlavne ortoklas, ktorý vytvára alotriomorfne, menej hypidiomorfne obmedzené zrná veľkosti do 2 až 4 mm, prípadne vyplňa medzizrnové priestory. Zrná ortoklasu sú často pertitické, menej často môžu byť čiastočne mikroklinizované mriežkovaným mikroklinom, zriedkavo tvorí aj samostatné zrná. Často uzatvára staršie a drobnejšie plagioklasy a kvapkovitý kremeň, zriedkavejšie drobný biotit.

Biotit. – Vyskytuje sa v hnedých až hnedozelených pleochroických odtieňoch. Tvorí drobnejšie aj väčšie lupene a zhluky veľké do 3 – 4 mm. Jeho množstvo je premenlivé. Býva len slabobremenený, uzatvára hlavne zirkón, apatit a monazit. Lokálne prerastá s muskovitom. So stúpajúcou alteráciou horniny sa môže zvyšovať aj premena biotitu (vybieleňovanie, chloritizácia, epidotizácia).

Muskovit. – Je podstatne menej zastúpený ako biotit. Lokálne tvorí lupene veľké do 1 – 1,5 mm, respektíve zhluky v asociácii s biotitom, väčšinou je to však bauerit. Bežný je v jemnozrnnom vývoji ako produkt sericitizácie plagioklasu. V niektorých vzorkách nie je vôbec prítomný, v iných môže byť zastúpený až v pomere 1 : 4 oproti biotitu.

Z akcesorických minerálov v tomto type biotitických granitoidov je prítomný zirkón, apatit, monazit, xenotím, ojedinele boli pozorované aj epidot a allanit, z rudných minerálov najmä magnetit a pyrit.



Obr. 3.1.1-10. Datovanie monazitov biotitického granodioritu zo Žiaru.

Monazity z týchto biotitických hybridných granitoidov boli datované na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ. Distribúcia bodových vekov vykazuje typickú bimodálnu charakteristiku s čiastkovými vekmi $343 \pm 5,2$ mil. r., resp. $375 \pm 5,5$ mil. r. a spoločným priemerným vekom $361 \pm 5,1$ mil. r. (obr. 3.1.1-10). Vyšší devónsky vek indikuje pravdepodobne regionálnu metamorfózu, kým mladší granitový magmatizmus.

130 svetlé porfyrické dvojsľudové granity až granodiority („žiarsky granit“)

Porfyrické granity tzv. žiarskeho typu prevládajú v najviac vyzdvihnutom centrálnom bloku ležiacom medzi Nedožermi-Brezanmi a Dubovým. Predstavujú najhlbšiu varietu granitických hornín Žiaru. Sú to svetlosivé horniny, stredno- a hrubozrnné, nerovnomerne zrnité, ale aj s masívnou, všesmerne zrnitou a typickou porfyrickou textúrou (obr. 3.1.1-11a, b). V tomto type hornín však pomerne často pozorujeme partie, kde sa nahromadili fenokrysty K-živca v dôsledku *filter pressingu*. Pri magmatickom toku bola veľkosť vykryštalizovaných výrastlíc taká veľká, až sa ich pohyb zastavil a tiekla iba drobnozrnná frakcionovaná magma (obr. 3.1.1-11c, d). Veľkosť zŕn nepresahuje 0,3 – 0,7 cm, kým výrastlice – fenokrysty K-živca – dosahujú veľkosť až 3 – 8 cm. Štruktúra hornín je nerovnomerne hypidiomorfne zrnitá a porfyrická, s častým *filter pressingom*. Zvýšenie obsahu K_2O v tavenine sa prejavilo nielen zvýšením množstva kryštalizačných jadier samostatných hypidiomorfných zŕn K-živca, ale aj rýchlou kryštalizáciou skeletálnych výrastlíc, ktoré pri rýchlejšom schladení taveniny (výstup do vyšších partií) neorientovane uzatvárali už vykryštalizované minerály (biotit, plagioklas, kremeň). Tieto výrastlice sú lepšie identifikovateľné v nave-tranom povrchu ako na leštenom povrchu, kde sa stratili rozdiely v ich štruktúrnom usporiadaní, zvýraznené práve zvetraním (obr. 3.1.1-11d).

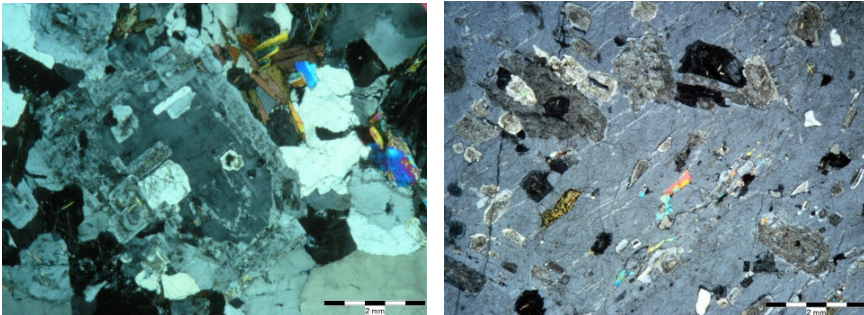


Obr. 3.1.1-11a, b. Typické textúry porfyrických žiarskych granitov z vrtu RAO-4 (foto M. Kohút).



Obr. 3.1.1-11c, d. Častý fenomén v porfyrických žiarskych granitoch – *filter pressing* (foto M. Kohút).

Majú typickú porfyrickú štruktúru s poikilitickým uzatváraním starších minerálov a hypidiomorfne zrnitú štruktúru (obr. 3.1.1-12). Na minerálnom zložení porfyrických žiarskych granitov sa podieľajú v podstate obdobné horninotvorné fázy ako v predchádzajúcom, „nevýrazne porfyrickom type“: plagioklas, K-živcov, kremeň, biotit a muskovit.



Obr. 3.1.1-12. Porfyrická štruktúra porfyrických žiarskych muskoviticko-biotitických granitov (skrížené nikoly) z pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Základná asociácia akcesorických minerálov v tomto type granitoidov je zirkón, apatit, ilmenit, monazit, ojedinele boli identifikované aj zrná anatasu, rutilu, xenotímu a niektoré rudné minerály.

V tomto type hornín sa realizoval vrt RAO-4 s hĺbkou 250 m (Kováčik et al., 2001). V rámci tohto vrtu sme pozorovali, že sa striedajú polohy s relatívne strednozrnným charakterom – veľkosť zrn kremeňa a živcov (Plg + K-živcov) sa pohybuje v rozmedzí 0,3 – 0,5 cm – s hrubo zrnnejšími polohami, kde veľkosť základných minerálnych komponentov varíruje od 0,7 do 1,3 cm. K-živcov miestami tvorí idiomorfne obmedzené fenokrysty veľkosti do 4 – 5 cm, v ktorých pozorujeme oscilačnú magmatickú zonálnosť, väčšinou bez uzavretín okolitých minerálov.

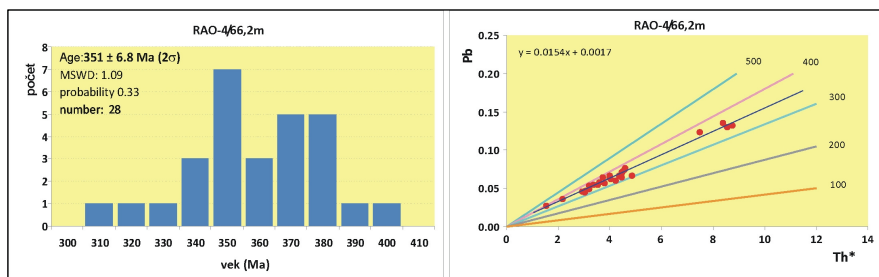
Poikilitické uzatváranie sľúd, hlavne Bt, ako aj Qtz a Plg, je možné už makroskopicky pozorovať v menších, často nedokonale obmedzených výrastliciach K-živca veľkosti do 1,3 – 1,5 cm. Distribúcia sľudnatých minerálov (Bt + Ms) je relatívne nehomogénna. V rámci profilu vrtu sú tu miesta, kde v kremenno-živcovej hmote je ich zastúpenie relatívne menšie a naopak. Čiastočne je ich distribúcia ovplyvnená aj nedokonalou asimiláciou rulovitých hornín v podobe xenolitov a šlírov. Podobne ich vzájomný pomer varíruje, celkove však dominuje Bt nad Ms v pomere 7 : 4, aj keď lokálne sa nachádzajú miesta, kde prevláda Ms nad Bt v niektorých hrubozrnných partiách.

Kremeň. – Tvorí dve generácie. Hypidiomorfné a alotriomorfné obmedzené zrná kremeňa I väčšinou výrazne undulózne zhášajú. Dosahujú veľkosť až 0,7 cm. Kremeň II vyplňa drobné trhlinky.

Plagioklasy. – Tvorí idiomorfne a hypidiomorfné zrná v základnej hmote s veľkosťou do 0,5 – 0,7 cm, kým fenokrysty dosahujú bežne do 1,3 – 1,7 cm. Zväčša tvoria dve až tri generácie. Bývajú polysynteticky lamelované podľa albitového zákona, ako aj komplikovanejších zákonov. Miestami sú zrná zonálne. Ich bazicita je Plg I = An_{24-31} (bázický oligoklas), Plg II = An_{7-19} zodpovedá albitu-oligoklasu, Plg III tvorí kyslejšie okraje kompozitných zrn plagioklasov väčšinou s albitovým zložením. Zrná plagioklasov sú prevažne intenzívne sericitizované, uzatvorené v K-živcoch majú albitové reakčné lemy.

K-živce. – Vytvára pertitické výrastlice bielej, menej sivastej farby s veľkosťou bežne do 2 – 4 cm, ojedinele až 8 cm, ktoré sú miestami čiastočne albitizované. Lokálne bývajú poikilitické, pričom uzatvárajú kremeň, plagioklasy, biotit a muskovit.

Biotit. – Má tmavogaštanovohnedú farbu. Často sa vyskytuje spolu s muskovitom, uzatvára hlavne zirkón, apatit a monazit. Väčšinou býva len slabopremený, so stúpajúcim obsahom muskovitu sa môže zvyšovať aj premena biotitu (vybieľovanie, chloritizácia, epidotizácia). Horečnatosť sa pohybuje od 0,28 do 0,35, pričom jeho zloženie sa mení smerom od siderofylitu k annitu.



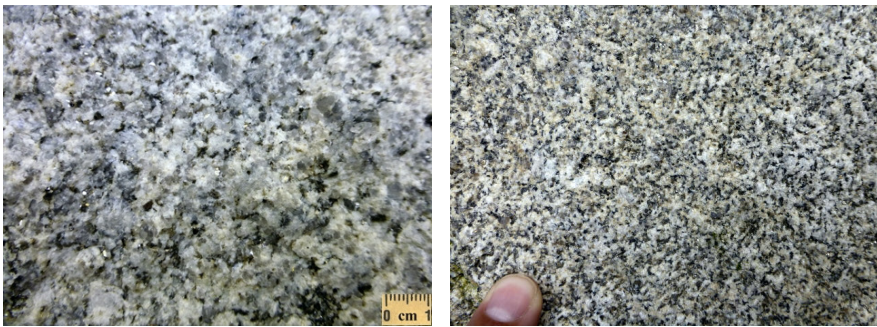
Obr. 3.1.1-13. Datovanie monazitov porfyrického žiarskeho granitu z vrtu RAO-4.

Muskovit. – Lupienky často prerastajú s biotitom, no vyskytujú sa aj samostatne v kremeňovo-živcovej hmote – predpokladáme ich primárny magmatický pôvod. Produktom premeny plagioklasu býva „hrubolupeňovitý“ sericit.

Monazity zo vzorky RAO-4/66,2 m z prieskumného vrtu boli datované na elektrónovom mikroanalyzátoře CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ. Zistený vek je $351 \pm 6,8$ mil. r. (obr. 3.1.1-13).

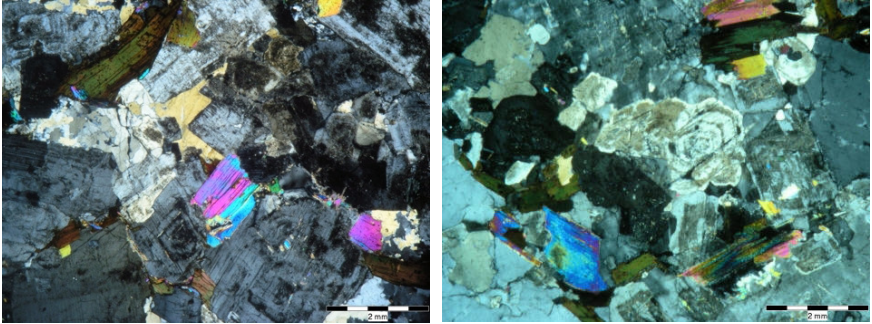
129 stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority, miestami porfyrické

Nevýrazne porfyrické granitoidy sa nachádzajú v bloku ležiacom ssv. od Nedožier-Brezian v oblasti Lehotskej doliny, ako aj východne od Malej Čausy medzi Čausianskymi lazmi a Chrenovskými lazmi. Tento typ granitoidov predstavuje strednú etáž v rámci stavby masívu, pretože podstiela „hybridné“ biotitické granodiority. Výrazne porfyrické granity – žiarsky typ s. s. – tvoria ešte hlbšiu etáž. Makroskopicky sú to svetlosivé, stredno- až hrubozrnné, lokálne aj drobnozrnné horniny. Tieto granitoidy obsahujú zrná svetlých minerálov (plagioklas + kremeň ± K-živec) s veľkosťou do 0,5 až 0,8 cm, ako aj fenokrysty K-živca, lokálne až do 2 – 3 cm. Lupienky slúd sú veľké do 0,4 cm (od porfyrického žiarskeho typu sa líšia hlavne menším počtom výrastlíc, čiastočne zrnitosťou a vzájomným pomerom slúd). Ich textúra je masívna, všesmerne zrnitá, miestami nevýrazne porfyrická (obr. 3.1.1-14).



Obr. 3.1.1-14. Typické textúry muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov (nevýrazne porfyrických) z pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Majú nerovnomerne hypidiomorfne zrnitú (obr. 3.1.1-15) a poikiliticko-porfyrickú štruktúru. Na horninotvornom minerálnom zložení sa podieľajú plagioklas, K-živec, kremeň, biotit a muskovit, z akcesorických minerálov v tomto type granitoidov je prítomný apatit, zirkón, monazit, xenotím, ilmenit, ojedinele boli pozorované aj anatas a rutil, z rudných minerálov najmä pyrit.



Obr. 3.1.1-15. Hypidiomorfne zrnitá štruktúra muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov (nevýrazne porfyrických) z pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Plagioklas. – Vystupuje v podobe hypidiomorfných zŕn s veľkosťou do 1,1 až 1,3 mm vo výbruse, ktoré miestami tvoria zhluky do 5 – 7 mm, ako aj fenokrysty do 8 mm. V podstate sú prítomné 3 generácie: Plg I predstavujú jadrá starších zŕn, ktoré sú alterované – sericitizované/saussuritizované, s bazicitou $An_{(26-36)}$. Tie dorastajú Plg II. generácie, ktoré sú albiticky lamelované, ako aj zrastajú podľa karlovarskeho zákona a majú bazicitu $An_{(18-32)}$. Uzatvárajú kremeň a biotit, tvoria aj samostatné, nepravidelne obmedzené zrná v matrixe zrastajúce s K živcom a kremeňom. Plg III tvorí albit v podobe lemov na starších zrnách, prípadne je drobnozrnný v matrixe. Lokálne bol pozorovaný aj myrmekit.

K-živec. – Tvorí výrastlice, ale aj menšie hypidiomorfne zrná. Vystupuje v podobe ortoklasu a mikroklínu so znakmi tlakového postihnutia, poikiliticky uzatvára všetky ostatné minerálne formy. Lokálne boli pozorované aj pertitické formy prerastania s albitom – plameňovitý a šachovnicový.

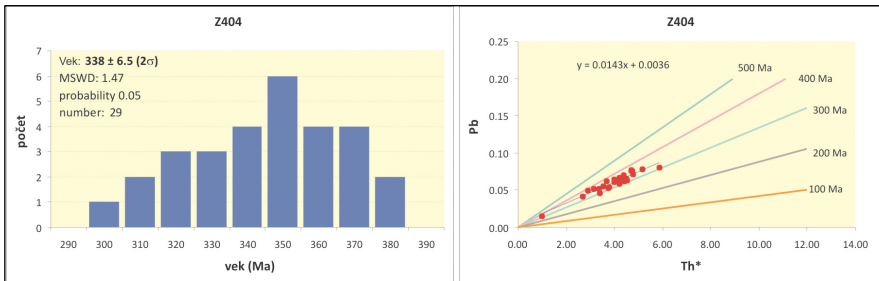
Kremeň. – Tvorí väčšie zrná či agregáty s alotriomorfným vývojom s veľkosťou do 2 – 3 mm, v medzizrnových priestoroch je v drobnejšom vývoji spolu so živcami. V závislosti od tektonického postihnutia horniny môže byť viac či menej podrvený, s čiastočným undulóznym zhášaním. Pokiaľ je uzatvorený v živcoch (staršia generácia), je izometrický, kvapkovitých tvarov, obdobný sa zriedkavo nachádza aj v biotite.

Biotit. – Xenomorfné pretiahnuté lupienky s veľkosťou do 2 – 3 mm často prerastajú s muskovitom. Vyznačuje sa pleochroizmom hnedých odtieňov, miestami je chloritizovaný, menej často epidotizovaný a býva aj vybielený – baueritizovaný. Bežne uzatvára kremeň a akcesórie.

Muskovit. – Tvorí veľké lupienky, často veľké až do 2 – 4 mm. Prerastá s biotitom, ale vystupuje aj samostatne v kremeňovo-živcovej hmote. Bežný je aj v jemnozrnnom vývoji ako produkt sericitizácie plagioklasu.

Hrubozrné granitoidné variety majú oproti normálnym stredozrným granodioritickým varietám nižší obsah apatitu, ilmenitu a magnetitu a vyšší obsah monazitu, xenotímu a anatasu (Miko a Határ, 1976).

Monazity z týchto nevyrazne porfyrických granitoidov boli datované na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ. Distribúcia bodových vekov vykazuje typickú štandardnú charakteristiku s priemerným vekom $338 \pm 6,5$ mil. r. (obr. 3.1.1-16).

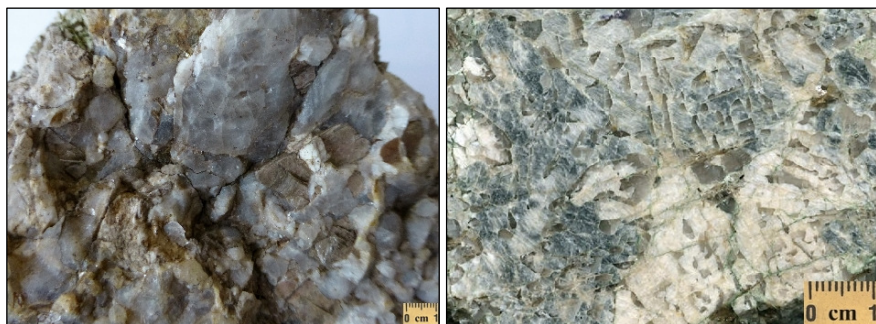


Obr. 3.1.1-16. Datovanie monazitov nevyrazne porfyrického granitu z pohoria Žiar.

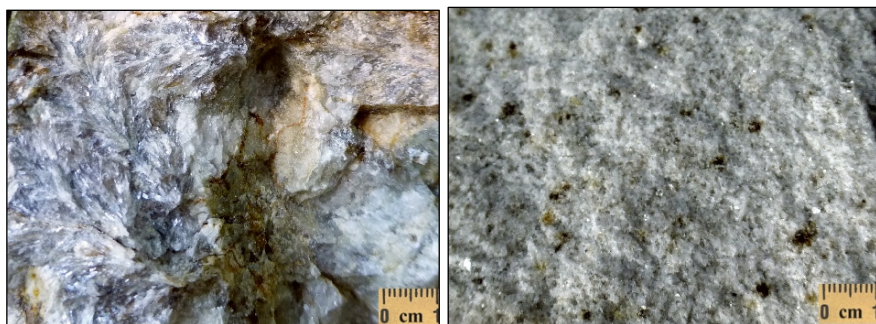
128 žily aplítov a pegmatitov

Pegmatity a aplity ako frakcionované zvyškové granitoidné žilné horniny sú pomerne časté v granitovom masíve pohoria Žiar. Nachádzajú sa v bežných hercýnskych granitoch, ale aj v metamorfitoch, či už v ortorulových – starých granitoch, alebo aj v pararulách. Väčšinou však tvoria len izolované menšie žily do 20 až 50 cm, ktoré neboli vyznačené na mape. Niekoľkometrové žilné roje a hniezda boli zmapované v rámci porfyrických žiarskych granitov v oblastiach Zákluky, Brezianske lazy, Dievčie kríže, Halakšínce, Širiakov, Závozie, Nad Havranovom, Hore úpustom, Košarisko – Pod Macangovou – Na majeri – Kalné vrchy, ale aj v oblasti Hôrky a na hrebeni medzi Kobasejovými jamami a Košariskom. Vo väčšine prípadov tieto žily pegmatitoidov majú smer SV – JZ, respektíve VSV – ZJZ a môžu predstavovať klasické protomagmatické kontrakčné pukliny vznikajúce pri chladnutí masívu, vyplňajúce sa zvyškovou frakcionovanou granitickou taveninou. Pegmatity ako hrubozrné variety sa vyskytujú vo dvoch farebných odtieňoch, a to svetlých bielych (bieloružovkastých) a tmavších sivastých odtieňoch (obr. 3.1.1-17). Aplity ako drobnozrné variety sa vyskytujú iba v svetlých bielych, bielužových až bielosivastých odtieňoch. Určujúcim pre ne je množstvo a veľkosť granátov a prítomnosť sľúd. Makroskopicky sú pegmatity Žiaru hrubozrné, nerovnomerne zrnité horniny. Na ich stavbe sa podieľajú: kremeň sivastej farby s veľkosťou do 1 – 2 cm, miestami aj 3 – 5 cm, biely až pleťovo ružový, ale aj tmavosivý K-živce s veľkosťou do 2 – 3 cm, miestami

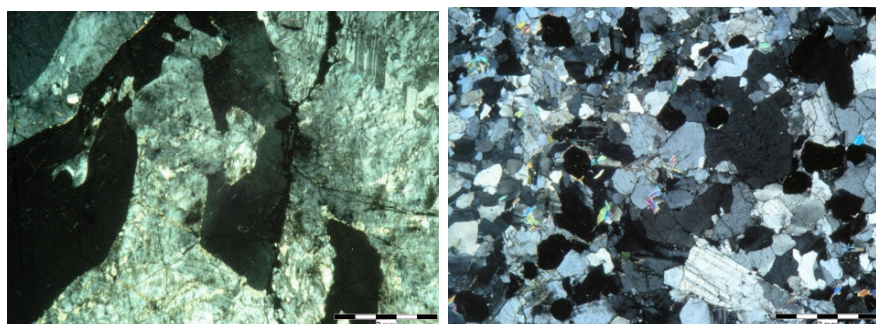
však tvorí aj agregáty veľké do 5 – 7 cm, a biely plagioklas, ktorý dosahuje veľkosť do 2 cm. Zo slúd prevažuje muskovit s maximálnou veľkosťou lupieňov do 2 – 3 cm, ojedinele však boli pozorované aj vejárovité až trsovité zhluky (obr. 3.1.1-18a), a biotit (obr. 3.1.1-19a).



Obr. 3.1.1-17. Základné typy pegmatitov v kryštaliniku pohoria Žiar (foto M. Kohút).



Obr. 3.1.1-18. a) Trsovitý muskovit v pegmatite; b) granatický aplit (foto M. Kohút).



Obr. 3.1.1-19. a) Typická klinovitá štruktúra pegmatitu; b) panalotriomorfne zrnitá štruktúra granatického aplitu z pohoria Žiar (foto M. Kohút).

Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje granát, menej zirkón, apatit a rudné minerály. Ojedinele sa vyskytuje beryl, ktorý opísal už Fiala (1931) z údajnej zbierky D. Štúra. Pri detailnom štúdiu na elektrónovom mikroanalyzátore sa dajú identifikovať aj a minerály kolumbitovo-tantalitovej skupiny.

Aplity sú masívne, jemno- až drobnozrnné horniny svetlých, najčastejšie bielosivých odtieňov s béžovým nádychom (obr. 3.1.1-18b). Vystupujú spolu s pegmatitmi, od ktorých sa líšia veľkosťou zrna (menej ako 2 mm). Majú podobné minerálne zloženie, len biotit obsahujú iba zriedka. Majú všesmerne zrnitú textúru, miestami sa označujú aj ako „cukrovité“. Ich štruktúra je aplitická až panalotriomorfne zrnitá (obr. 3.1.1-19b).

Biely jemnozrnný aplitický granit sa zvyčajne vyskytuje v úlomkoch, len zriedkavo ho možno pozorovať vo svetlých žilách hrubých asi 0,5 m, pretínajúcich „základný“ granit-granodiorit. Ostrý vzájomný kontakt spolu so smerovou orientáciou žíl vyjadruje, že aplitický granit (obr. 3.1.1-20) prenikal do stuhnutého prostredia pravdepodobne v období neskorohercýnskej pokolíznej krehkej tektoniky. Minerálne zloženie charakterizuje kremeň, albitický plagioklas a K-živce s nevýznamným zastúpením muskovitu. Zrnitosť je vcelku heterogénna, zrná dosahujú v priemere veľkosť



0,5 až 1 mm. V horninovej štruktúre sa miestami vyskytujú aj 2 – 3 mm živce, K-živce má niekedy charakter poikilitickej výrastlice. Podobne muskovit miestami kryštalizuje až na 2 mm lupene. V orientačných vzorkách je v nevýznamnom množstve, ale systematicky zastúpený granát s veľkosťou zhruba 1 mm. Modálna analýza aplitického granitu s muskovitom (vz. MK-30 v kap. 3.7.1) posúva túto horninu v QAP diagrame na hranicu s kremenným granitoidom.

Obr. 3.1.1-20. Aplitická žila pretínajúca hrubozrnný dvojsľudový granit (d. b. MK-30).

Hrubšie pegmatitové žily majú zväčša vnútornú zonálnosť charakterizovanú prítomnosťou aplitických pegmatitov spolu s grafickými a blokovitými mikro-

klínmi na okrajovej a prechodnej zóne a hrubozrnným vývojom kremeňa + mikroklínu ± albitu + muskovitu ± biotitu a blokovitého kremeňa v centrálnych zónach. Sivý pertitický mikroklín a biely albit formujú subhedrálne až euhedrálne kryštalické agregáty do veľkosti až 10 cm. Miestami sa červenohnedé, sčasti alterované kryštály granátu do veľkosti 0,5 – 0,8 cm vyskytujú v hrubozrnných prechodných zónach pegmatitov bohatých na mikroklín. Charakteristické akcesorické minerály pegmatitov Žiaru tvoria: zirkón, apatit, monazit-(Ce), vzácne xenotím-(Y), pyrit, beryl a minerály kolumbitovo-tantalitovej skupiny. Na základe prítomnosti Be-Nb-Ta minerálov v najviac frakcionovaných granitových pegmatitoch masívu Žiaru môžeme tieto pegmatity klasifikovať ako LCT skupinu, berylový typ a berylovo-kolumbitový subtyp vzácnoprvkových granitových pegmatitov v zmysle súčasnej klasifikácie (Černý a Ercit, 2005).

3.1.2. Mezozoikum

Mezozoický sedimentárny cyklus sa začal v spodnom triase usadzovaním kremenných klastických sedimentov na povrch hercýnskeho kryštalinika modifikovaný eróziou. V súlade so staršími údajmi ani pri aktuálnych mapovacích prácach sa nezistili vrchnopaleozoické členy. Tatrické mezozoikum sa v porovnaní s fatrickým nadložím vyznačuje neúplným vrstvovým sledom a miestami je možné badať relatívne slabšiu vyhranenosť jednotlivých litologických členov, čo je charakteristické najmä v jurskom slede. Prítomnosť slienitých jurských a spodnokriedových členov a rudimentárne nálezy rádioláriových vápencov umožňujú žiarsku sukcesiu zaraďovať k hlbokovodným obalovým jednotkám. V kriedovej obalovej sekvencii bol v litologickom súbore porubského súvrstvia biostratigraficky doložený cenoman – najmladší litologický člen, ktorý zavŕšil sedimentáciu tatrika v priestore pohoria Žiar.

Trias

127 lúžňanské súvrstvie: svetlé kremenné pieskovce, kremence (*spodný trias*)

Kremencová litofácia spodného triasu, ktorá je typická pre centrálnu Západné Karpaty, bola definovaná ako formálna litostratigrafická jednotka a pomenovaná lúžňanské súvrstvie (Fejdiová, 1980). Horniny sú zvyčajne svetlosivé a mliečnobiele, pri zvetrávaní nadobúdajú žlté až škoricové odtiene. Mezoskopické textúry majú prevažne masívny homogénny ráz. Horninovú stavbu hojne porušujú pukliny rozličného smeru. Orientačné merania na ojedinelých východoch naznačujú plytké až stredné severozápadné sklony vrstvitosti, čo neodporuje priebehu kontaktu kremencov s nadložnými gutensteinskými karbonátmi. Horniny na kontakte s kryštalickým podložím nenaznačujú prítomnosť klastických sedimen-

to pripomínajúcich vrchný perm, ale nie je zrejmy ani prednostný výskyt hrubozrnných klastických facií v spodných častiach spodnotriasového súvrstvia.

Z litologicko-textúrneho pohľadu možno rozlišovať viacero variet kremencových hornín. Základný typ predstavujú svetlé jemnozrné masívne kremence s nezreteľnou zrnitosťou, ktorú však možno dobre identifikovať mikroskopicky (pozri ďalej). Okrem týchto dominujúcich typov sa miestami vyskytujú aj hruboklastické polohy (obr. 3.1.2-1) s psefitickou veľkosťou klastov, ktoré sú zrnitostne zle vytriedené. Okrem prevažujúceho subangulárneho až semioválneho opracovania klastov občas badáme aj dobre opracované biele kremenné obliaky.

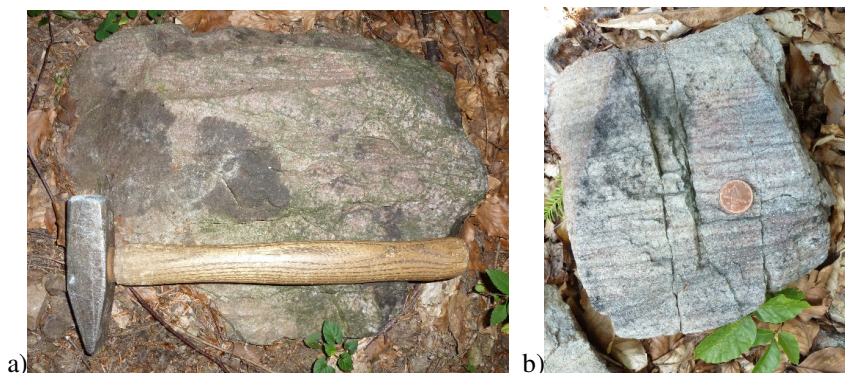


Obr. 3.1.2-1. a) Úzka vrstvička kremitého konglomerátu (d. b. MK-3) v masívnom kremenci; b) 2 – 3 cm veľké, slabo opracované klasty kremeňa (dole klast čierneho silicitu) v strednozrnej základnej hmote kremenca (d. b. MK-17 a -85); c) tenká vrstváková plocha hrubozrnného konglomerátu (d. b. MK-85); d) hrubozrnná kremeňovo-litická arkóza s klastami živca (svetlý), kyslého vulkanitu (hrdzavé klasty) a zelenej ílovitej bridlice (d. b. MK-389B).

Veľké klasty bývajú nepravidelne usporiadané v jemnejšej pieskovcovej základnej hmote, niekedy tvoria len tenké polohy, pravdepodobne vyjadrujúce náhlu sedimentačnú epizódu (obr. 3.1.2-1a-c). Kremenné klasty dosahujú veľkosť 5 až 30 mm, zvyčajne sú slabšie opracované, v zložení prevažuje biely, lokálne ružovo až fialovo sfarbený kremeň. Ako litoklasty nezriedka vystupujú zelenkavé bridlice predstavujúce rozrušené kalové usadeniny, opätovne uložené v hrubo-

zrnnejšom kremennom materiáli v podobe závalkov. Sporadicky sa vyskytujú jemnozrné litoklasty čiernych silicítov, ako aj nápadné, 0,5 – 1 cm veľké, hrdzavožlté zvetrávajúce úlomky acidného vulkanického materiálu sklovitej až felzitickej povahy (obr. 3.1.2-1d). V kremitých klastických sedimentov s arkózovou či drobovou afinitou je príznačná stála prítomnosť živcov, najmä K-živca.

Lokálne sa v tenkolavicových kvarcitických pieskovochoch nachádza aj väčšie množstvo klastického muskovitu, čo spolu s klastami živcov dokumentuje kontinentálny zdrojový materiál. Ako základnú súčasť kremenných spodnotriasových klastických sedimentov možno predpokladať granitoidné horniny zo širšieho okolia. V laminovaných typoch kremencov nezriedka vidno textúry šikmého zvrstvenia (obr. 3.1.2-2) svedčiace o dynamických litorálnych či fluviálnych podmienkach usadzovania.

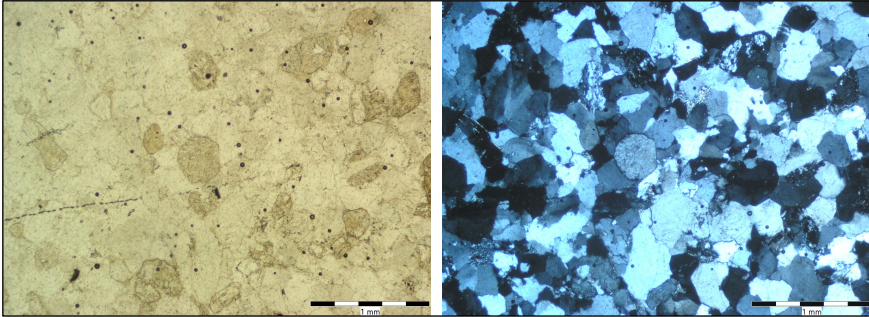


Obr. 3.1.2-2. V laminovaných kremencoch je možné pozorovať šikmé zvrstvenie (a), aj v podobe rozmyvových plôch (b, dole) (d. b. MK-84).

Mikroopis:

Petrograficky lúžňanské súvrstvie tvorí pestrá zrnitostná škála pieskovocho. Prítomné sú veľmi jemnozrné až jemnozrné (kremenné arenity až subarkózy), strednozrné, hrubozrné až veľmi hrubozrné typy (subarkózy až sublitenity, resp. jemnozrné polymiktné ortozlepence). Informatívne petrografické štúdium kremencových hornín potvrdzuje vo všetkých typoch kvarcitických hornín asi 85 – 97 % obsah klastického kremeňa. Kremenný inventár je zvyčajne slabšie a nerovnomerne opracovaný, v mnohých prípadoch prakticky chýba matrix (obr. 3.1.2-3). Ak sa vyskytuje, z hľadiska vzťahu klastov a matrixu možno štruktúru hornín hodnotiť ako dotykovú, lokálne pórovú. Pozoruhodná je nehojná, ale systematická prítomnosť K-živca, ktorý si napriek alteráciám často zachováva dobre obmedzené kryštálové tvary, obdobne ako niektoré kremenné zrná. To môže naznačovať blízky zdroj kyslého vulkanizmu (permský vulkaniz-

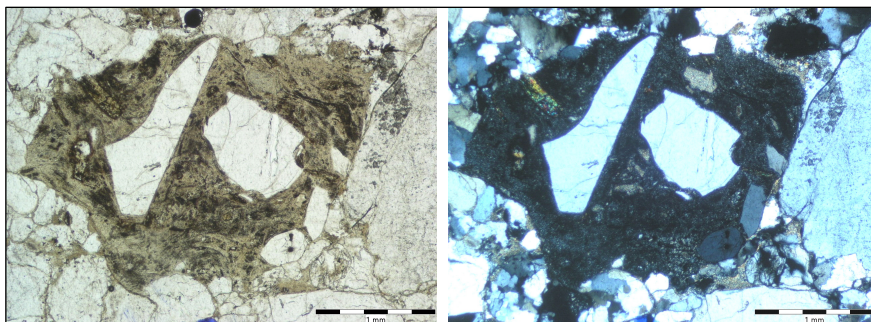
mus?) alebo tieto temer idiomorfne minerály majú autigénny (diagenetický?) pôvod. Polygenetický zdrojový materiál kremeňa podčiarkuje aj sporadický výskyt kremenných litoklastov – od jemnozrnných kremencov (s prímiesou sericitu), ktoré majú skôr intraformačný pôvod, až po rôznorodé litoklasty s odlišnou mikroštruktúrou kremennej hmoty (napr. orientovaná undulózna, lepidogranoblastická), naznačujúcou extraformačný pôvod.



Obr. 3.1.2-3. Pohľad na zrnitú štruktúru masívnych kremencov (vľavo neskrížené, vpravo skrížené nikoly) – charakteristický je minimálny obsah základnej hmoty, subangulárne klasty sa dotýkajú mozaikovito aj sutúrovito. Rozptýlený K-živce (zakalené zrná na ľavej snímke) býva hypidiomorfne obmedzený.

Klasty kremeňa sú rôzne vytriedené a opracované. Prevládajú zrná monokryštalického kremeňa (od 28 do 78 modálnych %) nad zrnami polykryštalických kremeňov (od 3,5 do 48,5 %). Silicity pozorujeme v priemere len do 1 %. V kremitych pieskovochoch sú bežne prítomné živce – prevládajú draselné živce (priemerne 5 %) nad plagioklasmi (priemerne 0,5 %), ktoré sú viditeľne zredukované alteráciou (hlavne sericitizáciou). Zastúpenie klastických slúd je tiež rôzne. Generálne prevládajú svetlé šupinky muskovitov (priemerne 2,4 %) nad nezriedka premenenými biotitmi (priemerne 0,8 %). Z litických úlomkov najčastejšie pozorujeme úlomky felzitov a ryolitových tufov (priemerne 2 %, max. do 6 %; obr. 3.1.2-4), arenitov, siltovcov, pelitov (priemerne 1,4 %), menej fylitov, svorov a rúl.

Základnú hmotu tvoria rekryštalizované ílové minerály a drobné agregáty kremeňa. Obsah základnej hmoty sa pohybuje od 1,6 do 11,7 %. Len okolo 15 % pozorovaných pieskovcov obsahovalo kalcitový cement (od 1,2 do 10,5 %). Kalcitový cement vytváral väčšinou zhluky v medzizrnnom priestore, resp. vznikol ako výsledný minerál po premene živcov. Z akcesorických ťažkých minerálov boli najčastejšie pozorované detritické (hlavne oválne) zrná zirkónu, turmalínu, ojedinele rutil a apatit.



Obr. 3.1.2-4. Ostrohorný litoklast kyslého vulkanitu – v zakalenej sklovitej hmote vidno fragmentárny aj kryštalickej (drobný, vpravo pri okraji) kremeň, sericitizovaný plagioklas a alterovaný biotit (vľavo). Heterogénne zloženie kremennej náplne horniny ilustruje oválny jemnozrnný kremencový litoklast (vľavo dole) alebo veľký klast slabšie opracovaného monokryštálu kremeňa (vpravo).

126 jemnozrnné žltohnedé pieskovce, lokálne pestré bridlice – „verfénske vrstvy“ (*spodný trias*)

Vo vrchných častiach kremenných pieskovcov – kvarcitolov – v niektorých oblastiach vystupujú jemno- až strednozrnné pieskovce, ktoré vplyvom zvetrávania nadobúdajú hrdzavé, žltkavé až červené sfarbenie (obr. 3.1.2-5). Ide o zvyšky klastických sedimentov z vyšších častí spodného triasu, tradične označované ako verfénske vrstvy. Okrem dominujúcich jemnozrnných pieskovcov sa miestami vyskytujú aj pieskovce s heterogénnou psamiticko-psefitickou zrnitosťou, ktoré majú relatívne pestrejšiu náplň. Pieskovce majú podobnú klastickú minerálnu náplň ako základné kremence, ale s tým rozdielom, že menšia zrnitosť vedie k nárastu obsahu živcov, fylosilikátov a litických klastov.

Obr. 3.1.2-5. Jemnozrnná živcová droba so žltohnedým sfarbením ako dominujúci člen „verfénkových“ pieskovcov (d. b. MK-94A).



V rámci pestrých „verfénkových“ pieskovcov sa miestami objavujú aj typické kvarcity (obr. 3.1.2-6), v zriedkavých prípadoch aj tenké vrstvy kremitých konglomerátov, podobné ako v „základných“ kvarcitoloch. Tieto znaky naďalej poukazujú na premenlivú fluvialnú alebo unlitorálnu sedimentačnú povahu.

V litologickom inventári tohto súvrstvia sa vzácné vyskytujú aj „verfénske bridlice“ (obr. 3.1.2-7) červenobordových a zelenkavých odtieňov, ktoré sa prevrstvujú s rauvakmi. Vápnná prímes ílových bridlíc ponúka istú paralelizáciu s „kampilskými“ vrstvami, charakteristickými v južných vývoch západokarpatského mezozoika. Priame stratigrafické nadložie verfénskeho bridličnatého súboru za účasti rauvakov (v tomto prípade zrejme sedimentárneho pôvodu) predstavujú gutensteinské vápence alebo dolomity.



Obr. 3.1.2-6. Striedanie litofácií – hrubozrnná svetlá kremenová litologická náplň navrchu a kompozične pestrejší jemnozrnný pieskovec v spodnej časti (d. b. MK-74).



Obr. 3.1.2-7. Ílovcovo-karbo-nátové „verfénske vrstvy“ – zelené a v úlomkoch zvetrané bordové bridlice, lokálne s karbo-nátovou prímесou (d. b. MK-72A).

Mikroopis:

Sú to veľmi jemnozrnné až jemnozrnné, dobre vytriedené kremenné arenity, subarkózy, živcové droby a siltovce. Klasty kremeňov sú prevažne slabo opracované, prevládajú monokryštalické nad polykryštalickými. Silicity (rohovce) buď absentujú, alebo ich pozorujeme len vo veľmi malej miere. Obsah živcov sa pohybuje od 3 do 7 %, pričom prevládajú draselné živce nad plagioklasmi. Klastické sludy sú zastúpené relatívne hojne (4 až takmer 10 %), pričom muskovit prevažuje nad biotitom. Pri biotitoch bola často pozorovaná baueritizácia, občas

aj chloritizácia. Z litických úlomkov možno spomenúť úlomky siltovcov, pelitov, fylitov a kyslých vulkanitov (felzity, ryolitové tufy). Základnú hmotu tvorili prevažne ílové minerály (sericit) a drobné agregáty kremeňa. Obsah základnej hmoty sa pohyboval od 6 do 17 %. Kalcitový cement nie je v pieskovočoch bežný, vyskytol sa len ojedinele, maximálne do 3 %. Akcesorické ťažké minerály zastupuje zirkón, turmalín a výnimočne rutil.

125 gutensteinské vápence a dolomity: lavicovité a masívne vápence a dolomity, často bituminózne (*spodný anis*)

Gutensteinské vápence, sčasti dolomity a dolomitizované vápence budujú najrozšírenejšiu karbonátovú jednotku. Ich hrúbku odhadujeme maximálne na 100 m. V porovnaní s inými karbonátmi často vytvárajú nápadné rozoklané bralá. Bežne v nich možno pozorovať krasové útvary, napríklad hlboké závrty alebo rozličné dutiny vzniknuté činnosťou vody pozdĺž puklín. Prevládajú vrstvité, zvyčajne mikrokryštalické typy s lokálnou prímесou klastickej (najmä kremeň) zložky. Gutensteinské vápence tvoria zvyčajne priame doskovité až lavicovité vrstvy s prevažujúcou hrúbkou 10 – 25 cm (obr. 3.1.2-8).



Obr. 3.1.2-8. Lavicovitý gutensteinský vápenc (d. b. MK-43C, oblasť Malého Vyšehradu, 766 m).

Základný typ gutensteinského vápenca je tmavý bituminózny, čím sa odlišuje od svetlejšieho fatrického („vyšehradského“) typu. Táto skutočnosť bola známa už Veltersovi (1909), pravda, ešte nevedel, že ide o horniny dvoch rôznych tek-

tonických jednotiek. Ako minoritné litologické typy spomenieme hrubo laminované vápence (podobné ako vo fatriku; obr. 3.2.1-2a) alebo domény obohatené o krinoidy (obr. 3.1.2-9a). Miestami sa vyskytujú aj hrubolavicovité masívne litofácie (pozri ďalej mikroopis vz. MK-261), ktoré, s výnimkou tmavého sfarbenia, pripomínajú fatrický typ gutensteinského vápenca.

V prípade gutensteinských vápencov možno konštatovať ich textúru mnohokrakosť, spôsobenú tak nepravidlosťami sedimentačných podmienok na plytkej karbonátovej platforme, ako aj modifikáciami počas alpínskych tektonodeformačných procesov. Zóny červenkastých brekcií, niekedy prechádzajúcich až do rauvakov (obr. 3.1.2-9b), považujeme skôr za dôsledok tektonického porušenia ako za intraformačné brekcie.

Vápence často voľne alternujú s dolomitmi, preto sú z praktických dôvodov začlenené v spoločnej skupine. Vyskytujú sa aj domény, kde na spodnotriasové kremence nasadajú priamo dolomity (napr. v pásme na ľavej strane údolia južne od Jasenova, d. b. MK-252) a až neskôr sa objavujú vápence. Vo viacerých, najmä v tektonicky postihnutých oblastiach nie je vždy jasné, či ide o „gutensteinské“ alebo nadložné ladinské dolomity. Situáciu nezriedka komplikujú aj zóny dolomitizovaného vápenca.



Obr. 3.1.2-9. a) Gutensteinský vápenec s krinoidmi z oblasti Starého hája, b) rau vak zo spodnej časti gutensteinských vápencov (d. b. MK-72B).

Mikroopis:

Základná hmota gutensteinských vápencov je prevažne mikrosparitová, viac-menej rekrystalizovaná. Okolo „alochémov“, po ktorých sú zachované iba kvázi fantómy, sú niekedy vytvorené „lemy sparitu“. Majú oválny, prípadne kruhovitý tvar bez známkov vnútornej štruktúry. Vyskytujú sa však aj „mikritickejšie“ komponenty, resp. najpravdepodobnejšie klasty, ktorých identifikácia je problematická.

V rámci študovaných sedimentov sme zistili aj silno rozpukaný karbonát, ktorý má miestami až charakter počiatočného štádia tektonickej brekcie. Pukliny sú vyplnené druhotným mikritom s drvinou hrubozrnného karbonátu, prípadne základnej hmoty.

Pozorovali sme aj lamináciu spôsobenú rozdielnym nahromadením alochémov a rôznym stupňom rekryštalizácie základnej hmoty. Laminy majú nerovnakú hrúbku. Ich štruktúra je pelmikrosparitová/pelintrabiomikrosparitová (peloidný *wackestone*/peloidno-intraklastovo-biogénny *wackestone*), prípadne pelintramikritová (peloidno-intraklastový *wackestone*). Malé, relatívne vytriedené klasty sa vyznačujú mikritovou (*mudstone*) štruktúrou.

Organické zvyšky sa v gutensteinských vápencoch, s výnimkou bežnejších misiek hladkostenných lastúrníčiek alebo výnimočne celých schránok *Ostracoda* div. sp., vyskytujú pomerne zriedkavo. Reprezentujú ich aj dierkavce *Meandrospira deformata* SALAJ, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, ?*Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN a ?*Ophthalmidium* sp., fragmenty schránok nodosaridnej formy, ako aj ďalších foriem, zrejme úlomky ostnatokožcov, hrubšiestenného ?lastúrnika a detrit, resp. biodetrit. Výnimočne sa vyskytuje autigénny kremeň. Prítomné mikrostylolity sú vyhojené minerálmi Fe.

124 ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvovité a masívne dolomity (vrchný anis – ?karn)

Nad karbonátmi spodnoaniského veku vystupuje masa dolomitov, ktoré majú spravidla menej markantné bituminózne polohy ako dolomity z podlažia. Prechod medzi dolomitmi gutensteinského komplexu a ramsauskými dolomitmi však nemožno stanoviť s určitosťou – v prípade jednoliatej, plošne rozľahlej masy dolomitov ich zväčša priradíme k tejto stredno-, prípadne až vrchnotriasovej jednotke. Dolomity završujú vývoj karbonátovej platformy, ktorú po vyzdvihnutí prekrývajú klastické sedimenty karpatského keuperu. Vyznačujú sa kryštalickou povahou, väčšinou ide o biele, žltkavé či ružovkasté alebo sivo sfarbené litologické typy.

V lokálnych prípadoch lavice dolomitu alternujú s dolomitickými bridlicami (obr. 3.1.2-10). Na viacerých miestach sa vyskytuje tzv. dolomitová múčka – čistý dolomitický piesok s krupicovou zrnitosťou, ktorý vzniká v hypergénnych podmienkach rozkladom pevného dolomitu. Predpokladáme, že väčšina sutinových blokov rauvakov sa geneticky viaže na dolomity, preto tento horninový typ osobitne nevyčleňujeme.

Spomedzi značne rozšírených, ale viac-menej jednotvárných dolomitov upútal pozornosť pestrý vrstvovitý súbor odkrytý v kameňolome v Slovenskom Pravne (obr. 3.1.2-11, lokalitu pozri aj v kap. 10). Približne 20 m hrubý horninový súbor sa skladá z lavíc rozličných litologických typov dolomitu. V nadloží aj podloží tejto lokalizovanej sekvencie sa nachádzajú obvyklé hrubozrnné masívne dolomity. Jednotlivé vrstvy premenlivej hrúbky reprezentujú lagunárny vývoj dolomitu, kde pri detailnejšom pohľade možno vidieť textúry pripomínajúce občasné vysychanie v hypersalinickom prostredí, vyklinovanie vrstiev alebo

intraformačné brekcie (obr. 3.1.2-11b, c). Svetlé dutinky, často vyplnené kryštálkami kremeňa, najskôr predstavujú fantómy po sadrovcí.



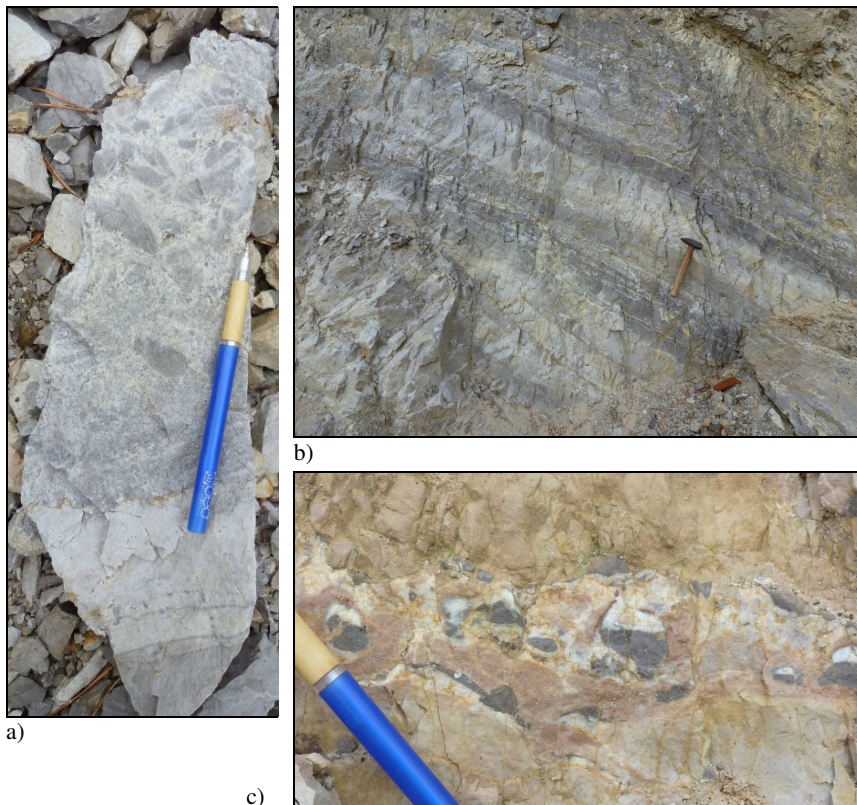
Obr. 3.1.2-10. Lavice dolomitu (v spodnej časti) s polohami dolomitických bridlíc (zárez cesty z obce Nitrianske Pravno-Vyšehradné do Jasenova, MK-413).

Iný neobvyklý prípad predstavuje tenkovrstvovitý sivý dolomit s nepravidelnými prerušovanými laminami alebo izolovanými útvarmi zloženými z druhotného dolomitu (obr. 3.1.2-12). Pravdepodobne vznikol vo vyhranených lagunárnych podmienkach, o čom svedčí laminárna stavba, ako aj pseudomorfózy tvorené kryštálickým dolomitom. Pseudomorfózy najskôr vznikli ako produkt zatlačania minerálov evaporitovej formácie. Pozícia tohto dolomitu v priamom podloží keuperskej kremencovo-ílovcovej litofácie nasvedčuje o jeho relatívne mladom veku. Ak z hľadiska konvenčne prijímanej sedimentačnej postupnosti karpatského keuperu – kvarcit – ílovec – dolomit – nepredpokladáme norický vek dolomitu, potom v tomto prípade možno uvažovať o ekvivalente hlavného dolomitu.

Mikroopis:

Ramsauské dolomity predstavujú viac-menej rekrystalizované (zrná bývajú pomerne bežne, miestami intenzívne lamelované) karbonáty zvyčajne s dolosparitovou mikroštruktúrou so sporadickým výskytom klencov dolomitu s tmavými lemami, ktoré sú zriedkavo čiastočne skorodované. Miestami sú zachované iba ich fantómy. Ide prevažne o hrubozrnnejšie variety dolomitov. Vo forme šmúh sme zaznamenali zvyšky zrejme pôvodnej, výrazne jemnozrnnejšej ?dolomikritovej/?dolomikrosparitovej základnej hmoty a stopy po alochémach. Vyskytujú sa aj dolomity s dolomikrosparitovou štruktúrou, v ktorých sa nachádzajú biele

očká (*birdseyes*). Dutiny sú vyplnené dolosparitom a po ich okrajoch sa nachádza spravidla tmavosivý pigment. Aj v týchto karbonátoch sa však objavujú útržkovité polia dolosparitu s klencami dolomitu, ktoré sú akoby sústredené vo vzácnych „laminách“. Fosílné zvyšky reprezentujú výnimočné bentické dierkavce, resp. fragmenty ich schránok, ktorých identifikácia je problematická. Zaznamenali sme veľmi vzácne dolomitové pseudomorfozy najpravdepodobnejšie po kryštálikoch sadrovca, prípadne anhydritu. Len výnimočne je prítomný pyrit, resp. pyritový pigment a hrdzavohnedo sfarbené minerály Fe sústredené v puklinách.



Obr. 3.1.2-11. a) Textúra vrchnej časti úlomku pripomína syngedimentárnu brekciu vzniknutú vysychaním a opätovným vyhojením; b) litologická premenlivosť zblízka, v spodnej časti je možné badať vyklinovanie vrstiev; c) pestré intraformačné klasty v svetle dolomitovej hmoty (kameňolom nad Slovenským Pravnom, d. b. MK-286A).

K ramsauským dolomitom patrí aj laminovaný dolomit (vz. MK 462), v ktorom sa striedajú laminy s nerovnakou hrúbkou a mikroštruktúrou. V podstate možno vyčleniť dva základné typy lamín, ktorých kontakt je spravidla

zvlhnený. Prítomné sú laminy s dolomikrosparitovou/dolomikritovou, miestami až dolopelmikrosparitovou/dolopelmikritovou štruktúrou, v ktorých sme pozorovali pseudomorfózy zrejme po evaporitoch a pomerne malé nepravidelné útvary vyplnené hrubokryštalickým karbonátom. Len veľmi malá časť z nich inklinuje k *birdseyes*. Výnimočné organické zvyšky reprezentujú hladkostenné *Ostracoda* div. sp., časti schránky bentického dierkavca, resp. rekryštalizovaný biodetrit. Prítomné sú klence karbonátov. Popri nich sa vyskytujú laminy s intrapeldolomikrosparitovou/intrapeldolosparitovou štruktúrou. Vzácné fosílné zvyšky v nich zastupujú bentické dierkavce ?*Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZNÉ-SCHEFFER), ktoré sú známe z karnu až spodného rétu. Základná hmota je viac-menej rekryštalizovaná. Vyskytujú sa v nej bežné až hojné, obyčajne malé klasty s dolomikritovou štruktúrou a peloidy. Len veľmi vzácné sú prítomné polia, ktoré pripomínajú sparitovú kresbu.



Obr. 3.1.2.-12. Hrubé platne laminovaného dolomitu so zvetrávajúcimi polohami bieleho kryštalického dolomitu (vz. MK462, v blízkosti najvyššieho úseku údolia Vtáčnica).

123 karpatský keuper: kremenné pieskovce, pestré ílovce, dolomity, lokálne klastické karbonáty (*norik*)

Nad ramsauskými dolomitmi sa zvyčajne usadzujú kremenné klastické horniny karpatského keuperu, nezriedka s charakteristickými polohami bordovo-červených ílovcov. Hojne rozšírené sú napríklad v pruhu medzi Vyšehradom a Jasenovom alebo na východných svahoch Solky. Kremence sú zvyčajne biele, niekedy so žltkastými či ružovými odtieňmi. Objavujú sa aj hrubšie horizonty s prevahou kremitých konglomerátov (obr. 3.1.2-13a), občas s tmavými klastami

Obr. 3.1.2-13a. Neusporiadané ostrohranné klasty kremeňa, červenkastého kyslého vulkanitu a čierneho silicitu v strednozrnej základnej hmote keuperského ortokonglomerátu (d. b. MK-230).



Obr. 3.1.2-13b. Karbonátový mikrokonglomerát v sutine keuperských kremitých klastických sedimentov (západné svahy pod Vyšehradom). ▼



klastami čierneho silicitu, zelenkavej jemnozrnej bridlice či červeného kyslého vulkanitu, ktoré dosahujú veľkosť až 2 – 3 cm. Táto asociácia litoklastov je v podstate taká istá ako vo vzhľadovo príbuzných spodnotriasových kremencoch. Na navetranom povrchu spravidla nadobúdajú zrnitý charakter, čo môže predstavovať jedno z rozlišovacích kritérií (aj keď nie vždy istých) od viac homogenizovaných spodnotriasových kremencov. Ílovce sa vyznačujú lístkovým rozpadom, červené sfarbenie často prechádza do sivozelenkavých odtieňov. Sú zložené z ílového materiálu s prímiesou kremeňa prachovcovej veľkosti. Tak ako kremence, primárne majú bezkarbonátové zloženie.

Z petrografickej analýzy (ďalej pozri kap. 3.7.2) vyplýva značná variabilita keuperských pieskocov. Pozorovali sme jemnozrnné, strednozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné, prevažne slabo až dobre vytriedené kremenné arenity, kremenné droby, subarkózy až jemnozrnné oligomiktné (kremenné) až petro-

miktné ortozlepence. Zastúpenie živcov v pieskovcoch je variabilné, od 1 % (kremenné arenity) do takmer 9 % (subarkózy). Prevládajú klasty draselných živcov nad plagioklasmi. Obsah plagioklasu bol zredukovaný výraznou alteráciou, hlavne sericitizáciou. Litické úlomky nie sú príliš zastúpené, len v akcesorickom množstve pozorujeme úlomky kremenných a iných pieskovcov, siltovcov, pelitov a kyslých vulkanitov (felzity a ryolitové tufy). Z orientačnej identifikácie akcesorických minerálov na elektrónovej mikrosone vyplynulo, že sedimenty karpatského keuperu sporadicky obsahujú chróm-spinelidy. Túto skutočnosť možno najskôr pripisovať aridnému zvetrávaniu s vývojom rezídií (azda aj z ultrabázických paleozoických hornín, ako sú gabroidné horniny či serpentinity).

Z menej zastúpených, ale príznačných litologických typov uvedieme stredno- až hrubozrnné červenkasté pieskovce s karbonátovou substanciou, ktoré miestami prechádzajú do piesčitých vápencov či karbonátových konglomerátov (obr. 3.1.2-13b) – „klastické vápence“ (sensu Mišík, 1978). Takéto horniny možno pravdepodobne pripodobňovať k tzv. jedľovinským vrstvám, definovaným na báze karpatského keuperu v ďurčinskej sekvencii fatrika v Lúčanskej Malej Fatre (Rakús a Hók, 2003). Polohy karbonatických konglomerátov (napr. hrebeň nad cintorínom v Jasenove) reprezentujú pestrú paletu karbonátov erodovaných z podložia, hoci ich pozíciu v rámci litologickej sukcesie karpatského keuperu nie je možné jednoznačne stanoviť ako bazálnu.

V nevýraznom údolí asi 750 m východne od k. Vyšehrad (829) bola v bezprostrednom podloží keuperských kremencov zaznamenaná niekoľkometrová poloha jednoliatych masívnych slabožltozelenkavých dolomitov s bridličnatým



rozpadom (mikroopis vz. MK-260B). Generálne takéto, zrejme vyhranené chemogénne dolomity môžu spoločne so spomínanými karbonatickými konglomerátmi ohlasovať iniciálnu lagunárnu sedimentáciu karpatského keuperu tejto faciálnej oblasti.

Obr. 3.1.2-13c. Dolomit prerastený sieťou bordových bridlíc (sedlo Milansko, z. od Slovenského Pravna, d. b. MK-281).

Iný neobvyklý litotyp v komplikovaných geologických pomeroch sa zistil severne od Slovenského Pravna, kde sa v dolomitovej mase vyskytujú *dolomitické flovy* (obr. 3.1.2-13c). Ich vek bol biostratigraficky stanovený na vrchný trias (d. b. MK-281). Z hľadiska celkového kontextu považujeme za pravdepodobné, že takúto litofáciu možno pripisovať počiatočnému štádiu vývoja karpatského keuperu, snáď istej obdobe spomínaných jedľovinských vrstiev. Hoci nasledu-

júcu skutočnosť nevieme korelovať, nie je vylúčené, že podobné horniny označené ako „ílovité dolomity“ zaznamenal pri mapovaní Lúčanskej Fatry aj Havrila (2011a), ktorý uvažuje o litologickom prejave karnských udalostí, teda istom chronostratigrafickom ekvivalente lunzských vrstiev.

Mikroopis:

Do komplexu hornín karpatského keuperu boli začlenené aj sedimenty, ktoré sa po štruktúrnej stránke zaraďujú k dolomikrosparitom/dolomikritom, resp. až k intradolomikritom so vzácnymi biogénnymi zvyškami. Zaznamenali sme klasty, prípadne kvázi klasty bez organických zvyškov v podstate s rovnakou štruktúrou ako základná hmota, ktorá býva niekedy intenzívne impregnovaná zrejme minerálmi Fe. Prítomná je prímes spravidla nevytriedeného, nepravidelne usporiadaného, undulózne zhášajúceho kremeňa piesčitej a prachovej frakcie, ktorý niekedy miestami tvorí výraznejšie akumulácie.

Vyskytujú sa vzácne až ojedinelé fosílné zvyšky zastúpené bentickými dierkavcami, prípadne časťami ich schránok. Zistili sme niekoľko foriem, ktoré inklinujú k dierkavcom známym z vrchného triasu Západných Karpát (najvyšší norik až réť). Najpravdepodobnejšie ide o *Angulodiscus cf. friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Angulodiscus* sp., prípadne *Aulotortus* sp., ako aj časť schránky *Nodosaria* sp. a iné vzácne dierkavce. Prítomné sú aj ojedinelé silicifikované alochémy, ktoré zrejme patria fragmentom ?lastúrnikov.

V karbonátovom konglomeráte karpatského keuperu sme v hrubozrnej, pravdepodobne karbonátovej základnej hmote (matrice) pozorovali nevytriedené klasty karbonátov s (dolo)mikrosparitovou/(dolo)mikritovou štruktúrou. Vyskytol sa aj úlomok rozpukaného karbonátu s výraznou piesčitou prímесou. Len výnimočne sa v matrice popri klastoch vyskytuje kremeň piesčitej veľkosti. Vzhľadom na to, že v základnej hmote ani v klastoch sme nezistili fosílné zvyšky, nebolo možné stanoviť vek skúmanej horniny.

JURA

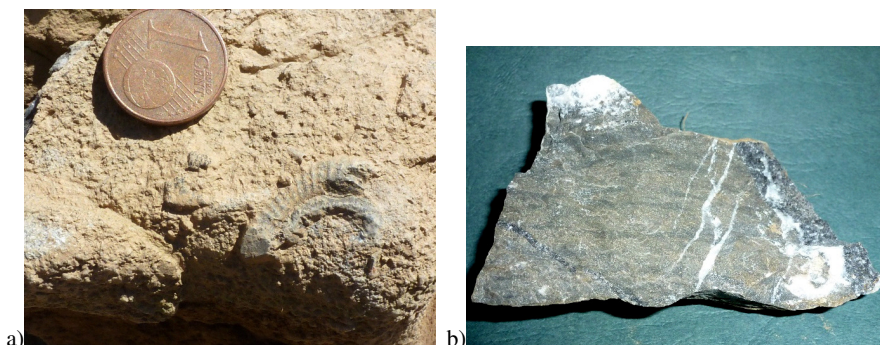
Toto súvrstvie s hojným podielom klastickej zložky možno nájsť prakticky všade vo vrstvovom slede medzi súvrstvím karpatského keuperu a škrvntími slieňmi. Sedimenty kopianeckého a trlenského súvrstvia zaujímajú významný plošný rozsah, jeho pravú hrúbku odhadujeme na 20 až 30 m. V žiarskej sekvencii nepochybne prevažuje litofácia trlenského súvrstvia nad kopianeckým.

122 kopianecké súvrstvie: tmavé vápnité pieskovce, piesčité vápence s krinoidmi, zložky ílovitých bridlíc (*spodný hetanž – sinemúr*)

Spodnoliasové vrstvovité piesčito-vápencové súvrstvie transgresívne nasadá po rétskom hiáte na usadeniny karpatského keuperu. Ide o litorálnu rytmickú

fáciu, čo dobre dokumentuje aj mikroskopické štúdium, uvedené za opisom trlenského súvrstvia (121).

Otázka terénneho rozlišovania kopieneckého a ďalej opísaného trlenského súvrstvia nie je vo všetkých prípadoch jednoznačná. Kopienecké súvrstvie, označené podľa miestneho názvu v sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu (Andrusov in Andrusov a Samuel et al., 1983), charakterizujú skôr tmavosivé stredno- až jemnozrné piesčité vápence s krinoidmi a polohami jemnozrných tmavých bridlíc. Vo vápnitých polohách nie je výnimočný ani vývoj čiernych rohovcov. Litologickú náplň kopieneckého súvrstvia možno študovať v rozpadavých tmavých ílovito-piesčitých karbonátových bridliciach v drobných odkryvoch v záreze údolnej cesty z. od obce Rudno, prípadne v susedstve drobného granitoidového okna z. od Vyšehradského sedla alebo v erodovanej poľnej ceste s. od Vyšehradu (d. b. MK-367A, B). Ojedinele sa v piesčitých vápencoch objavili aj zvyšky amonitov (obr. 3.1.2-14a). Na obrázku 3.1.2-14b je znázornený šmuhovitý (bioturbácie?) piesčité vápenc s poruchou vyplnenou krinoidmi, ktorá môže reprezentovať synsedimentárnu poruchu spojenú s rozširovaním jurského bazénu.



Obr. 3.1.2-14. a) Zvyšky drobného amonitu v spodnojurských fosiliférnych polohách (lok. jv. od Páleného vrchu, d. b. MK-320); b) spodnojurský piesčité vápenc s tmavými bioturbáciami (veľkosť vz. asi 10 cm) – napravo puklina vyplnená úlomkami tmavých krinoidov (vz. MK-260).

121 trlenské súvrstvie – sivé piesčité krinoidové vápence, vápnité pieskovce (stredný hetanž – vrchný lotaring)

V súlade s aktuálnym označovaním súvrstvia v iných obalových jednotkách používame aj v prípade žiarkej jednotky názov trlenské súvrstvie (Bujnovský et al., 1979). Súvrstvie reprezentujú tmavé piesčité vápence s hojnými úlomkami svetlých krinoidov. V rámci rôznorodých vápencov sa nachádzajú tmavé typy s bohatou makrofaunou alebo čiernymi oolitmi, ktoré dosahujú veľkosť 1 – 2 mm.

Pri mapovacích prácach sme za trlenské súvrstvie považovali predovšetkým výrazné organogénne typy, zvyčajne obsahujúce zvyšky hrubozrnných svetlých krinoidov (obr. 3.1.2-15a). Nezriedka možno nájsť lumachelové vápence, ktoré väčšinou nadobúdajú svetlosivú patinu. Obrázok 3.1.2-15b znázorňuje vápenc preplnený faunou, ktorý sa od makroskopicky blízkyh rétskyh vápencov (v žiarскеj sekvencii neidentifikovanýh) odlišuje prítomnosťou kremennýh zrn a nápadnejšou prítomnosťou pieskovcov či ílovcov.

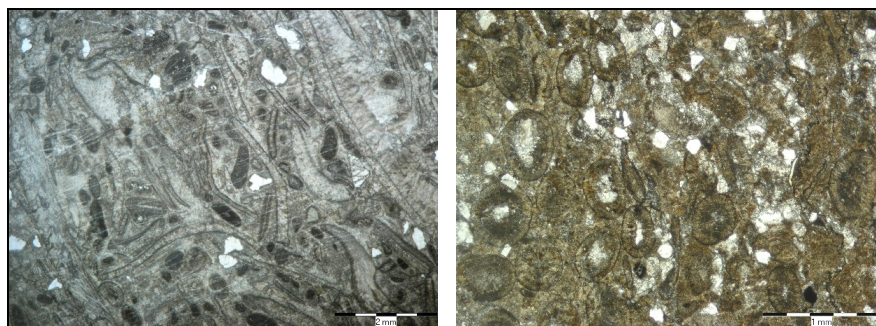


Obr. 3.1.2-15. a) Príklad hrubokrinooidového piesčitého vápenca trlenského súvrstvia; b) príslušnosť vápenca s bohatou makrofaunou k trlenskému súvrstviu podčiarkuje prítomnosť zvetrávajúcich 2 cm klastov kremeňa, ako aj prachovcová bridlica na vrchnej ploche úlomku (d. b. MK-458).

Typické hruboorganodetritické vápence s piesčitou prímесou reprezentujúce trlenské súvrstvie možno nájsť na plochom hrebeni nad hradskou asi 1 km západne od k. Pálený vrch (727) alebo na hrebeni 0,5 km sz. od k. Vyšehrad (829). Severozápadne od malého granitoidného okna situovaného z. od Vyšehradského sedla (579) sa nachádzajú vrstvité, niekedy jemne laminované, inokedy masívne vápence s tmavou ílovitou substanciou. Pomerne hojné tmavé škvrnny možno pripisovať bioturbáciám. Vrstvy hrubé asi 10 až 30 cm majú zvyčajne nepravidelne členený povrch. Tieto horniny vzdialene pripomínajú vápence Slávikovej doliny (Maheľ, 1985; Rakús a Hók, 2003), aj keď ich pozícia, ako aj slienitý charakter môžu naznačovať afinitu k nadložným škvrnitým ílovitým vápencom.

Mikroopis:

Vo vápencoch, ktoré reprezentujú súvrstvia spodného liasu, sa nachádza množstvo pestrého nevytriedeného materiálu. Základná hmota je obyčajne rekryštalizovaná. Lokálne je okolo alochémov vyvinutý tmel. Mikrofácia býva lastúrnikovo-oolitová (vzorka MK-355, obr. 3.1.2-16a). Z hľadiska štruktúry ide o lastúrnikovo-oolitový biosparit/biosparrudit. V takomto type vápencov organické zvyšky reprezentujú bežné až hojné fragmenty silno rekryštalizovaných, niekedy skorodovaných schránok lastúrnikov, ktoré obyčajne dosahujú rozmery ruditovej veľkosti, ulitníky, úlomky ostnatokožcov a zriedkavé ostne ježoviek. Prítomné sú oolity, z ktorých niektoré majú výraznú koncentrickú aj radiálne lúčovitú stavbu. V ich centre sa zriedkavo nachádzajú fragmenty ostnatokožcov.



Obr. 3.1.2-16. Mikroskopické snímky vápencov kopieneckého súvrstvia (spodný lias): a) lastúrnikovo-oolitová mikrofácia (vzorka MK-355), b) oolitovo-krinoidová mikrofácia (vzorka MK-367A).

Zaznamenali sme aj piesčito-oolitovo-krinoidové vápence, pri ktorých možno pozorovať kvázi hľuznatosť, spôsobenú nerovnakým obsahom a množstvom alochémov v jednotlivých častiach, ako aj rôznou, viac-menej intenzívnou impregnáciou základnej hmoty minerálmi Fe. Mikrofácia je oolitovo-krinoidová (obr. 3.1.2-16b). Nevytriedené alochémy sú usporiadané nepravidelne. V niektorých

pasážach dominujú oolity, ktoré sú inde zriedkavé. Väčšinou sú skorodované, prípadne amputované. Fosílné zvyšky reprezentujú hlavne fragmenty ostnato-kožcov (prevažne krinoidov), schránky ulitníkov, zle zachované bentické dierkavce a biodetrit (?lastúrniky, úlomok makrofauny). Zriedkavé sú klasty karbonátov, niekedy s obsahom rekryštalizovaného detritu, resp. biodetritu.

Do komplexu hornín spodného liasu patria aj piesčité organodetritické vápence (biokalkarenit/biokalcirudit), ktoré z hľadiska mikroštruktúry reprezentujú biomikrosparit/ biomikrosparrudit. Hornina je rozpukaná, lokálne má až brekciovitý charakter. Rekryštalizované organické zvyšky zastupujú ulitníky, úlomky makrofauny, veľmi vzácné problematické prierezy časti schránok bentických dierkavcov a detrit, resp. biodetrit. Pre sedimenty tohto súvrstvia je typická pomerne bežná, niekedy až hojná prímes klastického, undulózne zhášajúceho kremeňa piesčitej frakcie. Veľmi vzácné sa vyskytujú autigénne živce a sludy.

Sedimenty kopienického súvrstvia zastupujú aj krinoidovo-piesčité vápence (vz. MK-228). Vplyvom nerovnomerného rozloženia viac-menej nevytriedených alochémov, hlavne biogénnych zvyškov, ktoré tvoria miestami akumulácie, majú šmuhovitý (škvrnitý) vzhľad. Niekedy možno pozorovať usmernenie jednotlivých komponentov, ako aj náznaky laminácie. Základná hmota je čiastočne rekryštalizovaná a viac-menej impregnovaná minerálmi Fe.

Organické zvyšky sú silno rekryštalizované. Reprezentujú ich fragmenty ostnatokožcov so známkami korózie, bentické lagenidné dierkavce hlavne nodosaridného typu, ale aj veľká forma *Lenticulina* sp., ihlice spongií, úlomky tenko- aj hrubšiestenných lastúrnikov, ktoré ojedinele nesú stopy po vŕtavých organizmoch, veľmi vzácné ostne ježoviek a bežný až hojný biodetrit. Vzácné sú silicifikované fosílné zvyšky. Prítomná je prímes klastického, undulózne zhášajúceho kremeňa. Vyskytuje sa aj novotvorený kremeň. Zastúpené sú klence karbonátu s hnedými lemami, výnimočná sluda a zriedkavé malé, obyčajne nevyzreté rohovce.

120 hierlatzké vápence: hrubokrinoidové červenkasté vápence (?lotaring)

Červenkové alebo ružovo-biele hrubokrinoidové vápence, bez prímеси klasickej zložky, tvoria ojedinelé izolované domény v rámci opísaného spodnoliassového litologického súboru. Vzhľadom na okolnosť, že tieto vápence sa bežne nevyskytujú v bezprostrednom nadloží tmavých spodnoliassových piesčitých vápencov, možno usudzovať, že vytvárali izolované karbonátové bazény v rámci plytkomorského spodnoliassového vývoja. V osi hrebeňa 1 km východne od k. Pálený vrch (727) je oddávna známa paleontologická lokalita s bohatým spoločenstvom brachiopódov a iných skamenenín. Opísali ju už Stúr (1860) a Stache (1865), ktorí tu určili pestrú faunu belemnítov, krinoidov, brachiopódov, gastropódov či bivalvií. Obdobné skameneniny našiel aj Veters (1909). Obaja nápadné

hrubolavicovité východy vápencov nazývali hierlatzkými. Z prirodzených odkryvov sivých a ružových krinoidových vápencov na hrebienku Vtáčnice sv. od Nitrianskeho Pravna-Solky a západne od Rudna pri Pálenom vrchu v okolí kóty 635 uvádza Pevný (1965) faunu brachiopódov, na základe ktorej určil vek spodný (sivé vápence) až stredný (ružové vápence) lias. Takéto veľmi podrobne opísal aj Havri-la (in Rakús et al., 1989).

Nálezy fauny na lokalite Pálený vrch: Stache (1865): *Terebratula sinemuriensis* OPP.?, *T. Andleri* OPP., *T. Engelhardti* OPP.?, *T. nimbata* OPP.?, *T. conf. numismalis* LAM., *Rhynchonella polyptycha* OPP., *Rhynchonella retusifrons* OPP., *Rhynchonella Greppinni* OPP., *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina obtusa* OPP., *Pleurotomaria anglica* SOW., *Pecten verticillus* STOL., *Pecten subrecticulus* STOL., *Pecten Rollei* STOL., *Pecten palosus* STOL., *Avicula inaequivalvis* Sow., *Lima Deslongchampi* STOL., *Lima Haueri* STOL. a *Lima deusicosta* QU.; VETTERS (1909): *Terebratula conf. Grestenensis* SUESS., *T. conf. mutabilis* Opp., *T. bimammata* OPP., *Rhynchonella furcillata* QU. a *Pecten* sp.; Pevný (1965): z lokalít na Vtáčnici a Pálenom vrchu uvádza: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria appenninica* (ZITT.), *Rhynchonella belemnitica* (QUENST.), *Rhynchonella flabellum* MENEGH., *Rhynchonella de lotto* PIAZ, *Rhynchonella paoli* CAN., *Pyarorhynchia alberti* (OPP.), *Spiriferina tumida* BUCH, *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Zeilleria alpina* (GEYER.), *Nucleata nimbata* (OPP.), *Spiriferina alpina* (OPP.), *Zeilleria cf. partschi* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Prionorhynchia serrata* (SOW.), *Rhynchonella sancti hillari* BÖSE, *Rhynchonella stachei* BÖSE, *Rhynchonella sublatifrons* BÖSE, *Cuneirhynchia dalmasi* (DUM.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Spiriferina obtusa* (OPP.), *Rhynchonella orthoptychides* (ROTHPL.) a *Rhynchonella cf. fraasi* (OPP.).

119 algäuské súvrstvie („fleckenmergel“): sivohnedé ílovité škvrnité vápence (*sinemúr* – ?*álen*)

V žiarskej sukcesii sa „fleckenmergel“ vo svojej typickej škvrnitej podobe vyskytuje v menšej miere ako v nadložnej fatrickej jednotke. Horniny majú na čerstvom lome „slienitý“ vzhľad s charakteristickým hnedastým odtieňom. Stopy po lezení bývajú na navlhčenom lome tmavosivé, nezriedka sú však modifikované deformáciou. Masívnejšie sliene miestami dopĺňajú hnedé, jemne bridličnaté typy s prevahou ílovej zložky. K bežnému sivohnedastému typu sa ojedinele pridružujú úlomky ílovitých vápencov s pastelovo-bordovým sfarbením (adnetské vápence?). Alpínske deformačné procesy miestami viedli k vývoju nevýraznej kliváže, vyjadrenej striebřistými (sericitickými?) plochami, ktoré sú celkovo príznačné pre liasové sedimenty tatrika (napr. v západnom leme škvrnitých ílovitých vápencov pod troskou gutensteinského vápenca na Vyšehrade). V slieňoch algäuského súvrstvia, podobne ako v kremitých škvrnitých slieňoch (118), sme zriedkavo pozorovali zvyšky belemnitov, vzácne aj amonitovej fauny.

Z lokality Pálený vrch zo spodnejších polôh uvádza Mahel' (1962) faunu amonitov (určil M. Rakús): *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Echioceras nodotianum* (D'ORB.), *Lytoceras* sp., *Partschiceras* sp., *Coenoceras* sp. a *Phylloceras* sp., z vrchnejších polôh amonity rodu *Harpoceras*. Na základe uvedených nále-

zov stratigraficky zaraďujú toto súvrstvie do lotaringu – toarku. Rakús (1969) z tejto lokality uvádza ešte *Acanthopleuroceras* cf. *binotatum* (OPPEL.) a *Tropidoceras* sp.

Mikroopis:

Sedimenty algäuských vrstiev majú výrazný škvrnitý charakter, spôsobený nerovnomernou rekryštalizáciou pôvodne zrejme mikritovej základnej hmoty, lokálne až jej „mramorizáciou“ (lamelovanie), ako aj nerovnomerným chaotickým rozmiestnením alochémov. Z hľadiska štruktúry ide o biomikrit/biomikrosparit/biosparit (biogénny *wackestone*/lokálne *packstone*). Mikrofácia je spikulitovo-rádioláriová. Len vzácné sme zaznamenali klasty s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Dominujúcimi alochémami sú nevytriedené organické zvyšky zastúpené ihlicami (spikulami) hubiek viacerých morfortypov, rádioláriami spumeláriového typu, hlavne vo výraznejšie rekryštalizovaných častiach fragmentmi ostnatokožcov, vzácnymi filamentmi a ojedinelými ?*Ostracoda* div. sp. Zastúpený je aj rekryštalizovaný detrit, resp. biodetrit. Zistili sme prítomnosť autigénneho, niekedy idiomorfne obmedzeného, undulózne zhášajúceho kremeňa, vzácných slúd a pyritu. Vyskytli sa mikrotyloly, zvýraznené zrejme minerálmi Fe, ktoré lokálne impregnujú aj základnú hmotu.

118 tmavosivé kremité fľovité vápence, miestami škvrnité (álen – ?bat)

Popri tradičnom algäuskom súvrství sa vyskytujú aj tmavé (až čierne) kremité slieňovce, vystupujúce skôr v jeho nadloží. Oproti základnému algäuskému „fleckenmergelu“ sa vyznačujú ostrým lomom a pukliny bývajú vyhojené jemnými svetlými kalcitovými, lokálne aj kremitými žilkami. Chodbičiek po lezení červov je rovnako málo ako v opísanom „základnom“ type. V pohorí Žiar danému litologickému typu prisudzuje Havrila (in Rakús et al., 1993) značné priestorové rozšírenie. Vek tohto súvrstvia zatiaľ nebol biostratigraficky doložený. Rakús a Hók (2003) predpokladajú vekové rozpätie súvrstvia ?álen – bajok, prípadne až bat, čím by sa prepojilo stratigrafické vákuum medzi liasovým algäuským a nadložným rádiolaritovým súvrstvím. V zmysle východoalpskej terminológie ho označili ako chiemgaurské súvrstvie. Tmavé škvrnité kremité fľovité vápence možno študovať napríklad v záreze hlavnej cesty pod Vyšehradským sedlom (k. 579) smerom do Nitrianskeho Pravna.

Mikroopis:

Sedimenty majú šmuhovitý (škvrnitý) vzhľad. Šmuhovitosť vznikla v dôsledku nerovnomernej rekryštalizácie a nepravidelného rozmiestnenia alochémov, ktoré miestami tvoria akumulácie a miestami sa vyskytujú polia iba s ich obmedzeným množstvom. Z hľadiska štruktúry ide o biomikrit/ biomikrosparit (biogénny *wackestone*). Mikrofáciu možno označiť ako spikulitovú. Rekryštalizácia viac-menej

skresľuje pôvodný charakter sedimentu. Pozorovali sme náznaky, resp. usmernenie komponentov, ako aj známky mikrolaminácie.

Silno rekryštalizované fosílné zvyšky reprezentujú hlavne ihlice (spikuly) hubiek viacerých morfortypov, fragmenty ostnatokožcov, filamenty, rádiolárie spumeláriového typu a veľmi vzácné rané planktonické dierkavce *Globuligerina* sp. Bežne až hojne sa vyskytuje detrit, resp. biodetrit. Prítomný je klastický, undulózne zhášajúci kremeň hlavne piesčitej frakcie. Vyskytli sa sľudy. Novotvary zastupujú výnimočné klence karbonátov. Zriedkavo sú prítomné malé obrysové aj vyzreté rohovce. Základná hmota je impregnovaná minerálmi Fe.

Na základe organických zvyškov, mikrofaciálneho charakteru, ako aj pozície vo vrstvovom slede možno predpokladať, že študované sedimenty reprezentujú spodný doger (?bajok).

117 ždiarske súvrstvie: sivozelené a ružovkasté rádioláriové vápence a rádiolarity (vrchný bat – spodný kimeridž)

Pre toto kontrastné súvrstvie, dokumentujúce maximálne prehĺbenie hlbokovodnej jurskej sedimentačnej panvy, je v priestore centrálnych Západných Karpát zaužívané označovanie ždiarske súvrstvie (Polák et al., 1998). Súvrstvie s predpokladanou hrúbkou v rozmedzí niekoľkých metrov tvoria pestrofarebné rádioláriové vápence a rádiolarity s dominujúcimi sivožltými, staroružovými a zelenkavými odtieňmi. Horniny sú charakteristicky rozpukané, s ostrohranným skleným lomom. Stopy po danom súvrství možno nájsť len pri sústreďenom skúmaní sutiny na kontakte „kremitého fleckenmergelu“ a vápencov typu „biancone“. Z asi troch drobných výskytov indikovaných na skúmanom území (Havri-la in Rakús et al., 1989) dokumentujeme úlomok pestrofarebného rádiolaritu nájdený v záreze údolnej cesty do Brieštia-Hadvigy.

Jura – krieda

116 lučivnianske súvrstvie: doskovité sivé fľovité vápence s hľuzami rohovcov (vrchný berias – spodný apt), prípadne kalpionelové vápence (vrchný titón – berias)

Vápence so slabou fľovitou prímiesou, v minulosti nazývané rohovcové vápence, boli pomenované ako lučivnianske súvrstvie (Polák a Bujnovský, 1979). Sú pravidelne vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 5 až 20 cm (obr. 3.1.2-17a). Spomedzi ostatných mezozoických členov sú najviac náchylné na vrásovú deformáciu. V žiarskej sukcesii nie je toto spodnokriedové súvrstvie vyvinuté v takom rozsahu ako v nadložnom krížňanskom príkrove. Na rozdiel od súvekeho mraznického súvrstvia vo fatriku, v tatrickej doméne sú rozšírené nápad-

né polohy čiernych rohovcov (obr. 3.1.2-17b). Lučivnianske súvrstvie pozostáva zo sivých „slienitých“ vápencov, pre ktoré sú typické hľuzy tenkých niekoľko-centimetrových čiernych rohovcov, nezriedka dosahujúcich až metrovú dĺžku. Horniny sa na navetranom povrchu vyznačujú charakteristickou bielou patinou, miestami je možné badať aj škvrnitosť, podobnú ako v liasovom „fleckmergeli“. Predpokladalo sa, že pozdĺž kontaktov sedimentov jury a porubského súvrstvia majú tieto horniny väčší rozsah, no v rámci reambulačných túr sa zaznamenali len zriedkavo. Či ide o primárnu záležitosť, alebo je to spôsobené neskoršou denudáciou, nie je jasné.



Obr. 3.1.2-17. a) Tenkolavícovitě lučivnianske sliene; b) charakteristické nepravidelné polohy čiernych rohovcov (d. b. MK-170B).

Spodná stratigrafická hranica týchto rohovcových flovitých vápencov bola stanovená ako vrchný berias (Polák a Bujnovský, l. c.). Z toho vyplýva, že kalpionelové vápence (osnické súvrstvie), ako ich poznáme z fatrického nadložia, tu na prvý pohľad chýbajú (napr. nepozorujeme vápence typu „biancone“ bez rohovcov). Na druhej strane, Maheľ et al. (1962, 1967) biostratigraficky dokladá prítomnosť doskovitých rohovcových kalpionelových vápencov, vekovo zaradených do titónu. Z toho vyplýva, že je obťažné odlíšiť obe súvrstvia, preto na tomto mieste ponechávame priestor aj pre potenciálne kalpionelové vápence.

Reprezentatívne východy lučivnianskeho súvrstvia nájdeme v doline potôčika Sokol severne od Slovenského Pravna (asi 545 m n. m.), resp. na pravej strane potoka v doline sv. od Páleného vrchu (727 m n. m.). Azda najpôsobivejšie odkryvy ponúka západný hrebeň Bôrovej (674 m n. m.) južne od Brieštia (obr. 3.1.2-17, lok. 5 v kap. 10). Vrchná hranica „slienitého“ lučivnianskeho súvrstvia by mohla azda prechádzať aj do vyšších častí aptu, čo nepriamo indikuje neprítomnosť charakteristického bridličnatého párnického súvrstvia v žiarskej sukcesii.

115 porubské súvrstvie: vápnité pieskovce, lokálne konglomeráty (alb – cenoman)

Horniny porubského súvrstvia zvyčajne modelujú mäkký reliéf a väčšinou sú rozšírené v oblasti lúk. Rozvetrané východy vápnitých pieskovcov možno pozorovať v temer súvislom pruhu od Nitrianskeho Pravna-Solky po dolinu medzi Slovenským Pravnom a Tlstým vrchom (736 m n. m.). Súvrstvie albského veku bolo známe už starším karpatským geológom, no prvý ho charakterizoval až Matějka (1931) z tatrika Nízkych Tatier ako „súvrstvie flyšovej povahy“. Postupne bolo rozpoznané vo všetkých tatrídnych jednotkách a v zliechovskej sekvencii mnohých pohorí. Veters (1909) považoval tieto vápnité pieskovce za súčasť spodnojurských grestenských vrstiev. Húsenica (1949) už rozoznával aj súvrstvie albu, ale na mnohých miestach ho ešte tiež zamieňal so spodnou jurou, ako vyplynulo z novšieho mapového obrazu Havrilu (in Rakús et al., 1993). Ďalšie korekcie v zmysle vystupovania vápnitých pieskovcov albu vs. spodného liasu sme urobili aj na aktuálnej geologickej mape (napr. doloženie vápnitých pieskovcov spodného liasu j. od Vyšehradského sedla), no pre obťažné rozpoznávanie zvetraných úlomkov zostáva na určitých miestach definitívne zatriedenie daných hornín stále otvorenou otázkou.

Prevažujúca masa pieskovcových hornín je jemnozrnná, niekedy až s prachovcovou zrnitosťou. Zvyčajne sú slabo vápnité, ojedinele v úlomkoch pozorujeme narastanie tmavohnedého rohovca. Pri navetraní nadobúdajú horniny charakteristický hnedastý vzhľad. Pukliny v hornine vyplňajú charakteristické úzke priame kalcitové žilky. V menšej miere sa objavujú ílovce a polymiktné konglomeráty (opis pozri ďalej). V porovnaní so staršími členmi žiarkej sukcesie často pozorujeme, že sedimenty porubského súvrstvia nespočívajú na svojom stratigrafickom podloží. Napríklad pod troskou Vyšehradu ležia na liasových vápencoch, v záreze hradskej medzi obcou Vyšehradné a Vyšehradským sedlom sú plytko uložené na triasových dolomitoch. Nie je vylúčené, že svoju rolu tu zohráva neskorostrednokriedová erózia, ktorá zásobovala materiálom daný flyšový sedimentačný priestor. Hoci z hľadiska biostratigraficky relevantnej fauny býva súvrstvie často sterilné, na ich albsko-cenomanskú príslušnosť popri vzhľade a pozícii poukazuje aj pestré litologické zloženie klastov (napr. bázičné vulkanity alebo preplavená spodnokriedová mikrofauna). V nadloží porubského súvrstvia sa nachádza krížňanský príkrov.

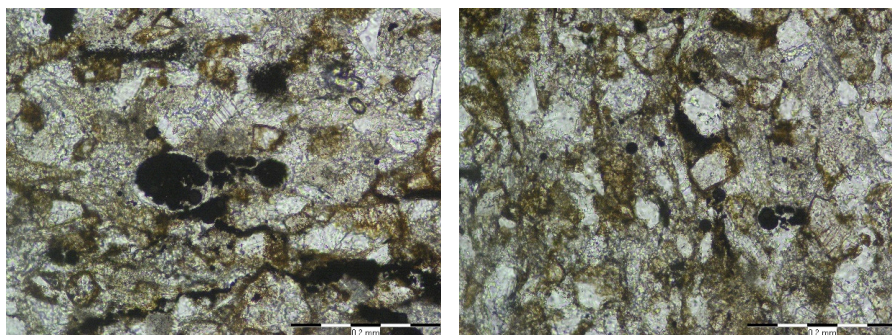
Mikroopis:

Vápnité pieskovce

Súčasťou porubského súvrstvia sú vápnité pieskovce, ktoré sú obyčajne impregnované minerálmi Fe. Ich dominujúcou zložkou je väčšinou undulózne zhášajúci, viac-menej vytriedený kremeň piesčitej frakcie. Vo vzorke MK-436 sme

pozorovali „jemnú“ lamináciu. Pomerne bežne sa vyskytujú klasty karbonátu s (dolo)mikritovou/(dolo)mikrosparitovou štruktúrou, spravidla bez prítomnosti biogénnych zvyškov, ale aj zriedkavejšie úlomky (dolo)sparitu. Len výnimočne (vz. MK-255) sme zistili prítomnosť klastu, v ktorom sa nachádza *Calpionella alpina* LORENZ. Zaznamenali sme aj ojedinelé úlomky bázičského vulkanitu. V základnej hmote (matrice) sú prítomné živce, sfudy, výnimočne ťažké minerály a klenca karbonátov. Okolo jednotlivých komponentov sa väčšinou vyskytujú hrdzavohnedé lemy minerálov Fe.

V základnej hmote sme zaregistrovali prítomnosť veľmi vzácných fosílnych zvyškov, ktoré reprezentujú dierkavce, resp. časti ich schránok. Ide predvažne o problematické, ťažko bližšie identifikovateľné formy. Výnimku tvorí hlavne vzorka MK-436, kde sme zaznamenali prítomnosť, aj keď veľmi vzácných, planktonických dierkavcov *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) (obr. 3.1.2-18a), *Heterohelix* sp. a *Hedbergella* sp. (obr. 3.1.2-18b), ktorých schránky sú vyplnené pyritom. Vo vzorke MK-255 sa vyskytol deformovaný planktonický dierkavec *Globigerinelloides barri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN), ktorý indikuje vrchný apt. Ide najpravdepodobnejšie o redepozit. V prípade, že by to tak nebolo, sediment (vz. MK-255) by reprezentoval ekvivalent párnického súvrstvia fatrika. Problematické fragmenty schránok ?*Globigerinelloides* sp. sme zaznamenali aj vo vzorke MK-313. Prítomné sú aj veľmi vzácné silicifikované biogénne zvyšky, ktoré by mohli pochádzať z ?lastúrnikov, ako aj bentický dierkavec nodosaridného typu (vz. MK-255).



Obr. 3.1.2-18. Schránky planktonických dierkavcov vyplnené pyritom (vzorka MK-436): a) *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI); b) *Hedbergella* sp. (vpravo).

Pretože sme nenašli indexové fosílie, ktoré by jednoznačne indikovali stratigrafickú pozíciu študovaných sedimentov, môžeme uvažovať o najpravdepodobnejšom veku vrchný alb až cenoman.

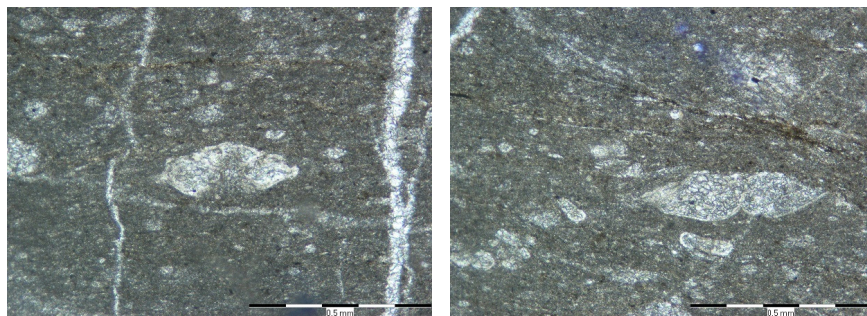
Ílovce a ílovité bridlice

Do komplexu hornín porubského súvrstvia neodmysliteľne patria aj ílovce, resp. ílovité bridlice. Niekedy sme v nich pozorovali výrazné tlakové postihnutie, ktoré spôsobilo usmernenie jednotlivých zložiek horniny a skreslenie pôvodnej štruktúry. Prítomná je silná ílovitá prímes. Pomerne bežne, občas až hojne, sa vyskytuje kremeň prachovej a zriedkavejšej piesčitej frakcie. Zaznamenali sme polia, kde je výskyt kremeňa len sporadický. Sediment je impregnovaný minerálmi Fe, ktoré sa sústreďujú aj na plochách foliácie. Pomerne bežný je pyrit. Hornina je šmuhovitá v dôsledku nepravidelnej rekryštalizácie a nerovnomernej impregnácie minerálmi Fe. Prítomná je aj slúda.

Vyskytujú sa výnimočné planktonické dierkavce, resp. časti ich schránok, ktoré sú silno rekryštalizované, niekedy čiastočne silicifikované, prípadne vyplnené pyritom. Ide o zástupcov *Pseudothalmanninella* sp., prípadne *Thalmanninella* sp., ktoré majú rozsah vrchný alb – cenoman. Ich bližšia identifikácia je vzhľadom na nepriaznivé zachovanie problematická. Zaznamenali sme aj ojedinelé bentické dierkavce.

Do porubského súvrstvia sme na základe zistenej stratigrafickej pozície začlenili aj vzorku MK 222, ktorá bola odobraná z bridličnatých až doskovitých vápencov. Z hľadiska mikroštruktúry reprezentuje foraminifero-rádioláriový biomikrosparit (foraminifero-rádioláriový *wackestone*). Sediment vykazuje známky tlakového postihnutia. Komponenty sú spravidla usmernené. Niektoré alochémy sú viac-menej amputované v základnej hmote.

Organické zvyšky sú silno rekryštalizované. Z hľadiska vekového zaradenia vápenca je dôležitá prítomnosť planktonických dierkavcov, z ktorých sme identifikovali *Pseudothalmanninella ticinensis* (GANDOLFI) (obr. 3.1.2-19a), *Thalmanninella appenninica* (RENZ) (obr. 3.1.2-19b) a *Hedbergella* sp. Spoločenstvo dierkavcov indikuje spodný cenoman. Bentos sme nezaznamenali. Pomerne bežne sa vyskytujú rádiolárie spumeláriového typu, fragmenty ?lastúrnikov a biodetrit.

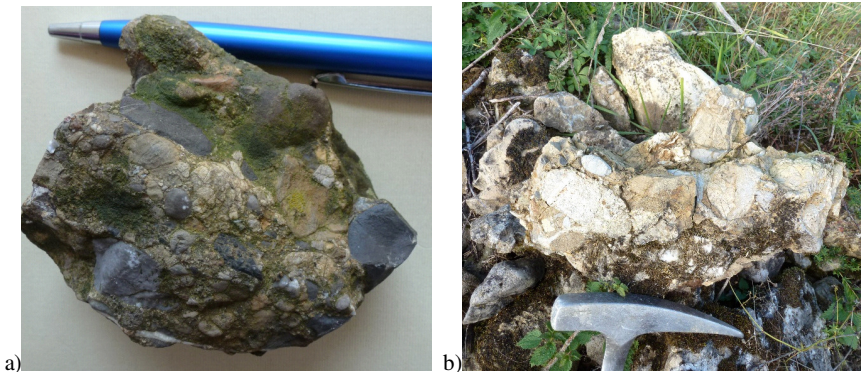


Obr. 3.1.2-19. Planktonické dierkavce, vzorka MK-222:

a) *Pseudothalmanninella ticinensis* (GANDOLFI); b) *Thalmanninella appenninica* (RENZ).

Karbonátové zlepence (alb?)

V lúčnej sutine v prostredí základných členov porubského súvrstvia sa sporadicky objavujú karbonatické zlepence (obr. 3.1.2-20). Vettters (1909) uvádza, že sa skladajú z obliakov okolitých hornín (vápence, dolomity, pieskovce, kremenec, keuper a fleckenmergel), no výskyty týchto zlepenčov na mape zakreslil ako mladoterciérne konglomeráty (pod Vlčou, pri Pálenom vrchu, v sedle medzi Vyšehradom a Malým Vyšehradom a pri Vtáčnici). Húsenica (1949 in Mahel' et al., 1962) zlepence zaradil do albu a v ich náplni spomenul aj ojedinelé obliaky granitov. Zlepence majú karbonatický tmel. Na základe analógií – viac vekových ako litologických – horniny pracovne zaraďujeme k tzv. ludrovianskym vrstvám, definovaným v rámci slieňovcov Homôľky v tatriku aj v zliechovskej sekvencii (Jablonský in Samuel et al., 1988). Nevieme s istotou vyjadriť, či ide o litostratigraficky ekvivalentné zlepence, ani zaujať stanovisko k otázke, akú pozíciu majú vo vzťahu k základným vápnitým pieskovcom či ílovcom. Nepriame okolnosti skôr naznačujú, že by mohlo ísť o hruboklastické fácie turbiditných tokov (aj opakované), ktoré v rámci porubskej flyšovej sedimentácie nemusia mať vyhranenú stratigrafickú polohu. Mišík (in Mišík a Reháková, 2004) uvádza v ludrovianskych zlepencoch popri karbonatických obliakoch aj vulkanity a iné exotické horniny vzhľadom na okolité súbory tatrika a veporika. Zistil sa aj úlomok (vz. MK-233A) bohatý na rádiolárie spumeláriového typu alebo klast obsahujúci spodnokriedového planktonického dierkavca, teda horniny, s ktorými sme sa v podloží porubského súvrstvia nestretli.



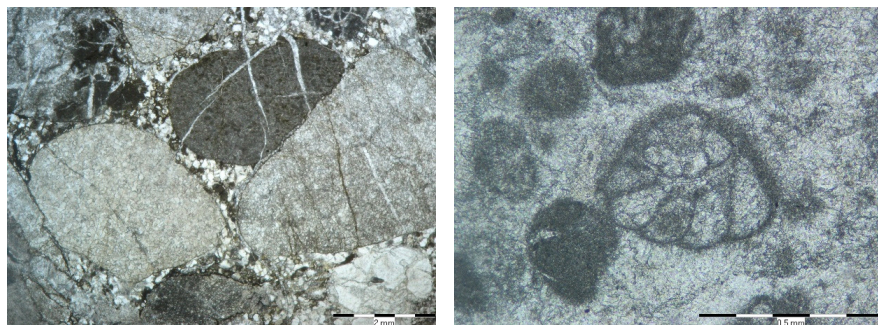
Obr. 3.1.2-20. a) Vápencový ortozlepenec stmelený prachovcovo-vápnitou základnou hmotou; b) polymiktná brekcia pozostávajúca z dolomitu a kvarcitu.

Mikroopis:

V rámci porubského súvrstvia sa vyskytujú zlepence, v ktorých sa nachádzajú rozmanité, pomerne husto usporiadané nevytriedené, niekedy až dokonale

opracované klasty karbonátov a iných typov hornín (obr. 3.1.2-21a). Najčastejšie sú prítomné úlomky stredno- až hrubozrnnejšieho dolomitu s dolosparitovou štruktúrou. V niektorých z nich sú badateľné fantómy po bližšie neidentifikovaných alochémach. Karbonáty reprezentujú aj klasty pochádzajúce zo stromatolitov, resp. inklinujúce k nim, v ktorých sme pozorovali typickú sparitovú kresbu (póry vysychania riasových podušiek), prípadne *birdseyes*, klast s rádioláriovou mikrofáciou (rádioláriový biomikrosparit – rádioláriový *wackestone*), úlomky s intrapel(dolo)mikrosparitovou/(dolo)pelmikrosparitovou štruktúrou, kde klasty neraz veľkostne hraničia s peloidmi a majú (dolo)mikritovú štruktúru s pekne vyvinutým autigénnym kremeňom a biodetritom pochádzajúcim z ?lásturníkov, klast kalkarenitu, v ktorom sa v mikrosparitovej, zrejme čiastočne dolomitizovanej a minerálmi Fe viac-menej impregnovanej základnej hmote (lokálne náznaky brekciovatenia) vyskytujú úlomky mikritu (*mudstone*), niekedy s klencami karbonátu, resp. s rekrytalizovaným detritom. Zaujímavý je klast s biosparitovou štruktúrou (foraminiferový *grainstone*), v ktorom sa nachádzajú bentické dierkavce triasového veku. Identifikovali sme *Duostomina turboidea* KRISTAN-TOLLMANN (obr. 3.1.2-21b), ktorá je známa z vrchného ladinu až rétu. Aj v ďalších úlomkoch sme výnimočne našli fosílné zvyšky. Prítomné sú aj vzácne klasty siliciklastík (kremencov, kremenných pieskocov, rohocov), resp. rozlámaný, undulózne zhášajúci kremeň. Úlomky pochádzajú najpravdepodobnejšie hlavne zo sedimentov triasového veku.

V karbonátovej základnej hmote (matrice) zlepcov sa bežne vyskytuje klastický, undulózne zhášajúci kremeň dominantne piesčitej frakcie, zriedkavé živce, vzácne sľudy a malé klasty mikritu (*mudstone*). Prítomné sú minerály Fe, ktoré spôsobujú jej hrdzavohnedé až tmavohnedé sfarbenie. Biogénne zvyšky sme nezaznamenali. Študované konglomeráty nebolo možné presne stratifikovať vzhľadom na neprítomnosť organických zvyškov v základnej hmote (matrice).



Obr. 3.1.2-21 Vzorka MK-113A: a) husto usporiadané nevytriedené klasty; b) *Duostomina turboidea* KRISTAN-TOLLMANN, klast.

3.2. FATRIKUM

V pohorí Žiar sa krížňanský príkrov vyskytuje v dvoch faciálnych vývojjoch. Na severe je rozšírená hlbokovodná zliechovská sekvencia (obr. 3.2.1-1), zatiaľ čo v južnej časti pohoria vystupuje sekvencia s prechodným postavením (obr. 3.2.2-1). Pretože obe jednotky majú odlišný faciálny, sčasti aj tektonický vývoj, sú opísané v samostatných podkapitolách.

3.2.1. Zliechovská sekvencia

Trias

114 **gutensteinské vápence: svetlosivé až biele a tmavosivé vrstvitité a masívne vápence s polohami dolomitov** (*spodný anis*)

Pomenoval ich Hauer (1853) podľa obce Gutenstein v Rakúsku. V Žiari sa tieto vápence kvôli ich netypickému svetlému vývinu prirovnávali k jurskému štramberskému vápencu (Stache, 1865). Čermák (1866a) ich v dôsledku častej pozície v nadloží karpatského keuperu zaraďoval rovnako k jure. Uhlig (1903) zrejme kvôli svetlej farbe k titónu. Nakoniec ich Veters (1909) správne označil ako stredotriasové a dostalo sa im pomenovania vyšehradské vápence (obr. 3.2.1-2c). Maheľ (1962, 1986) hovorí o značnom podiele svetlejších triasových vápencov ako o osobitosti Žiaru. Rakús et al. (1984) stotožňovali toto najspodnejšie súvrstvie krížňanského príkrovu na základe uvažovanej litologickej podobnosti s tzv. podhradskými vápencami.

V severnej časti pohoria vystupujú v súvislom pruhu od ústia Sýkorčej doliny pri Vyšehradnom cez Vlčiu (752 m n. m.) medzi Rudnom a Brieštím-Hadvigou až po Tlstý vrch (736 m n. m.). V spodnej šupine krížňanského príkrovu sme ich lokalizovali len v malom množstve jz. od Páleného vrchu (724 m n. m.). Gutensteinské vápence fatrika budujú aj výraznú kótu Vyšehrad (829) západne od Jasenova, kde fatrikum vystupuje vo forme príkrovej trosky v nadloží tatrika.

Ide o svetlosivé, tmavosivé, veľmi zriedkavo až čierne masívne aj lavicovité (od 5 cm až po metrové lavice) vápence (obr. 3.2.1-2) vytvárajúce nápadný bralnatý reliéf (napr. kóty 829 Vyšehrad a 752 Vlčia). Často sú popretkávané hustou spleťou tenkých kalcitových žiliek. Zvetrávajú do oblých tvarov, majú svetlú patinu, bývajú laminované a bežne v nich možno pozorovať znaky syngedimentárneho sklzania („robačkové“ vápence – červíkovité vápence). Na báze príkrovu/súvrstvia sa často nachádzajú tektonicky deformované horniny – rauvaky.

Mikroopis:

Takzvané vyšehradské vápence sú viac-menej rekrystalizované, v dôsledku čoho majú väčšinou šmuhovitý charakter. Vyskytujú sa hlavne jemnozrnné, ale prítomné sú aj hrubozrnné (stredozrnné) variety. Zriedkavo sa objavujú známky

		STRATIGRAFIA	LITOL. ZLOŽENIE	HORNINOVÁ NÁPLŇ
M E Z O Z O I K U M	Krieda	spodná	alb	
			apt	
			barém	
			hoteriv	
			valangin	
			berias	
	Jura	vrchná	titón	
			kimeridž	
			oxford	
		stredná	kelovej	
			bat	
			bajok	
			álen	
		spodná	toark	
			pliensbach	
			sinemúr	
	hetanž			
	Trias	vrchný	rét	
			norik	
		karn	tuval	
			jul	
			kordevol	
		str.	ladin	
			anis	
sp.				

Obr. 3.2.1-1. Litostratigrafická tabuľka fatrika – zliechovská sukcesia v regióne pohoria Žiar (M. Sentspetyer, M. Kováčik a D. Boorová, 2014).

usmernenia jednotlivých komponentov. Z hľadiska mikroštruktúry sa tieto vápence zaraďujú k mikritom/mikrosparitom (*mudstone*) so vzácnymi až výnimočnými organickými zvyškami, resp. ich fantómami, ktoré neumožnili presné stanovenie ich stratigrafickej pozície. Zriedkavé sú nepravidelné útvary hrubozrnného karbonátu. Niektoré z nich pripomínajú deformované biele očká (*birdseyes*).



a



b



c



d

Obr. 3.2.1-2. Laminovaný gutensteinský vápenc: a) červíkovitý gutensteinský vápenc; b) svetlý „vyšehradský“ gutensteinský vápenc; c) výrazne rozvetrané útvary na lokalite Milianske sv. od Briešťa (d).

Rekryštalizované fosilné zvyšky zastupuje časť schránky bentického dierkavca, fragmenty ostnatokožcov, najpravdepodobnejšie *Platúrnikov*, hladkostenné *Ostracoda* div. sp. a vzácny detrit, resp. biodetrit.

Vyskytuje sa zriedkavý až veľmi vzácny autigénny kremeň. Novotvary zastupujú aj klence karbonátu, ktoré sú viac-menej skorodované. Prítomné sú minerály Fe, ktoré niekedy zvyrazňujú mikrostylolity. Zistili sme aj ojedinelé sfudy.

113 ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvovité a masívne dolomity (*vrchný anis – spodný karn*)

Tento názov zaviedol Böse (1895) v pohorí Ramsaugebirge v Rakúsku pre dolomitovú faciú, ktorá zahŕňa všetky stupne medzi verfénskymi a raibelskými vrstvami, niekedy aj dachsteinskými vápencami. V Západných Karpatoch termín zaviedol Spengler (1932) pre dolomity chočského príkrovu nachádzajúce sa v podloží reiflinského vápenca. Neskôr ho prebrali aj iní autori na pomenovanie dolomitov stredného triasu chočského (napr. Andrusov, 1936) a krížňanského príkrovu (Kotáňski, 1965), ako aj dolomitov stredného triasu tatrika (Bystrický, 1972).

Toto súvrstvie je jedným z najrozšírenejších/najmohutnejších v rámci mezozoika fatrika v pohorí Žiar a v hlavnom telese krížňanského príkrovu vystupuje v priamom nadloží gutensteinských vápencov. V spodnej príkrovovej šupine vychádzajú na povrch pri Vyšehradnom, ďalej ich možno sledovať cez oblasť Uhliarska a Pálený vrch až pod kótu Vlčia (753).

Väčšinou ide o tmavosivé bituminózne rozpadavé lavicovité a masívne dolomity s bielou patinou. Bývajú ostrohranne rozpukané, často sú brekciovité, cukrovitého charakteru a najčastejšie sa vyskytujú v sutine. Pekné odkryvy možno pozorovať v lomoch (napr. bývalý lom lokality Šibenica, teraz smetisko), prípadne sú časté zárezy/dobývky dolomitovej múčky (napr. Sýkorčia dolina, Hadviga).

112 sivé vrstvovité vápence, lokálne organodetrítické („podhradské vápence“) (*ladin – spodný karn*)

V prostredí ramsauských dolomitov sa vyskytujú polohy vrstvovitých vápencov lavicovitej hrúbky, ktoré možno najskôr korelovať s vápencami vystupujúcimi v Podhradskej doline v sz. časti Veľkej Fatry (Sýkora, 1975). Poloha týchto vápencov je hrubá okolo 25 m a vekovo boli zaradené k najvyššiemu ladinu – kordevolu (Sýkora, l. c.).

Skúmané vápence majú rôzne odtiene sivého sfarbenia, prevažujú svetlé odtiene. Pre svoju makroskopickú podobu a do istej miery aj pozíciou môžu pripomínať podložné gutensteinské vápence, predovšetkým svetlejšie „vyšehradské“ vápence. Miestami sa objavujú aj polohy hrubších organogénnych typov vápencov. Vo všeobecnosti sa tzv. podhradské vápence, na rozdiel od gutensteinských vápencov, vyznačujú prítomnosťou mikrofauny, ktorá má často biostratigrafický význam.

Pri terénnom výskume strednotriasových karbonátov je prakticky nemožné detailnejšie stanoviť litostratigrafickú príslušnosť jednotlivých členov. Mikrobiostratigrafické zhodnotenie umožňuje vcelku spoľahlivé zatriedenie „podhradských“ vápencov, preto kartograficky lokalizujeme ladinské až vrchnotriasové vápence len na dvoch miestach (opustený kameňolom v Polerieke a cintorín v Briešti). Generálne možno predpokladať väčšie rozšírenie týchto vápencov,

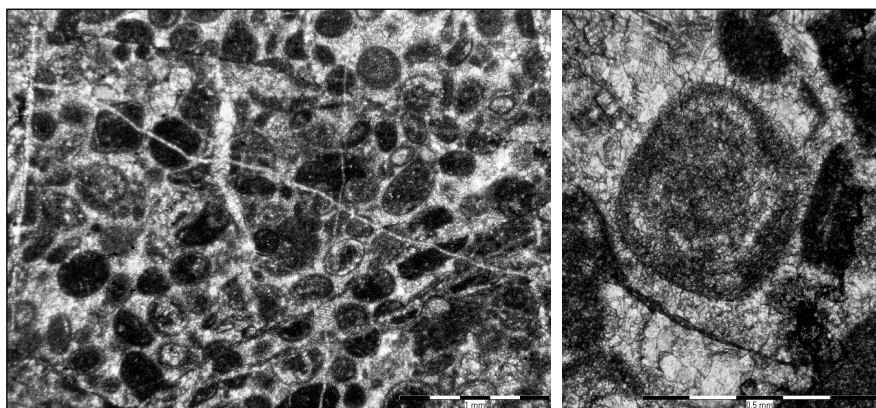
a to nielen vo fatriku. S konečnou určitosťou sa nedokážeme vyjadriť k otázke, či ide o jednu alebo viac polôh týchto vápencov v dolomite. Z profilu nad Polerickou vyplýva, že medzi „podhradskými“ vápencami a sedimentmi karpatského keuperu sa nachádza ešte poloha svetlých dolomitov.

Mikroopis:

Sedimenty zaradené k „podhradským vápencom“ reprezentujú v podstate pseudoolitové vápence (obr. 3.2.1-3a). Základná hmota je mikrosparitová až sparitová (lokálne je vyvinutý tmel), viac-menej, miestami výrazne rekrýštalizovaná. Prítomné sú pasáže mikritu.

Bežne až hojne sa vyskytujú komponenty, ktoré sú, okrem výnimiek, pomerne vytriedené. Pre študované vápence sú charakteristické pseudoolity. Typické oolity, resp. alochémy, ktoré k nim inklinujú, sú sporadické. Prítomné sú niekedy až dokonale opracované úlomky hornín s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Vyskytujú sa aj klasty mikritu/mikrosparitu (*mudstone*) s obsahom autigénneho kremeňa a niekedy aj rekrýštalizované alochémy bez zaradenia. Niektoré dosahujú veľkosť ruditovej frakcie v smere predĺženia.

Vzácne sú prítomné organické zvyšky, ktoré reprezentujú bentické dierkavce *Pilaminella gemerica* (SALAJ) (obr. 3.2.1-3b), *Pilaminella* cf. *kuthani* (SALAJ), fragmenty schránok *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Nodosaria* sp. a *Ophthalmidium* sp. Biogénnu zložku zastupujú aj výnimočné fragmenty ostnatožcov, lastúrnikov a makrofauna.



Obr. 3.2.1-3 Vzorka „podhradských vápencov“ (MK-461): a) pseudoolitový vápenc; b) *Pilaminella gemerica* (SALAJ).

Objavujú sa pomerne výrazné prejavy dolomitizácie. Vyskytujú sa klence karbonátov s hrdzavohnedými lemmami, ktoré sú nepravidelne roztrúsené, prípadne tvoria lokálne zhluky.

111 lunzské vrstvy: svetlosivé až modrasté strednozrnné pieskovce a sivozelené bridlice (*vrchný jul – spodný tuval*)

Boli nazvané podľa mesta Lunz v Rakúsku a ako prví ich uviedli do literatúry Lipold (1863) a Štúr (1863) (in Andrusov et al., 1985). V Žiari ich registroval už Vetters (1909), ale len v Sýkorčej doline. Húsenica (1949) ich zakreslil aj na Pálenom vrchu a početnejšie šošovky sa objavujú na mapách Rakúsa et al. (1984, 1993). Dobré sa dajú pozorovať vo svahoch Sýkorčej doliny, v okolí Brieštia-Hadvigy alebo v oblasti Páleného vrchu (724 m n. m.). Ďalšie lokálne výskyty sme zaregistrovali v oblasti Polianok južne od Čierneho lesa, na plošinke Pelové úžiny východne od Čierneho lesa, na plošinke v oblasti Uhliarskej a vo svahoch Polerieckej doliny.

V nadloží ramsauských dolomitov vystupujú tenké polohy (do 10 m) svetlosivých až modrastých jemnozrnných až strednozrnných pieskoviec a sivozelených bridlíc (obr. 3.2.1-4), ktoré reprezentujú lunzské vrstvy. Pre pieskovce je typické výrazné hrdzavé sfarbenie medzizrnných priestorov, spôsobené oxidáciou železa (obr. 3.2.1-4a). Povrch pieskoviec býva hnedý, prípadne hnedo-hrdzavý, majú hranatý rozpad a rovné plochy vrstvitosti. Bridlice sa vyskytujú len zriedka (napr. v záreze Vyšehradného potoka vo výške okolo 400 m n. m.). V rámci tohto súvrstvia prakticky niet odkryvov, keď sa však tieto horniny v teréne vyskytujú, sú hojne prítomné v sutine. Lunzské vrstvy nevystupujú v súvislejších pásoch, skôr sa dajú mapovať ako šošovky. To však môže byť často spôsobené nedostatočným odkrytím terénu alebo presutinením horninami vyšších členov. Niekedy je medzi nimi a nadložným súvrstvom karpatského keuperu ešte tenká vrstva hlavného? dolomitu. To však môže byť len zdanie práve kvôli ich výskytu v sutine, keďže častejšie plynule prechádzajú do pieskoviec, resp. pestrých ílovcov súvrstvia karpatského keuperu.



Obr. 3.2.1-4. a) Pieskovec lunzských vrstiev; b) sivozelený ílovec lunzských vrstiev (foto M. Sentpetery).

Petrografické štúdium (kap. 3.7.2) klasifikuje sedimenty ako veľmi jemnozrnné až jemnozrnné kremenné droby až siltovce. Základnou zložkou sedimentov je dobre vytriedený, prevažne slabo opracovaný až ostrohranný monokryštalický kremeň, menej polykryštalický kremeň. V lunzských pieskovochoch sú veľmi dobre zastúpené klastické sludy, mierne prevládajú zrná biotitov. Akcesoricky pozorujeme najmä zná draselných živcov, predpokladaný plagioklas býva premenený a vytvára sericitický pseudomatrix. Základnú hmotu majoritne tvoria ílové minerály, v malej miere aj drobné agregáty kremeňa. Pre tieto sedimenty sú typické časté náteky oxidov a hydroxidov železa.

110 hlavný dolomit?: tmavosivé vrstvité a masívne dolomity (*vrchný karn – ?spodný norik*)

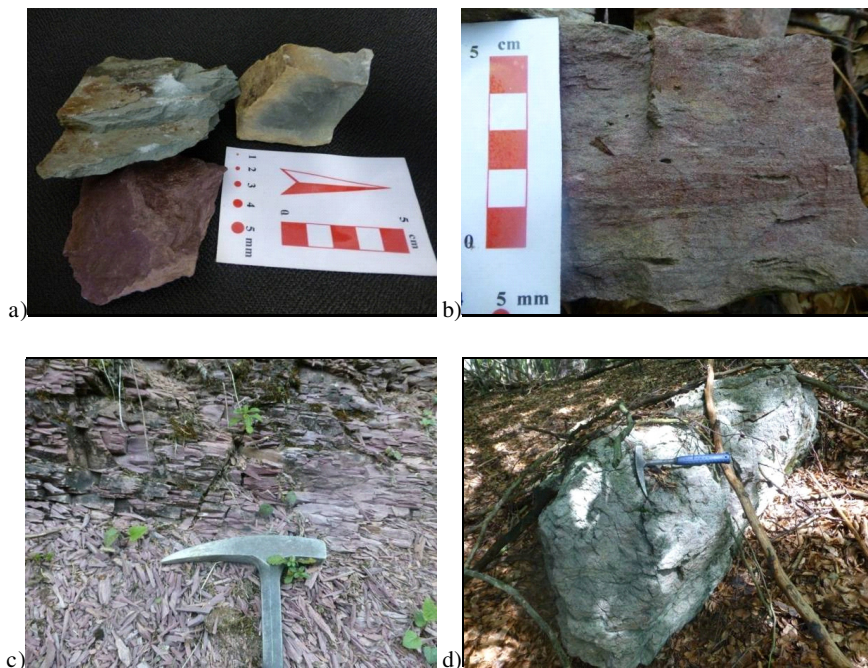
V Západných Karpatoch sa hlavný dolomit považuje za litologicky zhodný s hlavným dolomitom Severných Álp, o ktorom sa prvýkrát zmieňuje Gümbel (1857). Často sa poukazuje na nemožnosť litologicky ho odlišiť od dolomitov stredného triasu, pretože jediným relevantným kritériom je prítomnosť lunzských vrstiev medzi týmito dolomitovými komplexmi (Bystrický in Andrusov a Samuel, 1983). Keďže v severnej časti pohoria Žiar sú výskyty lunzských vrstiev nepravidelné, šošovkovité, je prakticky nemožné súvrstvie hlavného dolomitu kartograficky vyčleniť v celom rozsahu. Navyše, v nadloží lunzských vrstiev sa najčastejšie nachádza súvrstvie karpatského keuperu, prípadne iba pár metrov dolomitov, ktoré však väčšinou nemožno s určitosťou považovať za priame nadložie. Hlavný dolomit sme tak na mape znázornili šrafovaním len v miestach, kde sa lunzské vrstvy evidentne priamo nestýkajú s karpatským keuperom.

109 karpatský keuper: pestré ílovce, kremenné pieskovce a dolomity (*norik*)

Názov zaviedol Uhlig (1902) podľa názvu stupňa v germánskej faciálnej oblasti triasu – keuper – a so zreteľom na jeho výskyt v Západných Karpatoch (Bystrický in Andrusov a Samuel, 1983). Stur (1860) v pohorí Žiar ešte stotožňoval toto súvrstvie so „starším kvarcitom“ (terajšie lúžňanské súvrstvie). Stache (1865) a ďalší ho už na základe pozície vo vrstvom slede, ako aj na základe zjavnej podobnosti s germánskym keuperom či všeobecne podobnosti subatranského triasu a triasu v Západných Alpách (napr. Philippi, 1903) zaradovali do vrchného triasu. Veters (1909) už odlišuje červené ílovce karpatského keuperu od ílovcov spodného triasu aj petrograficky – opisuje ich ako jemnejšie, tenko bridličnaté či menej piesčité a menej sludnaté.

Karpatský keuper sa v takmer súvislom páse vyskytuje v hlavnom telese príkrovu od Kalvárie pri Brieští-Solke až k Polerieke. Vo svahoch severne od Vyšehradného tvorí najvyšší člen spodnej príkrovej šupiny priamo pod guten-

steinskými vápencami hlavného telesa. Štruktúrne tretí samostatný pruh tohto súvrstvia vystupuje v nadloží strednotriasových dolomitov pri „Montyho ranči“ vo Vyšehradnom. Táto vrásová deformácia v spodnej šupine je zakončená v s.-j. dolinke pri západnom svahu Uhliarskej. Odtiaľ pruh karpatského keuperu pokračuje cez Pálený vrch až do svahov k. Vlčia (753) v doline pri obci Rudno a jeho posledný výskyt možno lokalizovať vo svahoch sv. od Brieštia. Pekné odkryvy sa dajú vidieť v oblasti Šibenice, v západnom svahu Rozložnej (793 m n. m.), severne od Brieštia-Hadvigy či v doline Polerieky (obr. 3.2.1-5c).



Obr. 3.2.1-5. a) Bordová a zelená fľovitá bridlica, modrosivý dolomit so zreteľnou žltkastou patinou; b) pestrý pieskovec karpatského keuperu; c) typický rozpad červených fľovcov karpatského keuperu v doline Polerieky; d) balvany kremencov karpatského keuperu na lokalite Uhliarska (foto M. Sentyery).

Tento významný horninový horizont tvoria prevažne pestré fľovce (fialové, zelené, červené), kremence, kremenné pieskovce a dolomity (obr. 3.2.1-5). V miestach, kde sa nevyskytujú prirodzené odkryvy, je toto súvrstvie nápadne výrazne červeno-fialovou zeminou a úlomkami fľovcov prevažne s tyčinkovitým rozpadom (napr. Kravská dolina severne od Vyšehradného). Pieskovce bývajú väčšinou jemnozrnné, laminované. Hrubozrnejšie kremenné pieskovce až zle-

pence (napr. južné svahy Uhliarskej) sa vyskytujú vo fatrickej jednotke pohoria Žiar vzácnejšie (obr. 3.2.1-5d). Svetlé modrosivé kalové dolomity, väčšinou so žltkastou patinou, sprevádzajú pestré ťlovce v podstate pravidelne.

Petrograficky možno klastické sedimenty tohto súvrstvia klasifikovať ako dobre vytriedené subarkózy až litické droby (bližšie pozri kap. 3.7.2). V zložení prevažuje kremeň, obsah živcov – ide predovšetkým o K živcov – sa pohybuje od 4,7 (litická droba) do 17,3 % (subarkóza). Klastické sľudy sú zastúpené rôzne, pričom prevládajú šupinky svetlých muskovitov nad biotitmi. Základnú hmotu (obsah v priemere okolo 11,5 %) tvoria drobné agregáty kremeňa a ťlové minerály, prevažne sericit (pseudomatrix).

Ivanov (1972) uvádza v ťlových bridliciach 70 – 95 % podiel základnej hmoty tvorenej ťlovitými a Fe amorfnými minerálmi. Z ťlovitých minerálov na základe rtg. analýzy opisuje hlavne illit, menej kaolinit a sporadicky montmorillonit. Z klastickej zložky je prítomný kremeň, plagioklasy aj ortoklasy a hematit, ale na väčšine lokalít chýbajú sľudy. Môžu sa vyskytovať úlomky kryštalických bridlíc.

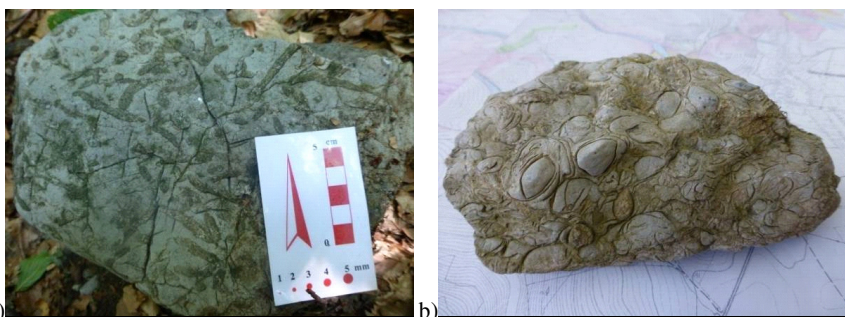
108 fatranské súvrstvie: tmavosivé až čierne organodetrítické, krinoidové, oolitické a lumachelové vápence (rét)

Túto litostratigrafickú jednotku vymedzil Michalík (1974), ktorý uprednostnil takéto označenie „rétu“ pred tradičným alpským názvom „kössenské vrstvy“ (Lipoldt, 1852), zaužívaným aj v Západných Karpatoch (napr. Stur, 1860; Velters, 1909; Bystrický, 1975). Z genetického hľadiska má fatranské súvrstvie charakter sedimentov plytkej morskej príbrežnej oblasti.

S prerušeniami, väčšinou v dôsledku zlomovej tektoniky, sa ťhá v súvislom pruhu od lokality Šibenica až k Abramovej. Najlepšie je vyvinuté/odkryté v s. a sz. svahoch nad Brieštím a v širšej oblasti doliny pri Polerieke. Horniny fatranského súvrstvia sú aj súčasťou obráteného vrstvomého sledu v spodnej šupine vo svahoch nad „Montyho rančom“ vo Vyšehradnom, v oblasti Uhliarskej, Páleného vrchu a vrcholu Vlčej. Výrazne lumachelové vápence rétu sa nachádzajú aj v oblasti Pekla severne od Kľačna, kde sú takisto súčasťou vrásovej štruktúry, podobnej tej pri Vyšehradnom.

Toto typické súvrstvie fatrika pozostáva z tmavosivých až čiernych organodetrítických, niekedy aj ťlovitých vápencov. Často sa však vyskytujú aj koralové, oolitické, krinoidové a lumachelové vápence plné rôznorodej fauny (obr. 3.2.1-6b). V staršej literatúre (napr. Stache, 1865; Velters, 1909) sa pre koralové vápence používalo aj označenie „Lithodendronkalke“. Najkrajšie aj najviac takýchto vápencov možno nájsť severne od Brieštia (obr. 3.2.1-6a). Oolitické vápence sa hojne vyskytujú na plošinke hrebeňa severozápadne od Polerieky v smere na hrebeň Dúbravce. V prirodzených odkryvoch bývajú horniny fatranského súvrstvia často vrstvitité (do 20 cm), väčšinou sa ale nachádzajú v sutine.

Stratigraficky bolo súvrstvie na základe početných nálezov skamenenín začlenené do rétu. Ako prvý priamo zo Žiaru druh *Terebratula gregaria* SUESS spomína Stur (1860). Stache (1865) opísal v Strážovských vrchoch aj *Cardium austriacum* HAUER a *Pecten valoniensis* DEFR. Ďalšie druhy potom určil celý rad autorov, či už v Žiari alebo v príľahlých pohoriach (napr. Kulcsár, 1914; Vigh, 1917; Maheľ, 1946; Kochanová, 1958). Ako príklad uvedieme napr. *Waldheimia norica* SUESS, *Pteria contorta* (PORTL.), *Gervillia inflata* SCHAFFH., *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Lima (Plagiostoma) praecursor* (QUENST.) alebo *Cardita austriaca* (HAUER). Maheľ (1962) ako charakteristické pre rétu uvádza koralové trsy s *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) a lumachely s *Rhaetina gregaria* (SUESS), zriedkavejšie s *Lopha heidingeriana* (EMMR.).



Obr. 3.2.1-6. Koralový (a) a lumachelový (b) vápenec fatranského súvrstvia.

Jura

107 kopiencke súvrstvie: tmavosivé a čierne piesčité, mierne organogénne krinoidové vápence a ílovito-vápnité bridlice s úlomkami sľúd (spodný hetanž – sinemúr)

Tento názov zaviedol Götel (1917) pre istý vývin spodného liasu krížňanského príkrovu Vysokých Tatier (podľa vrchu Kopienec). Nielen v minulosti sa toto súvrstvie často označovalo aj ako „grestenské vrstvy“ (Hauer, 1853) podľa lokality Gresten v Rakúsku (Andrusov in Andrusov a Samuel, 1983). Kopiencke súvrstvie reprezentujú litorálne až neritické, sčasti turbiditné synriftové svahové sedimenty odrážajúce značné paleogeografické zmeny s diferenciáciou reliéfu postupne sa prehľbujúcej panvy (Plašienka, 1999).

Vyskytuje sa prakticky od Nitrianskeho Pravna cez Čierny les (721 m n. m.) a Gaštan (838 m n. m.) až k Polerieke. Severne od Vyšehradného po oblasť Uhliarska je súčasťou obráteného vrstvového sledu a práve v záreze hlavnej cesty Jasenovo – Nitrianske Pravno možno pozorovať aj najlepšie odkryvy tohto

súvrstvia v severnej časti pohoria (obr. 3.2.1-7a). V odkryvoch tvoria vrstvy s hrúbkou od 5 až do 50 cm, väčšinou však približne 10 – 15 cm. Súvrstvie nedosahuje veľkú hrúbku. Oproti ostatným hlavným jurským členom je najviac náchylné na eróziu, čo sa prejavuje nedostatkom vhodných odkryvov.



a)



b)



c)

Obr. 3.2.1-7. a) Odkryv kopieneckého súvrstvia v záreze hlavnej cesty nad Vyšehradným; b) ílovito-vápnitá bridlica s hojným obsahom sľudy; c) oválna konkrécia s vtrúseninami pyritu.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne piesčité krinoidové vápence a ílovito-vápnité bridlice s úlomkami sľúd (obr. 3.2.1-7b). Lupienky sľudy sú často viditeľné na plochách vrstiev, ktoré bývajú silno stlačené až extrémne bridličnaté. Miestami, hlavne v spodnej príkrovovej šupine, pôsobia dokonca ako metamorfne postihnuté horniny. Sporadicky sa vyskytujú oválne konkrécie vyplnené vtrúseninami pyritu (obr. 3.2.1-7c). V úlomkovej sutine spodnoliasových hornín sme ojedinele našli krinoidový vápenec tehlovočerveného odtieňa, ktorý možno stožňovať s hierlatzkým vápencom (pozri ďalej mikroopis).

Vekovo možno kopienecké súvrstvie na základe fosílií zaradiť do najspodnejšieho liasu, hetanžu, prípadne k spodnému sinemúru. Mahel' (1962) uvádza na

základe nálezov Kulcsára (1914), Vigha (1915) či vlastných nálezov (Maheľ, 1946) skameneniny: *Spiriferina pinquis* ZIET., *Sp. rostrata* SCHLOTH., *Pentacri-mus* sp., *Placunopsis alpina* WINKL., *Pinna* sp. (aff. *semistriata* TERQ.), *Plicatu-la spinasa* SOW., *Pl. hettangiensis* TERQ., *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chl. thiollierei* (MART.), *Liostraea irregularis* MÜNST., *Entolium disciformis* SCHÜBL., *Arietites (Arnioceras) semicostatum* YOUNGEL BIRD., *A. geometricus* OPPEL., *A. falcaries* QUENST., *Phylloceras partschi* STUR a *Schlotheimia* sp.

Mikroopis:

Kopienecké súvrstvie zastupujú pomerne rekryštalizované oolitové vápence. Ich základná hmota je sparitová/mikrosparitová, spravidla impregnovaná mine-rálmi Fe. Relatívne husto usporiadané alochémy, dominantne oolity, nie sú vy-triedené. Koncentrická, ale najmä radiálne lúčovitá stavba oolitov je vplyvom rekryštalizácie viac-menej zotretá. Výnimočne sú prítomné aj úlomky, v ktorých sa nachádzajú oolity. Sú v podstate rovnakého typu ako sediment, v ktorom sa vyskytujú.

Pomerne vzácne rekryštalizované organické zvyšky, ktoré sú niekedy v cen-trách oolitov, reprezentujú fragmenty ostnatokožcov, ostne ježoviek, ulitníky, úlomky hrubostenných lastúrníkov, ojedinelý dierkavec *Nodosaria* sp. a biodet-rit. Sporadicky sa vyskytuje klastický kremeň. Zastúpený je aj vzácny novotvo-rený kremeň. Výnimočná je slúda.

Do komplexu hornín kopieneckého súvrstvia sme zaradili aj sediment (vz. MK-340), pre ktorý je typická bohatá prímies klastického, undulózne zhášajúceho kremeňa piesčitej frakcie. Kremeň je nepravidelne „usporiadaný“ a miestami, vzhľadom na zvýšenú koncentráciu, vytvára až náznaky laminácie. Viac-menej rekryštalizovaná mikrosparitová/mikritová základná hmota s prímiesou ílových minerálov je tiež čiastočne impregnovaná minerálmi Fe, rovnako ako fosílné zvyšky. Zastúpené sú v nej slúdy. Prítomný je aj pyrit.

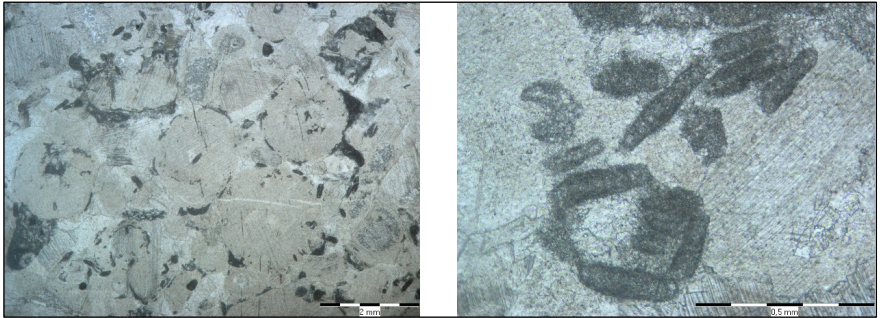
Nepravidelne chaoticky usporiadané sú aj biogénne zvyšky, ktoré reprezentu-jú hlavne fragmenty redeponovaných častí schránok lastúrníkov, ako aj prierezy ich celých schránok. Zastúpené sú aj ulitníky, prípadne úlomky ich schránok a zrejme aj ?ramenonožce a výnimočné bentické dierkavce (?*Anomalina* sp.).

Mikroopis – hierlatzký vápenec:

Z hľadiska mikroštruktúry patria hierlatzké vápence k biomikritom/biomikro-sparitom (biogénny *wackestone*/lokálne *packstone*). Mikrofácia je brachiopódovo-echinodermátová. Vyskytuje sa pestré spektrum väčšinou rekryštalizovaných nevytriedených, nepravidelne usporiadaných fosílnych zvyškov, resp. ich frag-mentov. Reprezentujú ich ostnatokožce, ktoré sú niekedy impregnované mine-rálmi Fe, úlomky makrofauny zastúpené schránkami ramenonožcov (výnimočne boli na nich pozorované stopy po vrtavých organizmoch), schránky juvenilných

amonitov, ihlice hubiek, bentické dierkavce (okrem iných *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium* sp.), oseň ježovky, ?ulitník a detrit, resp. biodetrit.

K sedimentom liasu patria aj silno rekryštalizované krinoidové vápence. Mikrofacia je krinoidová, resp. krinoidovo-foraminiferová. Z hľadiska štruktúry ide o krinoidový biosparit (krinoidový *grainstone*) (obr. 3.2.1-8a). Vzácné sú zachované reliktu po mikritovej (*mudstone*) základnej hmote. Nevytriedené články, resp. fragmenty krinoidov sú husto usporiadané, obyčajne intenzívne lamelované a skorodované. Vyskytujú sa bentické dierkavce, ktoré dominantne reprezentujú *Ophthalmidium* sp., resp. *Ophthalmidium martanum* FARINACCI (obr. 3.2.1-8b). Miestami tvoria výraznejšie akumulácie. Prítomná je ojedinelá sesílna forma. Veľmi vzácné sa vyskytujú klasty vápencov, výnimočne s organickými zvyškami bez presnej identifikácie (?dasykladálna riasa). Novotvary zastupujú klence karbonátov.



Obr. 3.2.1-8. Mikrofauna hierlatzkého vápence (vz. MK 190):
a) krinoidový biosparit (krinoidový *grainstone*), b) *Ophthalmidium martanum* FARINACCI.

106 algäuské súvrstvie („fleckenmergel“): sivohnedé škvrnité ílovité vápence (*sinemúr* – ?álen)

Ide o analógiu „algäuských vrstiev“ definovaných Gumbelom (1856) z oblasti rakúskych Álp. Pre toto súvrstvie, tradične nazývané „fleckenmergel“, Gaždzicki et al. (1979) zaviedli názov súvrstvie Janovky podľa rokliny Janovky v jz. svahoch Havrana v Belianskych Tatrách (spracované podľa Andrusova a Samuela, 1983). Litologicky toto panvové hemipelagické súvrstvie tvoria tmavosivé ílovité škvrnité vápence, prípadne tmavosivé až čierne ílovce (obr.3.2.-9a, b). Často v nich možno nájsť amonity takmer decimetrových rozmerov a belemnity (obr. 3.2.1-9c, d). Miestami môžu byť vápence prerastené čiernymi rohovcami. Tmavé škvrny (fukoidy) sú najpravdepodobnejšie produktom vŕtavých činností červov. Ojedinele možno v sutine škvrnitých vápencov (106 a 105) nájsť tmavobordový ílovitý vápenec/vápnitý ílovec, ktorý pravdepodobne náleží k adnetským vrstvám (pozri mikroopis pri 106).

Výskyt tohto najrozšírenejšieho jurského súvrstvia v severnej časti pohoria sa začína na úpätí medzi Nitrianskym Pravnom a Kľáčnom, pokračuje popod Ostrý vrch (488 m n. m.), Kypík (570 m n. m.), Čierny les (721 m n. m.) a Rozložnú (788 m n. m.), kde je jeho priebeh uťatý zlomom. Ďalej pokračuje od oblasti Húštinky cez južné svahy Gaštana (838 m n. m.), Čierneho dielu (780 m n. m.) a Žiaru (757 m n. m.) až do oblasti Bystrice na okraji s Turčianskou kotlinou. Na lokalite Peklo v okolí Žltej doliny sa algäuské súvrstvie spolu s karpatským keuperom nachádzajú v prevrátenom ramene ležatej vrásky. Sú extrémne deformované, zbridičnatené a detailne prevrášnené (obr. 3.2.1-9b).



Obr. 3.2.1-9. a) Škvrnitý slienitý vápenec – fleckenmergel; b) prevrášnený a tektonicky stlačený až zbridičnatený fleckenmergel z oblasti Pekla severne od Kľáčna; c – d) ukážky hojne sa vyskytujúcich skamenenín amonitov v algäuskom súvrství (foto M. Sentspetery).

Stratigrafické rozpätie súvrstvia je preukázané skameneninami z celého radu lokalít širšieho okolia. Zo svahov Repeša sz. od dedinky Brieštie uvádzal Stache (1865) faunu belemnitov a amonitov (*Vermiceras nodotianus* D'ORB, *Echioceras raricostatus* ZIETH). Stur (1860) v tejto oblasti našiel aj druh *Avicula intermedia* EMMR. VETTERS (1909) z Ostrého vrchu sv. od Nitrianskeho Pravna opísal *Arietites* sp., *Arietites* conf. *spiratissimus* QU., *Amaltheus* sp. a *Oxynothiceras oxynotum* QU. a z Čierneho lesa uvádza *Arietites* conf. *spiratissimus* QU. a *Pholadomya* sp.

Rakús et al. (1993) toto súvrstvie (spolu s kopianeckým) zakresľovali aj západne od Trhanovej, na vrchoch Bukoviny a Kobylej hlavy. Konštatovali, že časť algäuských vrstiev tu má čiastočne odlišný charakter s prevahou zelenkavých, slabo škvrnitých slienitých vápencov. Vettters (1909) v tejto oblasti uvádzal aj grestenské vrstvy a „liasový fleckenmergel“. Na základe štúdia výbrusového materiálu aj makroskopických pozorovaní však uvedené horniny zaradujeme k mrazníckému, prípadne osnickému súvrstviu.

105 tmavosivé kremité ílovité vápence, často škvrnité („kremítý fleckenmergel“) (*álen – ?bat*)

Tieto vápence vystupujú v nadloží „slienitého fleckenmergelu“ a predstavujú prechodný člen medzi týmto súvrstvím a najhlbokovodnejším súvrstvím zliechovskej sukcesie – ždiarskym súvrstvím. Najlepšie odkryvy sa nachádzajú napr. v Mokrej doline severne od Kľačna, na dne potôčika jz. od Čierneho dielu (780 m n. m.), v záreze lesnej cesty v jz. svahu Čierneho lesa (721 m n. m.) a v záreze lesnej cesty v závere Jagelkovej doliny.

Sú to sivohnedé vrstvovité (10 – 30 cm), niekedy až pravidelne doskovité (1 – 7 cm) kremité vápence, ktoré bývajú často škvrnité (obr. 3.2.1-10). Typické je pre ne aj výrazné ostrohranné zvetrávanie. Na základe pozície vo vrstvomom slede ich možno začleniť do álenu až ?batu.

Obr. 3.2.1-10. Sivohnedý kremítý škvrnitý vápenec z oblasti Mokrej doliny severne od Kľačna.



Mikroopis:

Pôvodná mikroštruktúra vápencov je vplyvom rekryštalizácie a relatívne slabej silicifikácie čiastočne potlačená. Ide o biopelmikrosparit (biogénno-peloidný *wackstone*, lokálne *packstone*), len veľmi vzácnne biosparit (biogénno-peloidný *grainstone*). Mikrofaciu možno nazvať spikulitová, resp. spikulitovo-echinodermátová. Hornina (vzorka MK-425) má šmuhovitý (škvrnitý) vzhľad, čo je

spôsobené hlavne nerovnomernou rekryštalizáciou základnej hmoty a niekedy aj nepravidelným nahromadením komponentov, dominantne fosílnych zvyškov. V tejto vzorke sme pozorovali aj náznaky, resp. usmernenie komponentov. Alochémy sú vo všeobecnosti viac-menej, okrem niektorých výnimiek, vytriedené.

Organické zvyšky sú rovnako ako základná hmota rekryštalizované, prípadne niekedy silicifikované. Zastupujú ich ihlice (spikuly) hubiek viacerých morfortypov, rádiolárie spumeláriového typu, fragmenty ostnatokožcov, filamenty, úlomky makrofauny (?hrubostenný lastúrník), veľmi vzácne bentické dierkavce nodosaridného typu, časť schránky *Fronicularia* sp. a vo vzorke MK-425 aj veľmi vzácne planktonické formy patriace *Globuligerina* sp. Prítomný je aj biotrit.

Vyskytuje sa pomerne slabá prímies klastického, undulózne zhášajúceho kremeňa. Novotvary reprezentujú klence karbonátov s hnedastým lemom. Zastúpené sú zriedkavé sľudy a minerály Fe, ktoré impregnujú sediment.

Poznámka: Podobný typ sedimentu, ako reprezentuje vzorka MK-425, zaradil M. Havrila v textových vysvetlivkách k južnej časti pohoria Žiar do kolónky sivé krinoidové (?trlenské) vápence s rohovcami a ružové hľuznaté vápence (vyššia časť liasu – ?bajok).

104 ždiarske súvrstvie: zelenosivé, žltkasté a červenkasté jemnozrné rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)

Definovali ho Polák et al. (1998) ako súvrstvie rádioláriových vápencov a rádiolaritov. Názov je odvodený od typového profilu na vrchu Ždiarska vidla v Belianskych Tatrách. Maximálne vekové rozpätie bolo stanovené na základe rádioláriovej mikrofauny ako vrchný bat – spodný kimeridž. Sedimentácia prebiehala v hlbokovodnom pelagickom prostredí tesne nad hladinou CCD (Polák a Ondrejčíková, 1993).

Toto súvrstvie malej hrúbky možno registrovať s niekoľkými prerušeniami od dolného konca Kľačna po lokalitu Bystrica sz. od Abramovej, pričom jeho hrúbka sa od západu na východ postupne znižuje. Lepšie odkryvy sa nachádzajú na kóte 437 západne od Ostrého vrchu (488 m n. m.), v zárezoch lesnej cesty v jz. svahu Čierneho lesa (721 m n. m.), v závere Jagelkovej doliny, na lokalite Húštinka v chodníčku červenej turistickej značky západne od Hadvivy a v záreze lesnej cesty v sv. svahoch lokality Dúbravce.

Súvrstvie budujú sivé, zelenosivé, žltkasté, prípadne červenkasté jemnozrné rádioláriové vápence s veľmi zriedkavo sa vyskytujúcimi polohami/hľuzami rádiolaritov (obr. 3.2.1-11). Na plochách vrstvomitosti možno veľmi často pozorovať kríčkovité náteky/dendritické útvary zrejme mangánu (pyroluzit?) (obr. 3.2.1-11c). Vápence tvoria pravidelné dosky s hrúbkou 5 – 20 cm, najčastejšie však bývajú tenkodoskovité.



a



b



c



d

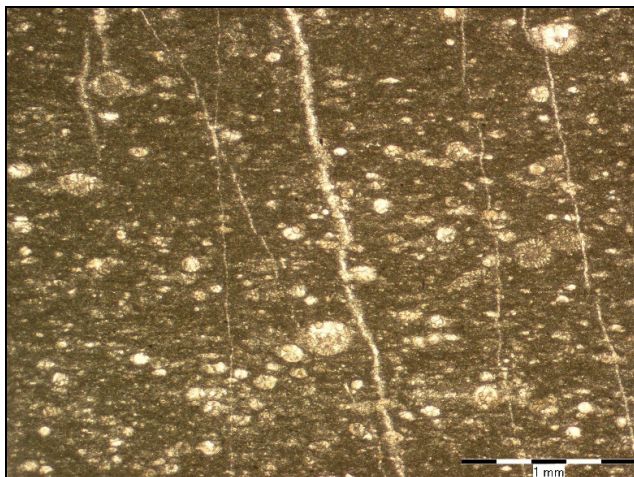
Obr. 3.2.1-11. Žltkastý rádioláriový vápenc (a); odkryv lavicovitých rádioláriových vápencov v záreze cesty v závere Jagelkovej doliny (b), detail plochy rádioláriového vápenca s kríčkovitým mangánovým nátekom (c), sekundárna hrdzavá, okrová až fialová farba zelenosivého rádioláriového vápenca zo sv. svahu Dúbraviec (d).

Mikroopis:

Pôvodná štruktúra rádioláriových vápencov ždiarskeho súvrstvia je viac-menej potlačená vplyvom tlakového postihnutia. Jednotlivé alochémy sú väčšinou usmernené a rádiolárie spumeláriového typu sú lokálne predĺžené, v niektorých prípadoch nadobúdajú až vretenovitý tvar. Z hľadiska mikroštruktúry ide o rádioláriový biomikrit/biomikrosparit (rádioláriový *wackestone*/miestami až *packstone*) (obr. 3.2.1-12). Mikrofacia je rádioláriová.

V dôsledku nerovnomerného rozloženia alochémov, miestami ich výraznejšieho nahromadenia, ako aj v závislosti od rôznej intenzity rekryštalizácie základnej hmoty sú vápence niekedy laminované, pričom laminy majú rôznu hrúbku. Laminovaný sediment reprezentuje hlavne vzorka MK-424A, kde sme zaznamenali laminu so silicifikovanou základnou hmotou. Nachádzajú sa v nej rádiolárie spumeláriového typu s primárnou kremitou výplňou. V tejto lamine sa bežne vyskytujú aj klenče karbonátov s hnedastými lemmami, ktoré tvoria kvázi

zhluky koncentrované vo zvyškoch mikritovej základnej hmoty. Pre vzorku MK-237 je typická šmuhovitosť, spôsobená nerovnomerným rozmiestnením inak pomerne dobre vytriedených alochémov, dominantne biogénnej zložky, a rôznym stupňom rekryštalizácie základnej hmoty.



Obr. 3.2.1-12. Rádioláriový biomikrit/biomikrosparit (rádioláriový *wackestone*, miestami až *packstone*). Vzorka Mi-13.

Z organických zvyškov dominujú rádiolárie spumeláriového typu vyplnené kryštalickým kalcitom. Len výnimočne sme zaznamenali silno rekryštalizované fragmenty ostnatokožcov, ?lastúrnikov a ihlice hubiek. Vyskytuje sa rekryštalizovaný detrit, resp. biodetrit. Sporadický je klastický, undulózne zhášajúci kremeň obyčajne piesčitej frakcie, prípadne autigénny kremeň. Veľmi vzácne sa vyskytujú klence karbonátov. Prítomné sú minerály Fe a zrejme aj organická prímes.

Rádiolárie, resp. rádioláriová mikrofácia sa v Západných Karpatoch bežne vyskytujú vo viacerých stratigrafických horizontoch (rádiolarity a rádioláriové vápence). Výbrusové štúdium neumožnilo stanoviť presný vek skúmaných sedimentov. Na základe mikrofaciálneho charakteru, ako aj pozície vo vrstvovom slede boli zaradené do ždiarskeho súvrstvia (vrchný doger – spodný malm).

103 jaseninské súvrstvie: vápnité ílovce a červené hl'uznaté vápence (*kimeridž – spodný titón*)

Súvrstvie definovali Michalík et al. (1990) v Strážovských vrchoch. Je pomenované podľa doliny Jasenina. Výskyt hornín sa zistil na troch miestach – v odkryvoch v rokline západného svahu Kypíka (570 m n. m.), v sutine v južnom svahu Gaštana (838 m n. m.) a na južnom svahu Repeša (796 m n. m.).

Litologicky sme v rámci tohto súvrstvia pozorovali dva horninové typy. Prvým sú vápnité ílovice červenobordovej farby, druhým ružovkasté vápence so sýtejšími červenými hľuzami, v ktorých sa nachádzajú belemnity niekoľkokentimetrových rozmerov (obr. 3.2.1-13). Podľa Mišíka et al. (1985) sú hľuzy zo značnej časti vytvorené z úlomkov amonitových jadier. Veters (1909) uviedol výskyt podobných hornín ako zriedkavý a považoval ho za deliacu hranicu medzi liasom a neokómom. Tento horninový súbor nazýval „tithon-neokom mergel“. Zahŕňal doň žltkasté sliene (s *Aptychus punctatus*) a žltkasté rohovce (zrejme ždiarske súvrstvie) a červené hľuznaté vápence (s *Nautilus* sp. a belemniti). V západnom svahu Kypíka sú v priamom kontakte s mrazníckym súvrstvom. Ich pozíciu vo vzťahu k ždiarskemu súvrstviu sme nikde nedokázali zodpovedne potvrdiť. Na základe štúdia výbrusového materiálu tieto horniny považujeme za súčasť jaseninského súvrstvia. Klasty vápencov vo vápnitých parazitencoch spodnej časti osnického súvrstvia (102) boli rovnako určené ako materiál jaseninského súvrstvia.



Obr. 3.2.1-13. Hľuznatý vápenc s rostrami belemnitov

Mikroopis:

Sedimenty jaseninského súvrstvia v severnej časti pohoria Žiar sú obyčajne tlakovo postihnuté a majú pre toto súvrstvie väčšinou pomerne netypický mikrofaciálny charakter. Sakokómovo-rádioláriuovú, prípadne sakokómovo-globochétovú mikrofáciu sme nezaznamenali, rovnako ani zástupcov kalpionelíd. Základná hmota je rekrystalizovaná, čo má spolu s nerovnomerným rozložením

alochémov, ktoré sú lokálne výraznejšie akumulované, za následok šmuhovitý vzhľad sedimentov. Ich pôvodný charakter je čiastočne skreslený. Komponenty miestami vykazujú známky usmernenia, prípadne usporiadania v „neúplných“ mikrolaminách, resp. sa objavujú náznaky mikrolaminácie. Vo vzorke Mi-22b, menej Mi-22a, sú alochémy nevytriedené, usporiadané chaoticky. Základná hmota a niekedy aj jednotlivé zložky horniny sú impregnované minerálmi Fe, ktoré zvyrazňujú aj mikrostylolity a plochy foliácie. Z hľadiska mikroštruktúry sa zaraďujú k biomikritom/biomikrosparitom (biogénny *wackestone*, lokálne *packstone*). Mikrofacia je rádioláριοvo-filamentová, spikulitová, prípadne echinodermátová.

Rekryštalizované organické zvyšky reprezentujú rádiolárie spumeláριοvého typu, filenty, ihlice hubiek viacerých morfortypov, fragmenty ostnatokožcov, len výnimočne s náznakmi sieťovitej stavby, ktoré sú niekedy skorodované, hrubostenných lastúrnikov, časti schránok bentických dierkavcov, ojedinelá planktonická forma *?Globuligerina* sp. (*?“Protoglobigerina“* sp.), ostne ježoviek, úlomky aptychov, *Ostracoda* div. sp., prípadne misky ostrakódov a pomerne bežný biodetrit. Hlavne vo vzorkách MK-268 a Mi-22a patria niektoré fosílné zvyšky najpravdepodobnejšie sakokómam, resp. ich detritu. V takom prípade by mohlo ísť o sakokómovú mikrofaciu. Vyskytli sa aj veľmi vzácne vápnité dinoflageláta, reprezentované *Stomiosphaera moluccana* WANNER, resp. *Stomiosphaera* cf. *moluccana*. Zaznamenali sme niekoľko problematických biogénnych zvyškov nejstej príslušnosti. Vyskytuje sa undulózne zhášajúci kremeň prachovej a piesčitej frakcie. Prítomný je aj autigénny kremeň. Veľmi vzácna je slúda.

Stratigrafický rozsah sedimentov jaseninského súvrstvia je na základe identifikovaných fosílnych zvyškov najpravdepodobnejšie kimeridž – titón.

Jura – krieda

102 osnické súvrstvie: sivé a béžové vápence, ílovité kalpionelové vápence, vápencové parazlepence (vrchný titón – spodný valangin)

Definovali ho Michalík et al. (1990) a pomenovali podľa vrchu Osnica v Krivánskej Fatre. Dovtedy sa toto súvrstvie označovalo ako vápence typu *biancone*, majolika, prípadne slienité kalpionelové vápence (napr. Rakús et al., 1989). V terénnej praxi sa ťažko odlišujú od mraznického súvrstvia. Je možné, že majú hojnejší výskyt, ako napríklad indikuje ad hoc úlomok osnického súvrstvia v oblasti rozšírenia mraznického súvrstvia pri Trhanovej južne od obce Polerieka. K poznávacím indíciami patrí masívna hrubolavicovitá stavba, charakteristický býva aj béžový odtieň a nepozorujeme prítomnosť rohovcov. Pravdepodobne sa nevyskytujú systematicky, možno ich identifikovať najmä v prípade

dobrého odkrytia, napr. v pruhu v. od kóty Gaštan (838). K osnickému súvrstviu zaradujeme aj vápencové (para)zlepence ?, „mixtitové“ vápence (obr. 3.2.1-14), ktoré sa ojedinele vyskytujú vo vyšších častiach tohto súvrstvia súvrstvia (pozri mikroopis).

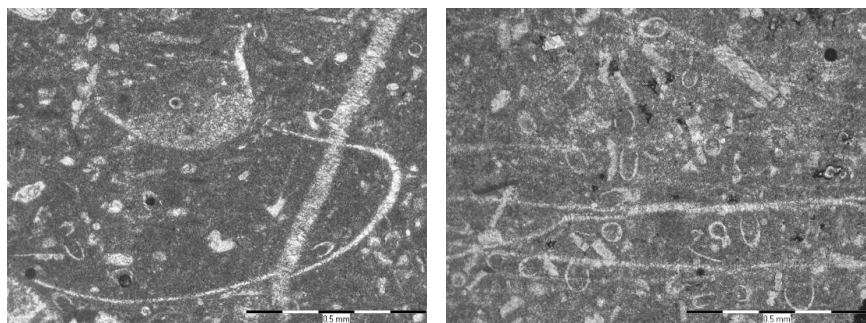
Mikroopis:

Sedimenty osnického súvrstvia patria z hľadiska mikroštruktúry ku kalpionelovo-rádioláriovým biomikritom/biomikrosparitom (kalpionelovo-rádioláriový *wackestone*), kalpionelidným biomikrosparitom (kalpionelidný *wackestone*/lokalne *packstone*), kalpionelidno-rádioláriovým biomikritom/biomikrosparitom (kalpionelidno-rádioláriový *wackestone*), resp. tintinopselovým biomikritom/biomikrosparitom (tintinopselový *wackestone*). Majú obyčajne viac-menej rekryštalizovanú základnú hmotu. Pôvodný charakter vápencov je niekedy skreslený nielen rekryštalizáciou, ale aj tlakovým postihnutím. V takom prípade komponenty vykazujú náznaky usmernenia. Alochémy, dominantne biogénne zvyšky, sú nepravidelne usporiadané a, okrem výnimiek, viac-menej vytriedené. Len vzácné sú nevytriedené (vzorka MK-166). Sedimenty osnického súvrstvia niekedy nadobúdajú kvázi hľuznatý charakter. Časť základnej hmoty aj alochémov je impregnovaná minerálmi Fe, ktoré sa sústreďujú prevažne v puklinách, resp. v úzkych pruhoch pri nich, prípadne zvyrazňujú mikrostylolity.



Obr. 3.2.1-14. Vápencový zlepenc – základná hmotu zodpovedá osnickému súvrstviu, klasty pochádzajú zväčša z jaseninského súvrstvia (vz. MK-156A, trávnatá plošina k. 838 Gaštan).

Na základe kalpionelíd (obr. 3.2.1-15b), ktoré sú pre osnické súvrstvie typické, sme preukázali vek tohto súvrstvia v severnej časti pohoria Žiar v rozsahu berias – spodný valangin. Identifikovali sme spoločenstvo kalpionelíd reprezentované bežnou *Calpionella alpina* LORENZ (dominuje malá varieta), vzácnou *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), ktoré indikujú berias (štandardná zóna Calpionella). Vrchný berias (štandardná zóna Calpionellopsis, podzóna Oblonga) bol doložený bežnými až hojnými kalpionelidami, reprezentovanými malou formou *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, veľkou formou *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), ojedinelou *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Remaniella cadischiana* (COLOM) a *Sturiella oblonga* BORZA. Zriedkavé až vzácné, niekedy čiastočne deformované kalpionelidy, zastúpené hlavne tintinopselami *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM) a *Tintinnopsella subacuta* (COLOM), dokladajú vrchný berias – spodný valangin. Rekryštalizované, niekedy deformované kalpionelidy, reprezentované hlavne veľkou varietou *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), veľmi vzácnymi *Tintinnopsella longa* (COLOM) a *Tintinnopsella subacuta* (COLOM), resp. *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Remaniella* sp., výnimočnými *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) a *Calpionellites darderi* (COLOM), indikujú spodný valangin (štandardná zóna Calpionellites, podzóna Darderi).



Obr. 3.2.1-15. a) Prierez juvenilného štádia amonitu (vzorka MK-156A); b) kalpionelidná mikrofácia (vzorka MK-166).

Fosílné zvyšky zastupujú aj niekedy dominantné nevytriedené rádiolárie, *Globochaete alpina* LOMBARD, fragmenty ostnatokožcov, miestami s náznakmi sieťovitej štruktúry, úlomky tenkostenných (filamenty) aj hrubšiestenných lastúrníkov, bentické dierkavce *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., nodosaridné formy, *Spirillina* sp., vzácné ihlice hubiek, časti schránok juvenilných amonitov, frag-

menty aptychov, vápnité dinoflageláta *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, výnimočný *Didemnooides moreti* DURAND DELGA, ojedinelá *Saccocoma* sp. a bežný drobný detrit, resp. biodetrit.

Novotvary reprezentuje veľmi vzácny kremeň a klence karbonátov. Niekedy je prítomná slabá ílovitá prímes. Vyskytuje sa pyrit a ojedinelá slúda.

V rámci osnického súvrstvia sme študovali aj tzv. mixtity – vápencové zlepence (vz. MK-156A). Z hľadiska mikroštruktúry ide o intrabiomikrity/intrabiomikrudity (intraklastovo-biogénny *wackestone*). Základná hmota je čiastočne rekryštalizovaná, pričom jej rekryštalizácia je výraznejšia ako v prípade klastov, ktoré sa v nej nachádzajú, a zároveň obsahuje menej alochémov ako spomínané úlomky.

Klasty v základnej hmote pochádzajú z jaseninského súvrstvia, najpravdepodobnejšie z jeho najvyššej časti, ktorá reprezentuje najvyšší titón. Mikrofácia je krasikoláριοvo-kalpionelová. Pomerne bežne sa vyskytujú zástupcovia krasikolárií *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE, veľká aj malá forma *Calpionella alpina* LORENZ, fragmenty schránok juvenilných amonitov (obr. 3.2.1-15a), *Globochaete alpina* LOMBARD, úlomky aptychov, ostnatokožcov, vzácne ihlice hubiek, rádiolárie a ostne ježoviek. Ide o takmer súveké klasty so sedimentom, v ktorom sa nachádzajú. Niekedy je problematické rozlíšiť, či ide o úlomok alebo základnú hmotu.

V matrice, v ktorom sú umiestnené opísané klasty, sa vyskytujú fosílné zvyšky zastúpené kalpionelidami, z ktorých prevláda *Calpionella alpina* LORENZ. Zriedkaví sú reprezentanti krasikolárií, ktorí sú na ústupe – *Crassicollaria parvula* REMANE, *?Remaniella* sp., *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), veľmi vzácne fragmenty ostnatokožcov, ktoré dosahujú väčšie rozmery, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Didemnooides moreti* DURAND DELGA, bentické dierkavce *Patellina* sp., ostne ježoviek a biodetrit.

Klasty vápencov pochádzajú zo sedimentov jaseninského súvrstvia, z jeho najvyššej časti, ktorá reprezentuje najvyšší titón. Nachádzajú sa vo vápencoch osnického súvrstvia, ktoré najpravdepodobnejšie zastupujú bázu kriedy (najspodnejší berias), resp. hranicu J/K.

Krieda

101 mraznické súvrstvie: svetlosivé ílovité vápence, ílovce, ílovité bridlice s polohami tmavých organodetritických vápencov (vrchný valangin – barém)

Súvrstvie bolo vyčlenené v manínskej jednotke a pomenované podľa samoty Mraznica (Michalík et al., 1987). Je však typické aj pre krížňanský príkrov a vyskytuje sa okrem Žiaru napr. aj v Strážovských vrchoch, Malej Fatre aj Veľkej

Fatre či na severných svahoch Vysokých Tatier a Nízkyh Tatier. V minulosti sa označovali aj ako „Neokom-mergel“ (Stur, 1860; Stache, 1865) alebo „Neokom-fleckenmergel“ (napr. Uhlig, 1903; Vetter, 1909). Súvrstvie sa usadzovalo v hlbokovodných pelagických podmienkach. V neokóme bol do priestoru zliechovskej panvy fatrika v čoraz väčšom množstve prinášaný v jemných suspenziách ílový materiál ako produkt zvetrávania elevačných oblastí rozložených na juh od zliechovskej panvy (podľa Michalíka et al., 1996; Plašienka, 1999).

Ide o plošne najrozšírenejšie súvrstvie fatrika v pohorí Žiar. Zaberá veľkú časť hlavne v sz. časti územia. Spolu s gutensteinskými vápencami ide o najlepšie odkryté súvrstvie, ktoré poskytuje nespočetné množstvo odkrytov veľkých rozmerov (najmä v zárezoch ciest) a hromady sutiny. Vystupuje v dvoch tektonických šupinách. V spodnej prechádza do hornín párnického súvrstvia a vo vrchnej je jeho priamym nadloží tektonická jednotka hronika. Novozistenou oblasťou výskytu tohto súvrstvia, prípadne aj osnického súvrstvia, je oblasť Bukovina západne od usadlosti Trhanová.

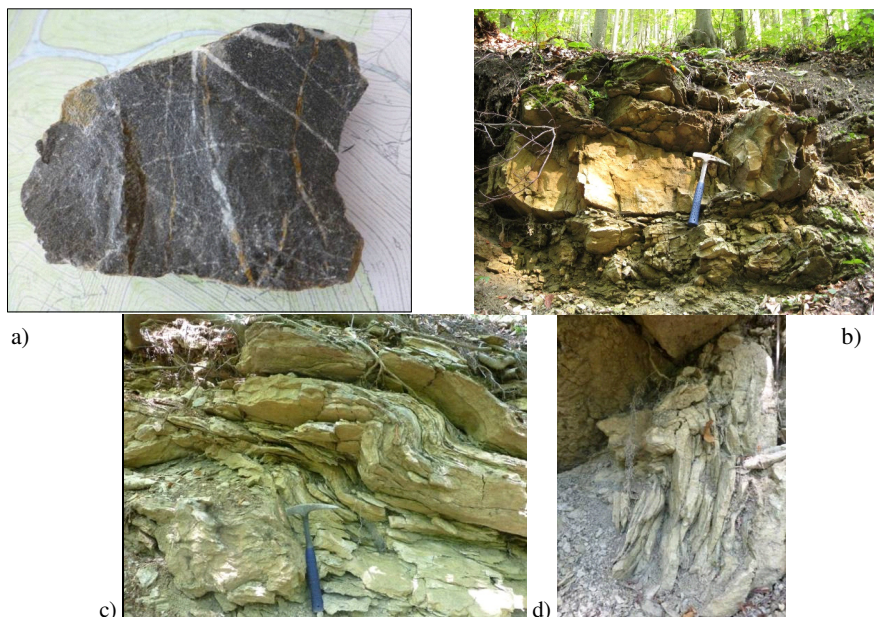
Litologicky ho môžeme charakterizovať predovšetkým ako súvrstvie svetlosivých ílovitých vápencov, ílovcov a ílovitých bridlíc, sčasti škvrtitých – bioturbovaných. Zriedka v nich boli pozorované hľuzy čiernych rohovcov. Typickým znakom týchto slienitých vápencov je výrazne svetlá patina a husté žilkovanie, pričom odolnejšie kalcitové žily tvoria vyvýšený reliéf nad väčšími ílovitými polohami. Podobne, ako je to v lúčanskej časti Malej Fatry (Rakús et al., 1989), v rámci tohto súvrstvia sa vyskytujú polohy hrubolavicových tmavosivých až čiernych organogénnych vápencov (obr. 3.2.1-16a). Sú pre ne typické tenké kalcitové žilky zvetrávajúce do hrdzava a často sa v nich nachádzajú hľuzy čiernych rohovcov. Sme toho názoru, že aj napriek dobrému odkrytiu súvrstvia nie je vhodné ich kartograficky vykresľovať, keďže priamo v odkryvoch sme ich, okrem pár výnimiek, nenachádzali (napr. obr. 3.2.1-16b).

Ako celok je toto súvrstvie generálne sklonené na SZ až S, vnútorne je však intenzívne prevrásnené. V záreze lesnej cesty jz. od Závozov (912 m n. m.) je odkryté asi 50 m dlhé defilé, kde možno pozorovať viacero vrásových štruktúr (obr. 3.2.16c, d). Vrásové osi tu prebiehajú generálne ssz.-jjv. smerom so sklonom v drvinej väčšine na SSZ. Vergencia týchto vrás vykazuje smer na V – VSV (d. b. Mi 183). Východne od obce Kľačno vo svahoch kóty 437 západne od Ostrého vrchu (488 m n. m.) sa horniny mraznického súvrstvia začínajú mierne dostávať pod rádioláriové vápence ždiarskeho súvrstvia, čo indikuje prevrásnenie vo veľkom, niekoľko stometrovom meradle.

Mikroopis:

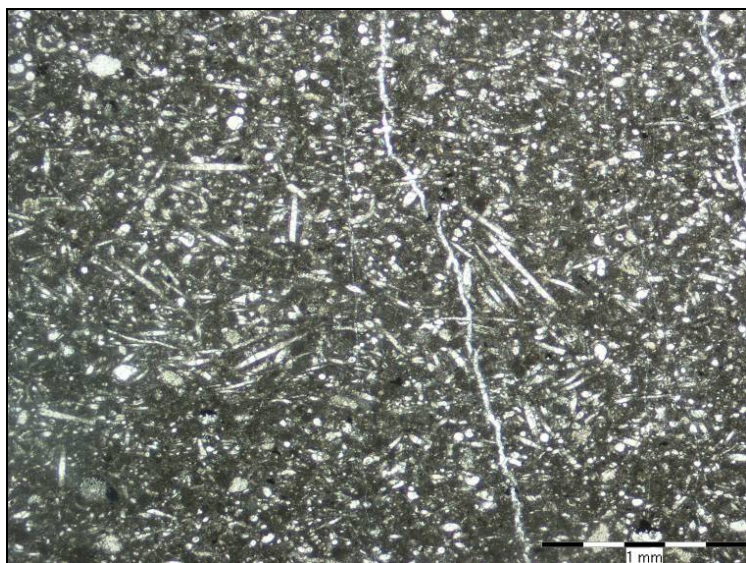
Vápence mraznického súvrstvia majú bežne šmuhovitý (škvrtitý) charakter, spôsobený viac-menej rekryštalizovanou základnou hmotou a niekedy aj nepravidelným rozložením, resp. nahromadením alochémov. Rekryštalizácia v niekto-

rých prípadoch výraznejšie potláča primárny charakter sedimentu. Základná hmota má občas hrdzavohnedasté sfarbenie v dôsledku čiastočnej impregnácie minerálmi Fe, ktoré sa miestami sústreďujú na plochách foliácie, resp. sú na nich vytlačené.



Obr. 3.2.1-16. a) Tmavosivý organogénny vápenec; b) lavica organodetritického vápenca; c, d) vrásové deformácie v horninách mrazníckeho súvrstvia v záreze lesnej cesty popod Závozy.

Viac či menej vytriedené alochémy, s výnimkou niektorých, ktoré svojimi rozmermi vyčnievajú z veľkostného rámca, sú obyčajne nepravidelne roztrúsené v základnej hmote. Zaznamenali sme však aj vápence s pomerne nevytriedenými komponentmi (vzorka MK-194), kde z priemeru vybočujú hlavne ostnatokožce a najpravdepodobnejšie schránky juvenilných amonitov. V niektorých sedimentoch sa alochémy vyskytujú sporadicky (vzorka MK-192). Občas vykazujú náznaky usmernenia, resp. sú usmernené. Z hľadiska mikroštruktúry ide o biomikrosparit/mikrosparit (biogénny *wackestone/mudstone*), spikulitový biomikrosparit (spikulitový *wackestone*), rádioláριοvo-spikulitový biomikrit/biomikrosparit (rádioláριοvo-spikulitový *wackestone/lokálne packstone*) (obr. 3.2.1-17), resp. foraminifero- nanokónový biomikrit/biomikrosparit (foraminifero- nanokónový *wackestone*). Mikrofácia je spikulitová, spikulitovo-rádioláριοvá, resp. rádioláριοvo-spikulitová, prípadne foraminifero- nanokónová.



Obr. 3.2.1-17. Rádioláριοvo-spikulitový biomikrit/biomikrosparit (rádioláριοvo-spikulitový wackestone/lokálne packstone). Vzorka Mi-14b.

Rekryštalizované organické zvyšky zastupujú spikuly hubiek viacerých morfortypov, fragmenty ostnatokožcov, ktoré predstavujú najväčšie alochémy, filanty, nanokóny, rádiolárie, bentické dierkavce nodosaridného typu, ?*Lenticulina* sp., *Dorothia oxycona* (REUSS), *Spirillina* sp., hladkostenné *Ostracoda* div sp., prípadne ich misky, veľmi vzácne, najpravdepodobnejšie planktonické krinoidy *Saccocoma* sp., prípadne ich fragmenty, úlomky aptychov, hrubostenných lastúrníkov, zrejme prierezy schránok juvenilných amonitov a ?ramennožcov. Zistili sme prítomnosť výnimočných, zle zachovaných schránok patriacich najpravdepodobnejšie zástupcom planktonických dierkavcov, ktoré sú známe zo spodnej kriedy (vzorka MK-192). Tie boli jednoznačne preukázané vo vzorkách *Mi-14b*, kde sa vyskytla *Blefuscuiana* sp., a MK-429, v ktorej sme identifikovali 5-komôrkové schránky *Blefuscuiana infracretacea* (GLAESSNER). Prítomní sa aj výnimoční zástupcovia kalpionelíd, resp. problematické deformované prierezy, ktoré by mohli patriť redeponovaným ?lorikám kalpionelíd (vzorka *Mi-14b*). Z tejto skupiny fosílií sme identifikovali ojedinelú veľkú variету *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) (vzorka MK-194), ktorá je typická pre sedimenty spodnej kriedy, ako aj čiastočne deformovanú loriku veľkej formy *Tintinnopsella ?longa* (COLOM) (vzorka MK-231a). Vo vzorke *Mi-14b* sa vyskytol ojedinelý reprezentant vápnitých dinoflagelát *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER). Zaznamenali sme aj veľ-

mi vzácne okrúhle, resp. oválne prierezy s neistým zaradením. Nie je vylúčené, že ide o komôrky dierkavcov alebo vápnité dinoflageláta. Bežný až hojný je rekryštalizovaný biodetrit, resp. detrit. V niektorých vzorkách sa vyskytujú len zriedkavé fosílné zvyšky, prípadne ich detrit, ktoré sú silno rekryštalizované alebo vyplnené pyritom.

Prítomný je sporadický až vzácny autigénny kremeň. Zastúpený je aj rovnako vzácny klastický, undulózne zhášajúci kremeň. Výnimočne sa objavujú hydrosludy, prípadne sludy. Vyskytujú sa zriedkavé až vzácne klence karbonátov, s výnimkou vzorky MK-192, kde sa nachádzajú polia bežných až hojných, hnedasto sfarbených klencov karbonátu. Niekedy je prítomná zrejme organická prímes. Vyskytujú sa aj výnimočné malé nevyzreté, prípadne obrysovité rohovce (vzorka MK-231a).

V sedimentoch mraznického súvrstvia sme zistili prítomnosť fosílií širšieho stratigrafického rozpätia, ktoré sa vyskytujú v spodnej kriede. Identifikované organické zvyšky umožnili stanoviť vek valangin – hoteriv (vzorka Mi-14b), resp. vzorku MK-429 bolo možné na základe planktonických dierkavcov a foraminifero-vo-nanokónovej mikrofacie zaradiť do vrchného barému.

Do mraznického súvrstvia sme začlenili aj detritický sediment zrejme turbiditného pôvodu (vzorka MK-193I), ktorý najpravdepodobnejšie reprezentuje jeho spodnú časť. Z hľadiska štruktúry ide o intrabiopelsparit (intra-klastovo-biogénno-peloidný *grainstone*). Komponenty sú usporiadané pomerne husto, neraz sa navzájom dotýkajú. Sú viac-menej vytriedené a pomerne dobre opracované.

Alochémy najčastejšie reprezentujú úlomky vápenca s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. V ďalších, pomerne bežných klastoch s mikritovou základnou hmotou sa nachádzajú spravidla izolované kalpionelidy (kalpionelidný biomikrit – kalpionelidný *wackestone*). Zastúpené sú hlavne *Calpionella alpina* LORENZ (veľká aj malá varieta), *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE a *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU). Prítomný je aj úlomok s *Remaniella cadischiana* (COLOM), resp. v ďalšom klaste sa nachádza zrejme *Calpionella elliptica* CADISCH. Vyskytol sa aj úlomok s kalpionelidami a *Globochaete alpina* LOMBARD, prípadne sú prítomné filamen-ty. Ide o klasty vrchného titónu – spodného beriasu, resp. beriasu.

Organické zvyšky v základnej hmote (matrice) reprezentujú silno rekryštalizované fragmenty ostnatokožcov, *Globochaete alpina* LOMBARD, bentické dierkavce, prípadne časti ich schránok, niekoľko veľkých silicifikovaných foriem *Lenticulina* sp., najpravdepodobnejšie hrubostenné lastúrniky, ojedinelý fragment machovky, riasy *?Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) a ďalší biodetrit.

V základnej hmote a vzácne aj v klastoch sa sporadicky vyskytuje idiomorfne obmedzený autigénny kremeň. Prítomný je pyrit.

100 párnické súvrstvie: ťlovito-vápnité bridlice, vápnité ťlovce, tenkodoskovité vápence (*apt*)

Ako párnické bridlice ich pomenoval Hauer (1872), no ako prvý ich vymedzil Stur (1868). Boorová a Filo (2013) odporúčajú vzhľadom na rôznorodejšiu litologickú náplň tohto súboru hornín používať termín párnické súvrstvie. Názov je odvodený od obce Párnica. Párnickým súvrstvím sme prakticky nahradili litostratigrafickú jednotku flyšového porubského súvrstvia, znázorneného na predchádzajúcich mapových výstupoch (Rakús et al., 1984; Rakús et al., 1993). Makroskopicky ide väčšinou o tenkovrstvovité až lístkovito rozpadavé ťlovito-vápnité bridlice, vápnité ťlovce, niekedy tenkodoskovité vápence (obr. 3.2.1-18).

Párnické súvrstvie sa vyskytuje v nadloží spodnej šupiny mraznického súvrstvia smerom od Kľačna po lokalitu Bystrica sz. od Abramovej. Solídnejšie odkryvy treba hľadať za obcou Kľačno v smere do Vrčka na ľavej strane hlavnej cesty, na lokalite Obecné v záreze lesnej cesty, v záreze lesnej cesty v severnom svahu Vysokého vrchu (615 m n. m.) alebo v strmých stenách doliny pod lyžiarskym vlekom SKI Kľačno. Vo zvyšku územia v dôsledku slabej odolnosti týchto hornín proti zvetrávaniu sa dá ich prítomnosť väčšinou len odvodiť na základe morfológie terénu. Pripúšťame, že na niekoľkých miestach hrubšie vápnité pieskovce môžu pripomínať litologické členy porubského súvrstvia, no s ohľadom na ich mikropaleontologickú sterilitu a prevahu biostratigraficky doloženého párnického súvrstvia ho nevyčleňujeme. Výskyt párnického súvrstvia, ako aj násunovej plochy nadložnej šupiny mraznického súvrstvia sa viaže na trávnaté sedlá – pasienky, napríklad medzi Závozmi (912 m n. m.) a Repešom, jv. svahmi Sokola (1 011 m n. m.) a kótami Čierny diel (780) a Žiar (757).

Mikroopis:

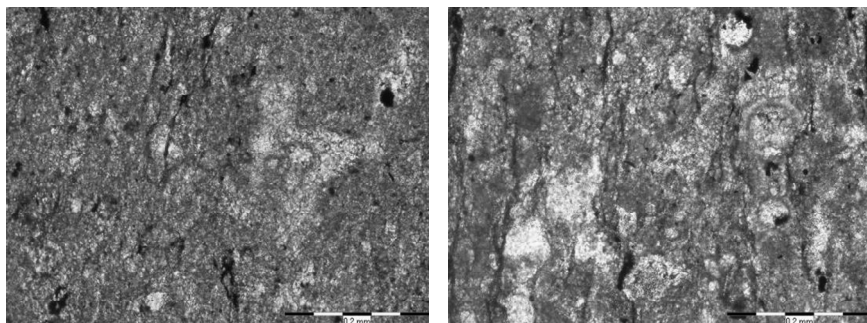
Z hľadiska mikroštruktúry patria typické „párnické bridlice“ (vzorka Mi-12) k foraminiferovým biomikritom/biomikrosparitom (foraminiferový *wackestone*). Mikrofácia je foraminiferová. Sedimenty sú silno rozpukané, tlakovo postihnuté. Nepravidelne usporiadané komponenty vykazujú známky usmernenia.

Silno rekryštalizované organické zvyšky zastupujú dominantne planktonické dierkavce. Obyčajne sú prítomné iba časti ich schránok, ktoré bývajú niekedy ponorené v základnej hmote. Identifikovali sme *Leupoldina cabri* (SIGAL) (obr. 3.2.1-19a), *Globigerinelloides* sp., *Globigerinelloides blowi* (BOLLI) a *Globigerinelloides* cf. *aptiensis* LONGORIA. Bežne sú zastúpené hlavne menšie formy planktonických dierkavcov, ktoré patria *Blefuscuiana* sp. a *Blefuscuiana infracretacea* (GLAESSNER). Prítomné sú bentické dierkavce, prípadne časti ich schránok, *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp. a *Anomalina* sp. Ďalšie fosílné

zvyšky reprezentujú nanokóny, veľmi vzácne fragmenty ostnatokožcov, filamen-
ty a biodetrit. Prítomný je pyrit, ktorý tvorí povlaky, je sústredený na plochách
foliácie, resp. vyplňa časti schránok dierkavcov. Vyskytujú sa viac či menej sko-
rodované klenče karbonátu, ktoré majú okolo seba spravidla vyvinutý tmavo-
hnedý lem. Sporadický je undulózne zhášajúci kremeň. Zastúpené sú vzácne
„nezrelé“ rohovce.



Obr. 3.2.1-18. Ílovito-vápnité bridlice párnického súvrstvia (pri hlavnej ceste s. od Kľač-
na, ústie bočnej doliny).



Obr. 3.2.1-19. a) *Leupoldina cabri* (SIGAL) (vzorka Mi-12); b) *Globigerinelloides ferreo-*
lensis (MOULLADE) (vzorka Mi-16).

Detritické, resp. organodetritické vápence tvoria nepravidelné polohy v bridličnatých ílovcoch („slietňovcoch“). Reprezentujú ďalší z „členov“ párnického súvrstvia v zmysle Boorovej a Fila (2013). Vykazujú známky tlakového postihnutia. To skresľuje ich pôvodný charakter, má za následok viac-menej výrazné usmernenie alochémov a odráža sa v nepriaznivo zachovaných fosílnych zvyškoch, ktoré sú neraz amputované. Základná hmota je čiastočne rekryštalizovaná. Mikroštruktúrne sa vápence zaraďujú k intrabiopelmikritom/ intrabiopelmikrosparitom (intraklastovo-biogénno-peloidný *wackestone/packstone*), lokálne k intrabiopelsparitom (intraklastovo-biogénno-peloidný *grainstone*), resp. k intrabiomikrosparitom (intraklastovo-biogénny *wackestone/* lokálne *packstone*). Mikrofácia je foraminifero-echinodermátová. Vyskytuje sa množstvo obyčajne nevytriedených, nepravidelne usporiadaných alochémov. Z veľkostného rámca vyčnievajú hlavne klasty karbonátov (vápencov), výnimočné úlomky makrofauny, ostnatokožcov a bentické dierkavce. Niekedy sú sedimenty čiastočne impregnované minerálmi Fe, ktoré sa sústreďujú aj na plochách foliácie.

Prítomné sú bežné klasty s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou a zriedkavejšie peloidy. Niekedy sa popri nich vyskytujú sporadické úlomky vápencov väčších rozmerov. Hlavne vo vzorke Mi-16 sme zaznamenali aj výrazne väčšie, pomerne dobre opracované úlomky detritického, resp. organodetritického vápenca, ktoré sa svojím charakterom približujú k pôvodnej základnej hmote, v ktorej sú umiestnené (inklinácia k vlkolínskej brekcii – v zmysle Boorovej a Fila (l. c.) ide o ďalší „člen“ párnického súvrstvia). Okrem iných biogénnych zvyškov sme v nich zistili aj formu *Blefuscuiana* sp.

Z hľadiska vekového zaradenia je dôležitý výskyt planktonických dierkavcov v základnej hmote. Identifikovali sme spoločenstvo *Globigerinelloides* sp., *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE) (obr. 3.2.1-19b), *Globigerinelloides aptiensis* LONGORIA, *Hedbergella* sp., *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), malé globulárne formy, ktoré patria najpravdepodobnejšie *Blefuscuiana* sp. Zastúpené sú aj bentické dierkavce *Sabaudia* sp., *Dorothia oxycona* (REUSS), *Fronicularia* sp., hrubostenná *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Anomalina* sp., *Textularia* sp. a iné formy. Ďalšie silno rekryštalizované fosílné zvyšky reprezentujú fragmenty ostnatokožcov, len zriedkavo s náznakmi sieťovitej štruktúry, ihlice hubiek, misky lastúrničiek, úlomky tenšie- i hrubšiestenných lastúrníkov a biodetrit.

Premenlivá je prímies undulózne zhášajúceho kremeňa hlavne piesčitej frakcie. Prítomný je pyrit, ktorý niekedy tvorí výplň schránok, resp. komôrok dierkavcov. Vyskytujú sa aj sľudy.

Na základe spoločenstva planktonických dierkavcov bolo možné typické „párnické bridlice“ a detritické, resp. organodetritické vápence párnického súvrstvia zaradiť do vrchného aptu.

3.2.2. Sekvencia s prechodným postavením

Charakteristika fatrika

K fatriku boli v súčasnosti na juhu pohoria zaradené aj kremence lúžňan-ského súvrstvia spodného triasu, t. j. horniny doteraz považované za *vysoko-tatranský príkrov* (Uhlig, 1907), resp. za *prvú skupinu* vyčlenenú Matějkom (1924, s. 70), ktorú Biely (1957) v zmysle Matějku a Andrusova (1931) stotožnil s *tatridami*. V súčasnosti v zmysle Andrusova et al. (1973) je to tatrikum. Na základe novších poznatkov (hlavne litologického obsahu, sčasti aj tektonického postavenia) sledu fatrika v súčasnosti zodpovedajú aj mladšie členy vrstvomého sledu (od stredného triasu po kriedu) druhej skupiny (hořenovskej) vyčlenenej Matějkom (1924, s. 70). Matějka (1924) svoj názor o zaradení týchto sedimentov (kremencov spodného triasu a karbonátov stredného triasu až kriedy) k dvom rozdielnym skupinám zdôvodnil takto: „*O stratigrafické souvislosti tohoto ostrůvku (rozuměj křemitých pískovců) s triasovými vápenci a dolomity skupiny hořenovské nemáme důkazy. Na jiných místech, mezi triasovými vrstvami (vápenci a dolomity) a žulou nebo rulami podobné vrstvy zjištěny nebyly. Naopak na příhodných odkryvech je zřejmo, že hranice mezi nimi je tektonická. Stejně je tomu i u zmíněného výskytu. S žulou sice tesne souvisí, pokud se týče vrstev triasových skupiny hořenovské, stýká se však jednak s triasovým vápencem, jednak s keuprem, takže tektonická hranice mezi nimi je naprosto zaručena a na příznivých odkryvech možno ji přímo pozorovati.*“ Kontakt kryštalínika (a kremencov spodného triasu) s mezozoikom sa aj v ďalších výskumných prácach považoval za tektonický. Tak je to aj v tejto práci. Kontakt je tektonický, sprostredkovaný zlomom (ktorý však neoddeľuje rôzne tektonické jednotky, ale delí jeden sled), pozdĺž ktorého mezozoikum vystupujúce južne od neho pokleslo. V starších prácach sa uvažovalo, že mezozoikum je na kryštalínikum prešmyknuté, resp. nasunuté (napr. Veters, 1909).

Hořenovskú skupinu s „*veporidami*“ (t. j. s fatrikom) stotožnil už Biely (1957), ktorý v nej však vyčlenil dve série: „*spodnú – s vývinom netypicky krížňanským*“ a „*vrchnú – s vývinom typickejšie krížňanským*“. Mahel' (1957, 1959a, b, 1961, 1962, 1986; in Mahel' et al., 1962, 1964, 1967), pravdepodobne vychádzajúc z toho v južnom Žiari, vyčlenil obalovú „*ráztočniansku sériu* (t. j. tatrikum) a *krížňanský príkrov*“ (t. j. fatrikum).

V súčasnosti sa takýto stav, t. j. existenciu dvoch sledov mezozoika ležiacich v tektonickom podloží hronika, nepodarilo potvrdiť a bol tu vyčlenený len jeden sled. Otázne je, prečo v minulosti Biely (1957) a následne v mnohých prácach aj Mahel', ale aj Nemčok (1985) a Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c), vyčlenili spomenuté dva sledy. Za súčasť spodného sledu Biely (1957) považoval: „*1. stredný trias: a) vápence, b) dolomity; 2. juru: a) sivé krinoidové vápence s hluzami rohovcov, b) vápnité a piesčité bridlice, ktoré sú podľa neho*

faciálne podobné grestenským vrstvám a súvrstviu albu.“ Vo vrchnom slede odlíšil: „1. stredný trias: a) vápence guttensteinské, b) dolomity; 2. vrchný trias: a) karpatský keuper, b) rét zastúpený tzv. karpatským vývojom; 3. lias: doskovité žltohnedé vápence a zrnité krinoidové vápence; 4. doger-malm: červené i žltkavé doskovité vápence s hľuzami mäsovočervených a žltavých rohovcov“, prípadne ich označil „radiolaritové vápence; 5. titón-neokóm: sliene a slienité vápence s *Calpionellami*“. Príčinou vyčlenenia dvoch sledov mohlo byť dvojnásobné vystupovanie hornín stredného triasu v slede hornín znázornené na mape. Toto dvojnásobné vystupovanie, resp. vystupovanie dvoch pruhov hornín stredného triasu sa sčasti, nie však naprieč celým pohorím od Ráztočna po Sklené, ako je to znázornené na mape Bielyho (1957), ale len na Havove, potvrdilo aj súčasným mapovaním. V súčasnosti sa predpokladá, že opakované vystupovanie stredného triasu (alebo vystupovanie stredného triasu nad jurou na Dúbrave a Havove) je len zdanlivé (že nejde o opakovanie nad sebou, ale len vedľa seba) a že je spôsobené zlomovou tektonikou. Predpokladá sa, že hranice medzi litostratigrafickými jednotkami sú tvorené zlomami s paralelným priebehom so zlomom oddeľujúcim horniny kryštalinika od horním mezozoika. Opakovanie vrstvomého sledu sa stalo zreteľnejším aj stratigrafickým preradením facií jury (sivých krinoidových vápencov s hľuzami rohovcov a vápnitých a piesčitých bridlíc) do kriedy (Biely, 1957). V texte ich Biely (1957) zaradil do jury, hoci upozornil na to, že vápnité a piesčité bridlice „... sú... *faciálne podobné grestenským vrstvám a súvrstviu albu*“. Na mape však sivé krinoidové vápence s hľuzami rohovcov zaradil k aptu (čo svojím mikrofaciálnym výskumom bez akýchkoľvek biostratigrafických zistení „potvrdila“ Kullmanová, 1959, a následne do mnohých prác toto ich zaradenie prevzal aj M. Maheľ) a vápnité a piesčité bridlice k albu. Nemčok (1985) sivé krinoidové vápence s hľuzami rohovcov vystupujúce na Skalke, t. j. tie isté vápence, ktoré Biely (1957) a Kullmanová (1959) poznali z Dbalu¹, preradil (tiež bez paleontologických dôkazov) do liasu (na základe ich faciálneho vývoja a na základe ich pozície vo vrstvomom slede). Toto ich preradenie pretrvalo do súčasnosti. Podľa mapy zostavenej Bielym (1957) južne od Dbalu, t. j. južne od vápencov aptu, vystupujú horniny triasu (dolomity a horniny karpatského keuperu), ktoré sa považujú za ich tektonické nadložie (hoci na mape presunová línia chýba). Podľa mapy Nemčoka (1985) a podľa našej mapy južne od Skalky (Dbalu), t. j. južne od vápencov jury, vystupujú horniny karpatského keuperu. Na mape Nemčoka (1985) sa tieto horniny karpatského keuperu považujú za tektonické nadložie vápencov liasu, na našej mape sa považujú za normálne podložie vápencov liasu. Takto sa rôznym stratigrafickým zaradením tých istých hornín, resp. rôznou tektonickou interpretáciou dva sledy buď zjavujú, alebo zanikajú. Problematickou faciou sú ešte vápnité a piesčité bridlice,

¹ Porovnaním kartografických máp použitých Bielym (1957) so súčasnými mapami sa ukázalo, že ide o tú istú lokalitu.

z ktorých tiež chýbajú biostratigrafické údaje. Ich zaradenie k albu si „vynucuje“ potrebnosť dvoch sledov, ich zaradenie k liasu neprináša túto potrebu. Nemčok (1985) vápnité a piesčité bridlice ponechal v albe, na súčasnej mape sú bez biostratigrafických údajov zaradené do liasu (napr. na základe ich systematického vystupovania v susedstve krinoidových vápencov považovaných za lias).

Druhým dôvodom, prečo je vyčlenený len jeden sled a zaradený je do fatrika, je faciálny vývoj niektorých členov sledu (v karpatskom keuperi vystupujú dolomity, čo je typické pre fatrikum; mraznické súvrstvie neobsahuje hľuzy rohovcov, čo je tiež typické pre fatrikum). Treba zdôrazniť, že niektoré členy vrstvomého sledu (lunzske vrstvy, fatranské súvrstvie), ktoré tu vystupujú, sa v tatriku nevyskytujú.

Vzhľadom na uvedené argumenty boli k fatriku v súčasnosti začlenené všetky horniny mezozoika ležiace južne od kryštalinika, t. j. celý vrstvomý sled od stredného triasu po kriedu ležiaci pod hronikom. Fatrikum bolo teda stotožnené s „*druhou skupinou*“ vyčlenenou Matějkom (1924, s. 70), okrem jej najvyššieho člena, ktorý označil „*vápence a slíny*“. Je zrejmé, že chýbajú argumenty absolútnej hodnoty (biostratigrafické údaje), ktoré by dodali vierohodnosť tejto rekonštrukcii vrstvomého sledu a stavbe územia. Vek väčšiny tu vystupujúcich litostratigrafických jednotiek doteraz nie je (s výnimkou mraznického súvrstvia, sčasti aj ružových až ružovosivých vrstvomitých až hľuznatých vápencov prevrstvujúcich krinoidové vápence) biostratigraficky doložený. Je zrejmé, že vzhľadom na tektonické postihnutie územia nie je možné sledovať plynulý vrstvomý sled. Je však zrejmé aj to, že neboli získané argumenty hovoriace v prospech existencie dvoch sledov (tatrika a fatrika).

Krížňanský príkrov

Sukcesia s prechodným postavením

Pod týmto názvom rozumieme vrstvomý sled „vzniknutý“ zlúčením dvoch sledov vzniknutých rozdelením sledu hořenovskej skupiny, ktorú vyčlenil Matějka (1924), t. j. zlúčením sérií „*spodnej – s vývinom netypicky krížňanským*“ a „*vrchnej – s vývinom typickejšie krížňanským*“, ktoré vyčlenil Biely (1957), resp. zlúčením *ráztočnianskej série* vyčlenenej, pomenovanej a postupne charakterizovanej Mahelom (1957, 1959a, b, 1961, 1962, 1986; in Mahel et al., 1962, 1964, 1967). Pôvodne ju aj Mahel (napr. 1962) zaraďoval ku krížňanskému príkrovu a zaradil ju k „*západokarpatskej jednotke*“ vyznačujúcej sa „*plytkovodným vývinom jury, v prostredí dobre vetranom s miestnymi stratigrafickými hiátmi v spodnej kriede, prerušenými organogénnym (urgónskym) vývinom výpencom*“ a neskôr (napr. 1967) ju chápal ako autochtónnu (obalovú), tvoriacu bezprostredný obal kryštalinika najjužnejšej časti Žiaru so „*zliechovskou skupinou (nie celkom typického vývoja)*“, vyčlenenou Nemčokom (1985).

STRATIGRAFIA		LITOL. ZLOŽENIE	HORNINOVÁ NÁPLŇ	
KRIEDA	barém		mraznické súvrstvie	
	hoteriv			
	valangin			
	berias			
JURA	MALM			
	titón			
	kimeridž		ždiarske súvrstvie rádioláριοvé vápence	
	oxford			
	DOGER	kelovej		?adnetské vápence
	bat			
	LIAS	bajok		ružové hľuznaté vápence
		álen		
		toark		
		pliensbach		
LIAS	lotaring		sivé krinoidové vápence s rohovcami	
	sinemúr			
	hetanž			
TRIAS	vrchný	rét	fatranské vrstvy – organodetritické vápence	
		sevat	karpatský keuper – pestré fľovité bridlice, fľovité dolomity, kremenné pieskovce a konglomeráty	
		alaun		
	lác			
	stredný	tuval	lunzske vrstvy – pieskovce	
		juľ		
		kordevol		
		longobard		
		fasan		
		tlýr		
	sp.	pelson	ramsauske dolomity	
		bityn		
		egej		
spat				
PALEOZOIKUM	namal	gutensteinské vápence a gutensteinské dolomity		
	griesbach			
	PERM			
PALEOZOIKUM	KARBÓN	lúžňanske súvrstvie: kremenné pieskovce, kremence		
	DEVÓN			

Obr. 3.2.2-1. Litostratigrafická tabuľka fatrika – sukcesia s prechodným postavením (M. Havrila, 2013).

Do jedného vrstvomého sledu tak boli zlúčené dva sledy, z ktorých jeden počas jury reprezentoval plytkovodný, kordilérovy vývoj (tatranského typu), druhý reprezentoval hlbokovodný, priehľbinový (netypický) vývoj. Plytkovodný vývoj v liase až dogeri charakterizovali krinoidové vápence, netypickosť hlbokovodného

vývoja bola zdôvodnená chýbaním euxinskej fácie škvrnitých slieňov (tá však chýbala aj v plytkovodnom vývoji, čo sa zo súčasného pohľadu už vtedy javilo ako spoločný menovateľ oboch vývojev). V súčasnosti je zrejmé, že krinoidové vápence plytkovodného vývoja sa vo vyššej časti (doger) prevrstvujú s vrstvitými až hľuznatými ružovými až ružovosivými vápencami charakterizovanými vláknovou mikrofáciou s rádioláriami a globuligerínami („protoglobigerínami“) (identifikovala Boorová, 2013), t. j. vzniknutými v pelagickom bazénovom prostredí. Vzhľadom na to, že sa prevrstvujú s krinoidovými vápencami, je zrejmé, že aj tie nie sú plytkovodné, ale usadili sa spláchnuté do prostredia charakterizovaného uvedenou vláknovou mikrofáciou. Možno teda konštatovať, že plytkovodnosť ráztočnianskeho sledu sa celkom nepodarilo doložiť (snáď len v časti liasu, rozhodne nie v dogeri), skôr sa aspoň sčasti podarilo preukázať jeho pelagický charakter (v dogeri). Tak sa sled ráztočnianskej série „zblížil“ so sledom zliechovskej skupiny, ktorá vzhľadom na chýbanie euxinskej fácie škvrnitých slieňov bola hneď od počiatku považovaná za netypickú hlbokovodnú skupinu.

Výsledný sled sedimentov so stratigrafickým rozsahom od spodného triasu po neokóm tak možno charakterizovať ako sled s prechodným postavením medzi zliechovským a vysokým vývojom (jeho plytkovodnosť je vyvrátená a typická euxinská fácia chýba). Charakteristickým znakom novej sukcesie (obr. 3.2.2-1) je prítomnosť lunzských vrstiev nevystupujúcich v tatriku, karpatského keuperu vo vývoji typickom pre fatrikum, fatranského súvrstvia nevystupujúceho v tatriku, liasu až dogeru zastúpeného aj krinoidovou fáciou, usadenou však v pelagickom prostredí doloženom vývojom ružových až ružovosivých hľuznatých vápencov s globuligerínami („protoglobigerínami“) a silná tektonická „redukcia“ (nekompletnosť, resp. nesúvislosť) vrstvom sledu spôsobená tektonikou (možno aj príkrovovou, ale určite zlomovou). Na základe uvedeného vývoja jury možno sukcesiu zaradiť k prechodným sukcesiam fatrika.

Vrstvový sled fatrika

Mezozoikum

Trias

99 lúžňanské súvrstvie: kremenné pieskovce – kremence (*spodný trias*)

Podľa Vettera (1909) „*Zdá sa, ... že v južnej kryhe Žiaru permský kremenec úplne chýba, triasový vápenec a dolomit leží bezprostredne na podklade a zdá sa, že je voči tomu nasunutý*“.² Súčasným mapovaním sa zistilo, že kremence

² Týmto názorom sa snažil byť Vetter (1909) ústretový k čerstvo akceptovanej príkrovej koncepcii. Na základe posledného mapovania predpokladáme, práve naopak, že mezozoikum je oproti jadrú poklesnuté.

vystupujú na západnej strane pohoria na hrebeni medzi Strednou dolinou a Uhliskom a podľa Matějku (1924) a Bieleho (1957) vystupujú aj na východnej strane pohoria na južných svahoch Prvej dolinky medzi Skalkou a Skleným. V oboch prípadoch vystupujú nad kryštalinikom a od masy mezozoických hornín vystupujúcich južnejšie sú oddelené tektonicky – zlomom.

Kremenné pieskovce až kremence vystupujúce na lokalite medzi Strednou dolinou a Uhliskom sú zachované len vo forme drobných úlomkov hrdzavej farby. Je to pravdepodobne spôsobené tektonickým postihnutím horniny vystupujúcej pri zlome. Kremence vystupujúce pri Sklenom opísali Matějka (1924) a Biely (1957). Matějka (1924, s. 71) kremence charakterizoval ako súčasť ním vyčlenenej „prvej skupiny“ takto: „*Křemité pískovce jsou uloženy na žule v nepatrném útržku severovýchodně od koty 802 (záp. od Sklenó). Jsou to hrubozrnné bělavé pískovce křemité, obsahující kromě zrn křemenných i něco navětralých živců.*“ Podľa Bieleho (1957, s. 48) sú súčasťou „*obalovej série tatríd. Sú bieložltkavej a ružovkastej farby, stredne i hrubozrnnité, zložené prevažne z kremeňa. Obsahujú i málo sericitizovaného živca a muskovitu.*“³ Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 91) o kremencoch spodného triasu, v čase keď ich začleňoval k ráztočnianskej sérii a keď túto sériu začleňoval ku krížňanskému príkrovu, konštatoval: „*.... spodný trias zastupujú kremence vo vývine obvyklom pre obalové série*“. Rovnako ich charakterizoval aj neskôr (Mahel' in Mahel' et al., 1967, s. 174).

97 gutensteinské vápence: tmavosivé bituminózne vrstvovité vápence (spodný anis)

98 gutenteinské dolomity: sivé vrstvovité dolomity (spodný anis)

Vzhľadom na to, že na území priľahlom ku kontaktu kryštalinika a mezozoika sa pomerne extrémne prejavila zlomová stavba (v ktorej sa uplatnili dva zlomové systémy: prvý paralelný s kontaktom, druhý priečneho smeru oproti nemu), vznikla na ňom kryhová stavba. Preto gutensteinské vápence tvoria nesúvislé výskyty oddelené zlomami a na niektorých miestach (na Havove) v zdanlivom vrstvom slede vystupujú akoby v dvoch pozíciách. Ich malé telesá sa vyskytujú na úpätí pohoria západne od lokality Uhlisko. Ich väčšie telesá sú zachované na Uhlisku, na hrebeni s kótou 577 jv. od Uhliska, na Dúbrave, na západnom hrebeni Havova, na vrchole Havova, na južných svahoch

³ Kremence známe Matějkoví (1924) a Bielemu (1957) sa vyskytujú pri zlome oddeľujúcom horniny kryštalinika tatrika od hornín mezozoika fatrika. Morfológicky nad zlomom vystupujú sedimenty karpatského keuperu, ktorých súčasťou sú aj kremence. Je potom problematické rozhodnúť, či kremence opísané Matějkom a Bielym, ktoré vystupujú pod zlomom (len bloky, nie odkryvy), sú kremence tatrika, alebo či sú len sutinou pochádzajúcou z kremencov fatrika vystupujúcich nad zlomom. V rešeršných prácach Rakúsa et al. (1984) aj Havrila (in Havrila a Kohút, 2004), podobne ako v práci Nemčoka (1985), boli zaradené ku karpatskému keuperu fatrika.

Horeňova až po Skalku. Hlavne v okolí Uhliska a Horeňova zreteľne upadajú na juh pod ramsauské dolomity. Ich kontakt s kryštalinikom je tektonický.

Gutenstenské vápence tvoria bralové a bralovo-stenové odkryvy, resp. tvoria v teréne nápadné morfológické stupne. Sú čiernosivé, mikrokryštalické, bituminózne, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev miestami 5 – 15 cm, inde 10 – 30 cm) až hrubovrstvomité (aj vyše 100 cm). Miestami sú v nich zachované sedimentárne textúry (paralelná laminácia, „robačkovitosť“ – červíkovitosť). Často sú prestúpené sieťou žiliek kalcitu. Pri zlomoch je vápenec často vybielený, svetlosivý, rekryštalizovaný.

Odhliadnuc od kremencov spodného triasu, sú najspodnejším známym súvrstvím sukcesie (s výnimkou malého telesa dolomitov vystupujúceho 400 – 500 m jv. od Horeňova, zaradeného ku gutensteinským dolomitom) na území južne od tektonickej línie oddeľujúcej kryštalinikum a mezozoikum. Podľa Vettera (1909): „*V porovnaní s dolomitom prevláda tmavý vápenec v pruhu Dúbrava – Hořenovo južnej kryhy Žiaru.*“ Vápence sú identické s „*vápencami triasu*“ hořenovskej skupiny (Matějka, 1924, s. 73), s „*vápencami stredného triasu*“ spodnej netypickej krížňanskej série, resp. s „*vápencami gutensteinskými*“ vrchnej, typickejšej krížňanskej série (Biely, 1957), so „*stredotriasovými tmavými vápencami*“ ráztočnianskej série, t. j. série západokarpatskej skupiny krížňanskej jednotky (Maheľ in Maheľ et al., 1962, s. 91), so „*stredno triasovými vápencami*“ (Maheľ in Maheľ et al., 1967), so „*stredotriasovými vápencami gutensteinského typu*“ ráztočnianskej skupiny (Nemčok, 1985; s. 16), resp. so „*stredotriasovými vápencami gutensteinského typu*“ zliechovskej skupiny (Nemčok, 1985, s. 19) a s „*gutensteinskými vápencami*“ ráztočnianskej sekvencie aj krížňanského príkrovu (Mello in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c).

Podľa Matějku (1924, s. 73): „*Vápence jsou téměř vždy více méně dolomitické, světle šedé nebo modrošedé až černavé, celistvé nebo velmi jemně zrnité. Často jsou prostoupeny bílými žilkami sekundárního vápence, které je nepravidelně protkávají. Vrstevnatost je téměř vždy zřetelná, jednotlivé lavice mívají mocnost 30-120 cm.*“ Biely (1957) ich opísal v rámci dvoch sérií krížňanského príkrovu. V spodnej sérii ich charakterizoval ako „*... sivé a tmavo-sivé, celistvé i jemnozrné, často bieložilkované. ... masívne i lavicovité, niekedy dolomitické. vytvárajú strmé skaliská*“. Na mape ich znázornil v podobe súvislého pruhu na báze mezozoika medzi hájovňou Uhlisko a Horenovom. Vo vrchnej sérii ich stotožnil s „*vápencami gutensteinskými*“ a opísal ich takto: „*... sú... masívne a hrubolavicovité... úplne podobné stredotriasovým vápencom spodnej krížňanskej sérii*“. Na mape ich znázornil ako súvislý pruh medzi Dúbravou a kótou 763. Nemčok (1985) ich opísal ako súčasť ráztočnianskej skupiny aj ako súčasť zliechovskej skupiny. Podľa neho (l. c., s. 16) v ráztočnianskej skupine „*... v spodných partiách bývajú doskovité až tenkolavicovité (10-30 cm), vo vyšších partiách sú hrubolavicovité až masívne... farba je tmavo-*

sivá so svetlou patinou. ... sú prestúpené kalcitovými žilkami... Z fosílíí sú zachované len reliktý článkov Echinodermát. Prítomný je rekryštalizovaný pseudosparit. ... mikrotyloly podfarbené hydroxidmi Fe. ... Prejavujú sa tu začiatky metamorfnej foliácie. ... zrná kalcitu sú dvojčatne lamelované.“ V zliechovskej skupine (l. c., s. 19) „V ich spodných partiách sa vyskytujú vrstvy hrúbky 2 až 25 cm“.

96 ramsauské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvité dolomity (vrchný anis – spodný karn)

O rozšírení ramsauských dolomitov platí to isté, čo o rozšírení gutensteinských vápencov. Vďaka zlomovej tektonike netvorí súvislé telesá. Ich malé telesá sa vyskytujú na úpätí pohoria z. od lokality Uhlisko. Ich väčšie telesá sú zachované v nadloží gutensteinských vápencov na Uhlisku, na hrebeni s kótou 577 jv. od Uhliska, na Dúbrave, na jz. a j. svahoch Havova, z. od Havova a na j. svahoch Horenova až po Skalku. Všetky väčšie telesá dolomitov ležia v nadloží gutensteinských vápencov. Zhora sú často obmedzené tektonicky. Na jedinom mieste (j. od Havova) nad nimi vystupujú lunzské vrstvy, pri ich neprítomnosti v nadloží vystupuje karpatský keuper (j. svahy Dúbravy), prípadne aj mladšie horniny.

Ramsauské dolomity sú mikrokryštalické, tmavosivé až čiernosivé, bituminózne, so svetlosivou patinou zvetrávania. Sú krehké, pri tektonických procesoch v nich vzniká hustá sieť puklín niekoľkých smerov, v dôsledku čoho podliehajú rozpadu. Vrstvovitost' je vzhľadom na ich rozpadavost' pozorovateľná zriedkavo (bola pozorovaná hrúbka vrstiev 10 – 15 cm). V dôsledku rozpadavosti dolomity netvorí skalné odkryvy, študovať ich možno väčšinou len z úlomkov, resp. na umelých odkryvoch.

Podľa Vetersa (1909) „V južnej kryhe Žiaru tvorí triasový dolomit vedľa vápenca strmý hrebeň na juhu od Horenovej s Dúbravou a pokračuje na západ na Uhlšte. Tvorí ešte ďalej na západ dve izolované partie bezprostredne na žule“. Ramsauské dolomity sú zhodné s „dolomitmi triasu“ (Matějka, 1924, s. 73), so „svetlými i tmavými dolomitmi“, resp. so „sivými a tmavosivými masívnymi dolomitmi“ (Biely, 1957), so „šedými dolomitmi“ Mahel' (1962, in Mahel' et al., 1967) a s „ramsauskými dolomitmi“ ráztočnianskej sekvencie aj krížňanského príkrovu (Mello in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c). Podľa Matějku (1924, s. 73): „Dolomity jsou světle šedé, nebo tmavší modrošedé barvy, většinou celistvé, nezřetelně vrstevnaté, prostoupené nesčetnými nepravidelnými trhlinkami. Tvoří... nepravidelné... partie čočkovité i více metrů mocné ve vápencích a dolomitických vápencích. Jsouce proti zvětrání vzdornější než tyto, tvořivají místy nápadné skalky a hřebeny.“ Biely (1957) ich opísal v rámci dvoch sérií krížňanského príkrovu. V spodnej sérii ich charakterizoval ako „svetlé i tmavé

*dolomity... preniknuté množstvom drobných pukliniek... sú masívne, husto-lavicovité, ľahko rozpadavé na ostrohrannú drť*⁴. Na mape ich znázornil ako temer súvislý úzky pruh medzi Uhliskom a Skleným. Vo vrchnej sérii sú podľa neho „*sivé i tmavosivé*“. Na mape ich znázornil ako súvislý pruh (prerušený zlomom východne od kóty 763) medzi Skleným a Uhliskom. Podľa Nemčoka (1985, s. 17 a 19) „*Stredný až vrchný trias zastupuje lavicovitý až masívny tmavý dolomit... v niektorých prípadoch brekciovitý*“ (v ráztočnianskej skupine), resp. „*Stredný až vrchný trias je zastupený tmavými dolomitmi. Sú... vrstevnaté, niekedy s riasovými polohami, častejšie sú však masívne*“ (v zliechovskej skupine).

Vek dolomitov sa uvádza buď stredný trias (Biely, 1957; Maheľ in Maheľ et al., 1962, 1967), prípadne stredný a vrchný trias (Nemčok, 1985; Mello in Šimon et al., 1994, 1997).

95 lunzské vrstvy: pieskovce (*vrchný jul – spodný tuval*)

Pieskovce, ktoré hlavne na základe litologického zloženia, sčasti aj na základe pozície vo vrstvovom slede (sčasti preto, lebo na skúmanom území nie vždy možno spoľahlivo rozhodnúť, či hranica je normálna alebo tektonická) je podmienienečne možné považovať za lunzské vrstvy, sa zistili len na južných svahoch Havova, severne od údolia smerujúceho z Ráztočna do sedielka južne od Horenova. Ich šošovkovité teleso vystupuje medzi ramsauskými dolomitmi a horninami karpatského keuperu. Hlavné dolomity v nadloží lunzských vrstiev sa nezistili. Možno je to v dôsledku presutinenia terénu, skôr však preto, že lunzské vrstvy a karpatský keuper oddeľuje zlom.

Lunzské vrstvy sa zistili len v úlomkoch. Tvoria ich typické tmavosivé, mierne zelenkavé strednozrné siliciklastické (zrná sú tvorené hlavne kremeňom) vrstvovité pieskovce (s náznakmi paralelnej laminácie), nadobúdajúce na puklinách a v póroch medzi zrnami hrdzavú farbu spôsobenú zvetraním železa. Doteraz v južnej časti Žiaru v tomto vrstvovom slede lunzské vrstvy (pravdepodobne pre silné zasutinenie terénu) neboli známe.

Z *lunzských vrstiev* sme petrograficky študovali vzorku (73), ktorá reprezentuje siliciklastický sediment. Materiál je vytriedený, husto usporiadaný. Okrem dominujúceho, undulózne zhášajúceho kremeňa sú prítomné živce (ortoklas, plagioklas) a sľudy. Popri iných sa vyskytujú aj klasty pochádzajúce zo siliciklastík a metamorfovaných hornín. Prítomné sú veľmi vzácne dobre opracované úlomky, pochádzajúce zrejme z bázičných vulkanitov. Časť sedimentu je impregnovaná hrdzavohnedými minerálmi Fe. Výskyt organických zvyškov sme však vzhľadom na charakter sedimentu nezaznamenali.

94 karpatský keuper: kremence, pestré ílovce, ílovité dolomity (norik)

Horniny karpatského keuperu vytvárajú zdanlivo súvislý pruh západno-východného smeru naprieč pohorím. Vystupujú na južných svahoch Dúbravy, smerom na východ a na svahoch doliny ležiacej medzi lokalitou Strach a Havovo temer od jej ústia až na hrebeň južne od vrcholu Havova. Na východnej strane pohoria ich možno pozorovať medzi Dbalom a Skalkou a severne od Skalky. Najlepšie je súvrstvie odkryté v záreze cesty medzi Dbalom a Skalkou. Ako-tak kompletný sled hornín je zachovaný južne od Havova, kde karpatský keuper leží na lunzských vrstvách a pod fatranskými vrstvami.

Súvrstvie tvoria kremence, ílovce a dolomity. Takéto zloženie súvrstvia je typické pre fatrikum (nie pre tatrikum). Kremence sa vyskytujú hlavne na východnej strane pohoria v okolí kóty Skalka (západne od Skleného). Najlepšie sú odkryté v záreze lesnej cesty jv. od Sklaky. Sú vrstvomité, hrubozrnné, miestami nadobúdajú charakter zlepenčov. Ílovce majú typické pestré farby. Prevládajú odtiene červenej a fialovej farby, sporadicky majú aj sivozelenú a okrovú farbu. Typický pre ne je ihličkovitý rozpad. Svetlomodro-běžovomodrosivé dolomity sú veľmi jemnozrnné až kalové. Ich zvetraný povrch je drsný v dôsledku selektívneho zvetrávania, postupujúceho hlavne po hustej sieti puklín. Ílovce a dolomity vystupujú naprieč celým pohorím, najlepšie sú odkryté na južných svahoch Havova (vo vývratoch stromov) a v záreze lesnej ceste vedúcej medzi Skalkou a Dbalom. Vo fatriku kremence vo vrstvovom slede vystupujú v jeho spodnej časti a dolomity vo vyššej časti. Preto vzhľadom na chýbanie kremencov v slede vystupujúcom južne od Havova možno usudzovať, že karpatský keuper je od lunzských vrstiev oddelený zlomom.

Podľa Vetersa (1909) „... v južnej kryhe Žiaru tvoria keuper a kössenské vrstvy súvislý úzky pruh smerujúci V-Z, južne od dolomitového chrbátu Dúbrava – Horenovo“. Matějka (1924, s. 74) ho pod označením „keuper“ charakterizoval takto: „*Jsou to rudě červené, violové, žlutavé, hnědé, šedozelelé jílovito-slínité břidličky, význačné svým rozpadem na krátké třískovité úlomky. Vložky pískovcové scházejí stejně jako vložky dolomitové. ... Nejlépe jsou odkryty na cestě vedoucí ve stráni jv od triangulačního bodu směrem k jihu na silnici ze Sklené do Rastočna.*“ Podľa Bieleho (1957) „... keuper zastupujú červené ílovité bridlice, na niektorých miestach zelené alebo žltkavé. Vložky žltkavých celistvých dolomitov sú bežné. V západnej časti územia na svahu Dúbrava (620) je keuper v podobe bielych pieskovcov s tenkými vložkami bridlíc. Pieskovce sú doskovité, stredne i hrubozrnné, zložené z ostrohranných zrníek kremeňa a veľmi vzácne živca. Vzácne sú tiež väčšie úlomky zelenkavých bridlíc. Tmel pieskovcov je karbonatický a dopĺňuje iba malé priestory medzi zrnami“. Opísal ho zo sledu ním vyčlenenej vrchnej série krížňanského príkrovu. Na mape znázornil jeho súvislý pruh severne od lokalít Strach a Dbal a menšie šošovky na južných

svahoch kóty 763 a na západných svahoch Dúbravy. V spodnej sérii krížňanského príkrovu znázornil na mape len jeho jednu malú šošovku južne od Horenova. Nemčok (1985) ho opísal ako súčasť zliechovskej skupiny. Podľa neho (l. c., s. 17) „*Nor je zastúpený kontinentálno-lagunárnym súvrstvom karpatského keuperu, ktoré obsahuje nie celkom vytriedené kremence, fialové, okrové a zelenavé ílovité bridlice. Bridlice majú tyčinkovitý rozpad*“. Rakús et al. (1984) a Nemčok (1985) ku karpatskému keuperu začlenili aj kremence, ktoré pri Sklenom vyčlenil Matějka (1924). Matějka (l. c.) a Biely (1957) ich začlenili k spodnému triasu tatrika. Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c) súvrstvie opísal pod názvom súvrstvie karpatského keuperu z ráztočnianskej sekvencie aj krížňanského príkrovu. V oboch sledoch podľa neho vystupujú aj dolomity. Podľa súčasných vedomostí dolomity v karpatskom keuperi tatrika nevystupujú, sú charakteristické pre karpatský keuper tatrika.

93 **fatranské súvrstvie: vápence s organodetritom a lumachelové vápence (rét)**

Horniny fatranského súvrstvia možno sledovať smerom zo západu na východ temer súvisle naprieč celým pohorím. Ich odkryvy sú roztrúsené na južných svahoch doliny smerujúcej od Ráztočna do sedielka južne od Horenova, a to od jej vyústenia až na hrebeň južne od Horenova, odtiaľ ich severne od Dbalu možno sledovať temer až do Skleného. V celom priebehu vystupujú nad karpatským keuperom. Ich nadložie je pravdepodobne tektonizované, keďže v celom ich priebehu medzi nimi a mrazníckym súvrstvom vystupujú len menšie šošovky hornín liasu až malmu.

Vápence fatranského súvrstvia sú tmavosivé, mikrokryštalické, vrstvité. Obsahujú premenlivé množstvo (väčšinou bezvýznamné) drobného detritu krinoídeí. Zriedkavo obsahujú schránky ramenonožcov, miestami nadobúdajú charakter lumachely.

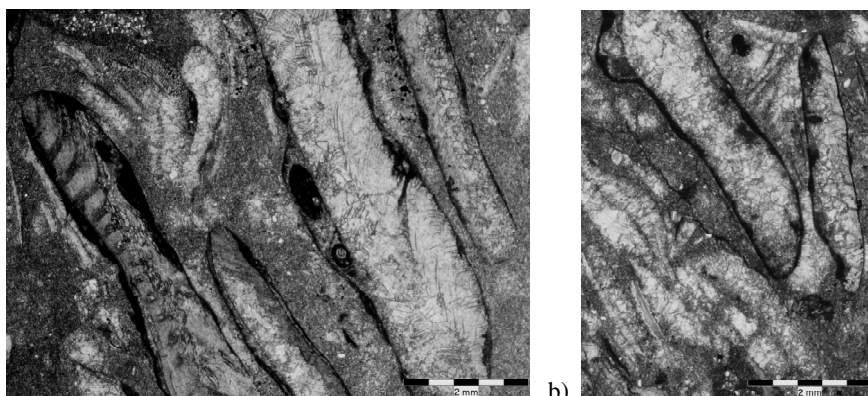
Podľa Vettera (1909) „... v južnej kryhe Žiaru tvoria keuper a kössenské vrstvy súvislý úzky pruh smerujúci V-Z, južne od dolomitového chrbátu Dúbrava – Horenovo“. Horniny, ktoré zaradil Matějka (1924) k rétu, ku „*kössenským vrstvám*“, na základe litologického zloženia zodpovedajú kapieneckému súvrstviu. Podľa Bieleho (1957) rét je súčasťou vyššej série krížňanského príkrovu a „... je zastúpený karpatským vývojom. Sú to čierne, namodralé masívne a lavicovité i doskovité vápence. Miestami sú silno organogénne, lithodendronové. ... Obyčajne sú celistvé, zriedkavejšie i krinoidové. Úlomky rôznych organizmov, hlavne krinoidov, často vytvárajú pseudooolitovú štruktúru. Na hrebienku JZ od kóty 787 sú vápence lumachelové, preplnené zbytkami brachiopódov *Terebratula gregaria SUESS*“. Na mape rét znázornil ako súvislý pruh (s dvomi posunmi na zlomoch) medzi Skleným a Dúbravou. Nemčok (1985, s. 20) ich v rámci zliechovskej skupiny charakterizoval ako: „... *tmavé*

vápence rétu až hetangu. Vápence sú hrubolavicovité (14 – 60 cm) až masívne“. Mikrofaciálne ich charakterizuje: dokumentačný bod č. 12, južné svahy Havova – ako „intra biomikrit, resp. grainstone... zaoblené intraklasty pripomínajú oolity... prítomný je autigénny kremeň... fosílie sú prítomné v intraklastoch... sú tu: články Echinodermát... ostne ježoviek, fragmenty schránok lastúrnikov... gastropódy, foraminifery a úlomok schránky Terebratulidného brachiopóda“; dokumentačný bod č. 13, južne od Horenova – ako „hardground... tmavý mikrit... v mikrite sú chodbičky po vrtavých organizmoch. Dno je posiate sesílnymi organizmami. ... Z fosílií sú ešte prítomné schránky ustríc ležiace... nad aj pod kôrou. Okrem toho sa zachovali aj ojedinelé fragmenty iných lastúrnikov“; dokumentačný bod č. 155, južné svahy Dúbravy – ako „intrasparit... s výskytom mikroonkolitov vo vnútri intraklastov. Z fosílií sa zachovali: fragmenty schránok lastúrnikov, schránky foraminifer, ostne ježoviek“; dokumentačný bod č. 122, južne od Horenova – ako „grainstone. Allochemy pozostávajú z mikroonkolitov a intraklastov... tieto sinicové hľuzky... Typické bývajú pre hetang-sinemúr... Z fosílií sú prítomné: ostne ježoviek, články Echinodermát a opracované fragmenty bivalvií“; dokumentačný bod č. 150 (ten sa na geologickej mape nachádza uprostred dolomitov) – ako „oosparit alebo oointrasparit... prítomný je klastický kremeň, ktorý tvorí jadrá oolitov... Časté sú rôzne prierezy schránok foraminifer Glomospirového typu, opracované úlomky schránok bivalvií a ostne ježoviek“; vápenc s korálmi zo sutiny východne od Skalky (853 m n. m.) – „... vo výbruse sú zachytené koralý... obrastané sesílnymi Nubecularidnými foraminiferami... prítomný je siltový kremeň, ojedinele muskovit. Z fosílií sú ešte zachované: ojedinelé články Echinodermát, ojedinelé úlomky gastropódov, lastúrnikov, machovky, chodbičky po vrtavých organizmoch, úlomok Terebratulidného brachiopóda... ihlice húb... boli určené *Planiinvoluta sp.*, *Priscopedatus sp.*, *Thelia sp.*“; dokumentačný bod č. 154, hrebienok v. od horárne Uhliská – ako „biomikrit... ako wackestone. Z fosílií sú prítomné: fragmenty schránok lastúrnikov, riasy, foraminifery, články Echinodermát. Presnejšie sú určené: *Thaumtoporella parvovesiculiphera RAINERI*, *Globochaete tatrca RADWANSKI*, *Glomospira sp.*, *Calcitornella sp.*, *Angulodiscus sp.*, *Aulotortus sp.*, *Frondicularia sp.*“ Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c) ich zaradil k fatranskému súvrstviu.

Mikroopis:

Základná hmota študovaných vápencov *fatranského súvrstvia* (vzorka MH-82) je viac-menej rekryštalizovaná, mikrosparitová. Vyskytujú sa v nej nevytriedené, nepravidelne usporiadané redeponované alochémy. Prítomné sú pasáže s nízkym obsahom komponentov, ale aj miesta s pomerne husto usporiadanými organickými zvyškami, ktoré dosahujú niekedy veľké rozmery. Inokedy prevládajú relatívne malé fragmenty fosílií, resp. sa vyskytujú polia so zmiešanými, menšími aj veľkými alochémami. Mikrofacia je lastúrniková (obr. 3.2.2-2a, b).

Prítomné sú sporadické klasty s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Dominujúcimi fosílnymi zvyškami sú obyčajne opracované fragmenty rekryštalizovaných schránok hrubostenných lastúrníkov, z ktorých niektoré svojimi rozmermi spadajú do ruditovej frakcie. Sporadicky možno pozorovať po okrajoch úlomkov tmavší granulačný lem, resp. stopy po vŕtavkej činnosti organizmov. Na povrchu niektorých fragmentov sa nachádzajú sesilne dierkavce, z ktorých sme identifikovali *Planiinvoluta regularis* (SALAJ, BORZA et SAMUEL) (obr. 3.2.2-2b), ako aj iné prisadnuté plytkovodné organizmy s neistou príslušnosťou. Ďalšie organické zvyšky reprezentujú hlavne fragmenty ostnatokožcov, v rámci nich kolumnálne krinoidov so zachovaným axiálnym kanálikom, ostne ježoviek, úlomok schránky punktátneho ramenonožca a schránka bentického dierkavca.



Obr. 3.2.2-2. a) Lastúrniková mikrofácia (vzorka MH-82); b) *Planiinvoluta regularis* (SALAJ, BORZA et SAMUEL) (vľavo hore).

Prítomná je nepravidelne roztrúsená prímes undulózne zhášajúceho kremeňa prachovej a piesčitej frakcie. Minerály Fe miestami impregnujú základnú hmotu a niektoré fosílné zvyšky, hlavne ostnatokožce. Vyskytuje sa pyrit a ojedinelá sľuda.

Takáto fácia je známa z rétu Západných Karpát.

Jura

V dôsledku toho, že ráztočnianska séria je v tejto práci súčasťou fatrika, vystupuje v južnom Žiari len jeden sled hornín mezozoika. Jeho jurská časť pozostáva z hornín bývalej ráztočnianskej série, ktorú vyčlenil M. Mahel' a predtým Biely (1957) charakterizoval ako juru krížňanského príkrovu s netypickým krížňanským vývinom, a zo sledu jury zliechovskej skupiny krížňanskej jed-

notky, ktorú charakterizoval Nemčok (1985) a predtým Biely (1957) ako juru krížňanského príkrovu s typickejším krížňanským vývinom.⁴

K fatriku boli teda zahrnuté dva rozdielne sledy jury.

Juru ráztočnianskej série charakterizoval Mahel' (1986, s. 373) ako „... *súbor členov prahového typu, plytkomorských, je sekvenciou tatranského typu, s organodetrítickými liasovými vápencami, bez dogerských a malmských rádiolaritov*“. Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 91 – 92; in Mahel' et al., 1967, s. 174; 1986, s. 373) o vrstvovom slede jury v čase, keď ju začleňoval k ráztočnianskej sérii a keď túto sériu začleňoval ku krížňanskému príkrovu, i v čase, keď ju začleňoval k obalovým jednotkám (rozumej k tatriku), konštatoval: „... *sivé krinoidové vápence, prerastené hluzami a polohami žltosedých rohovcov (lias); červené krinoidové vápence (vrchný lias, doger)*⁵. *Ružové hluznaté vápence*⁶ *majú drobnokryštalickú štruktúru s kalcifikovanými rádioláriami a zriedkavými článkami echinodermát (spodný malm). Najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hluzami*⁷; *obsahujú zbytky kalcifikovaných ihlíc húb i Globochaete alpina*“.

⁴ Biely (1957) v spodnej, netypickej krížňanskej sérii vyčlenil krinoidové rohovcové vápence jury bez bližšieho určenia (na mape ich zaradil do albu) a vápnité a piesčité bridlice s polohami piesčitých vápencov vystupujúcich v nadloží rohovcových vápencov, ktoré opísal v stati pojednávajúcej o liase. Konštatoval, že „... *faciálne je súvrstvie podobné grestenským vrstvám a súvrstviu albu*“. Vo vrchnej, typickejšej krížňanskej sérii vyčlenil v liase „... *vápence žltohnedej farby doskovité až bridličnaté... celistvé... sa striedajúce s polohami zrnitých krinoidových vápencov*“ a v dogeri – malme „... *červené i žltkavé, celistvé doskovité vápence... obsahujú hluzy mäsovočervených a žltkavých rohovcov... Veters (1909) uvádza z nich Aptychus punctatus. Patria teda do malmu. Z okolia kóty Strach (722) uvádza červené hluznaté vápence. Matějka naše radiolaritové vápence opísal ako vápence s rohovcami a zaradil ich do stredného a vrchného liasu*“.

Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 91 – 92; in Mahel' et al., 1967, s. 174, 1986, s. 373) v ráztočnianskej sérii vyčlenil „... *sivé krinoidové vápence, prerastené hluzami a polohami žltosedých rohovcov (lias); červené krinoidové vápence (vrchný lias, doger). Ružové hluznaté vápence... s kalcifikovanými rádioláriami... (spodný malm). Najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hluzami; obsahujú zbytky kalcifikovaných ihlíc húb i Globochaete alpina*“.

Nemčok (1985) v ráztočnianskej skupine vyčlenil: „... *krinoidové vápence spodnej až strednej jury... na ne nasadajú hluznaté vápence... v ktorých sa vyskytujú žltosivé rohovce, ktorých výskyt je charakteristický pre lias. V najvyšších partiách súvrstvia sú radiolaritové vápence a masívne sivé krinoidové vápence... Najvyšším členom... sú pieskovce a zlepenca albu*“. Treba podotknúť, že by mohlo ísť aj o kopienecké (grestenské) súvrstvie. V zliechovskej skupine (nie celkom typický vývoj) vyčlenil „... *kopienecké (predtým grestenské) vrstvy spodného liasu... svetlosivé masívne slabokrínoidové vápence liasu... vápence spodnej až vrchnej jury... ich spodným členom sú červené hluznaté slabokrínoidové vápence liasu... na ne nasadajú... radiolaritové vápence, miestami s červenými rohovcami... posledným členom sú vápence titónu až aptu*“.

Vystupovanie viacerých spomenutých facií sa súčasným mapovaním nepodarilo potvrdiť.

⁵ Vystupovanie červených krinoidových vápencov sa súčasným mapovaním nepodarilo potvrdiť.

⁶ Z tejto formulácie nie je jasné, či ide o ružové hluznaté vápence vystupujúce spolu so sivými krinoidovými vápencami liasu, alebo či ide o adnetské vápence.

⁷ Pravdepodobne ich možno stotožniť s vápencami ždiarskeho súvrstvia.

Pri stanovení sledu jurských hornín aj pri ich datovaní v oboch doteraz známych sledoch vystupujúcich v južnom Žiari (ráztočnianskom aj zliechovskom) neustále pretrvávali nejasnosti. Mello (in Šimon et al., 1994; in Šimon et al., 1997a, b) konštatoval, že „... *tento súbor hornín... (rozumej jury ráztočnianskej série) ... je azda najmenej preskúmaný... Nemčok (1985) pri dosiaľ najpodrobnejšom mapovaní územia... nevyčlenil vrchnojurské a spodno kriedové horniny (vápnité pieskovce a zlepenca albu spočívajú podľa neho priamo na rádiolariových vápencoch jury*⁸)“.

Podľa Mella (in Šimon et al., 1994; in Šimon et al., 1997) „*Stredná a vrchná jura je postupne reprezentovaná: červenými krinoidovými vápencami (vrchný lias – doger); ružovými hľuznatými drobnokryštalickými vápencami s kalcifikovanými rádioliami a vzácnymi článkami echinodermát (? spod. Malm); najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzami, obsahujúcimi zbytky kalcifikovaných ihlíc húb a globochéty*“.

Problémy boli aj so sledom krížňanského príkrovu. Biely (1957) ho charakterizoval ako „*vývin typickejšie krížňanský*“. Následne sled krížňanského príkrovu stotožnil Nemčok (1985) so „*zliechovskou skupinou (nie celkom typického vývoja)*“. Problémom bolo už zostavenie sledu krížňanského príkrovu. Biely (1957) k tomu poznamenal: „*Spodnejšia netypická séria je presunutá cez tatrídne kryštalínium a kremence a vrchnejšia cez spodnejšiu. Vzájomné presuny spôsobili vymačkávanie niektorých členov a ich sformovanie do šošoviek. Či nedostatok liasu vo vrchnejšej sérii krížňanskej je spôsobený tektonicky alebo primárne nemožno s istotou konštatovať.*“

Súčasný výskum priniesol niektoré fakty, ktoré „zotreli“ rozdielnosť, resp. protichodnosť jednotlivých sledov. To umožnilo zostaviť z nich jeden sled. Postup pri zostavení je objasnený v úvodných častiach tejto kapitoly.

92 kopienecké súvrstvie: vápnité pieskovce, ílovce, drobnozrnné zlepenca (spodný lias – hetanž)

Horniny zaradené v tejto práci ku kopieneckému súvrstviu vystupujú v štyroch izolovaných areáloch. Na severných svahoch Dúbravy a Havova a na južných svahoch Horeňova sú zachované vo forme do 100 m širokých a asi 0,5 km dlhých pásov približne východno-západného smeru. Tieto pásy sú zo všetkých strán obmedzené zlomami. Okrem toho spod kvartérneho pokryvu vystupujú v niekoľkých erozívnych ryhách západne od Skleného.

Súvrstvie tvoria najmä ílovce a pieskovce, ojedinele drobnozrnné zlepenca a sporadicky aj vápence. Sľudnaté ílovce sú tmavosivé, po zvetraní hnedosivé. Sľudnaté pieskovce sú modrosivé až tmavosivé, po zvetraní hnedosivé až hrdzavé. Sú vrstvomité (pozorovaná hrúbka vrstiev je 2 – 5 cm), paralelne

⁸ Pri súčasnom mapovaní sa nepotvrdilo vystupovanie rádiolariových vápencov v tejto pozícii. Kartograficky ich neznázornil ani Nemčok (1985). Dozvedáme sa o nich len v texte.

laminované, jemno- až hrubozrnné. Jednotlivé vrstvy sú zrnitostne dobre vytriedené. V jemnozrnných pieskovcoch obsahujúcich silnú ílovitú prímes sa vyskytujú drobné ?závalky (alebo zvyšky lamín) sivočiernych ílovcov a zuhoľnatená rastlinná drvina. Neopracované zrná pieskovcov sú zložené hlavne z tmavosivých mikrokryštalických vápencov a klastického kremeňa. Zvetrávaním sa karbonátové zrná rozpúšťajú a pieskovce sa stávajú pórovitými. Zriedkavo sa vyskytujú hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné karbonátové zlepenca. Ich klasty tvoria hlavne tmavosivé mikrokryštalické vápence a žltosivé až okrové dedolomity, menej klastický kremeň. Neopracované zrná sú väčšinou izometrického tvaru. Okrem spomenutých litotypov sa sporadicky vyskytujú aj tmavohnedosivé vápence s organickým detritom až organodetritické vápence. Vzhľadom na to, že nevystupujú na skalných odkryvoch, ale ide len o voľné kusy horniny, nie je isté, či patria k súvrstviu.

Podľa Vettera (1909) „... v južnej kryhe je zastúpená jurská formácia len úzkym pásom grestenských vrstiev a nad tým fleckenmerglom (dokázaný je v tom titón) na južnom svahu hrebeňa Dúbrava – Horenové“. Matějka (1924, s. 74) ich poznal pod označením „vrstvy kössenské“, ktoré zaradil do rétu. Opísal ich takto: „... na bázi jsou to žlutavé nebo rezavé pískovce,... Pískovce ty jsou proloženy vrstvičkami břidličnými, písčito-vápenitými, tence lupenitými. ... Ve vyšších polohách převládají tmavé slínité břidlice s tenkými vložkami černých, rezavé a hnědě zvětrávajících písčitých vápenců“. Rovnaké horniny však zaradil aj do liasu pod názvom „vrstvy grestenské“. Ku kopieneckému súvrstviu možno zaradiť aj horniny, ktoré opísal Biely (1957) a považoval ich za najvyšší člen spodnej krížňanskej série. Na mape znázornil ich štyri šošovkovité telesá (na severných svahoch Dúbravy, na severnom svahu kóty 763, južne od Horenova a západne od Skleného). Charakterizoval ich ako „... vápnité a piesčité bridlice s polohami piesčitých vápencov. ... Čerstvé vápnité a piesčité bridlice majú sivú farbu... zvetrané... farba je hrdzavohnedá. ... sú ľahko rozpadavé... pri kóte 787 majú... charakter jemnozrnných drobových pieskovcov. Piesčité vápence sú doskovité a lavicovité, veľmi pevné. V čerstvom stave sú sivé a sivomodré. Pri vetraní vzniká na okraji nahnedlá obruba. Úplne zvetrané vápence sa rozpadajú na jemný hrdzavý piesok. ... uprostred jemnokryštalickej, karbonátovej základnej hmoty je asi 25 % celkového obsahu klastického materiálu. V prevážnej väčšine je v podobe drobných ostrohranných úlomkov kremeňa, máličko živca, vápencov a sludy“. Napriek tomu, že horniny zaradil k jure (v legende k mape k albu?), poznamenal: „Otázka stratigrafického zaradenia piesčitých bridlíc a piesčitých vápencov zostáva zatiaľ otvorená. Faciálne je súvrstvie podobné grestenským vrstvám a súvrstviu albu.“ Nemčok (1985, s. 19) tieto horniny považoval za najvyšší člen ráztočnianskej skupiny tatrika a zaradil ich do albu. Vyplýva to z jeho formulácie: „Najvyšším členom ráztočnianskej skupiny sú pieskovce a zlepenca albu. Vzorky sú však analyzované len zo sute. Pieskovec je jemno-

zrnný, vápnný, hrdzavo vetrajúci, relatívne monotónny. Väčšina zrn je z mikritického vápenca. Okrem neho sa vyskytuje kremeň (max. 30 %), živce, slúda (muskovit), rohovec, pyrit. Základná hmota je z kalcitu. Fosílie sa vyskytujú veľmi sporadicky, aj to vo vekove starších zrnách. Zlepence pozostávajú z karbonatického, relatívne málo opracovaného materiálu a vápnitej základnej hmoty.“ Havrila (in Havrila a Kohút, 1994) v práci rešeršného charakteru na základe geologickej mapy Bieleho (1957), a hlavne na základe vtedy najnovšej geologickej mapy Nemčoka (1985) v zhode s obomi geologickými mapami opisované horniny zaradil k porubskému súvrstviu. Podobné horniny Nemček (1985, s. 23) opísal aj z ním vyčlenenej krížňanskej skupiny, z malej šošovky južne od Horenova a z malej šošovky asi 1 km západne od spomenutej lokality. Opísal ich takto: „... tzv. kopianecké (predtým grestenské) vrstvy spodného liasu. Sú zastúpené tmavošedými, šedozeleňými, často do hneda zvetrávajúcimi jemne sludnatými bridlicami, lavicovitými piesčitými vápencami a vápnnými pieskovecami. Vyskytujú sa len v suti“. Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c) tieto horniny v ráztočnianskej sekvencii zaradil k porubskému súvrstviu a rovnaké horniny krížňanskeho príkrova zaradil ku kopianeckým vrstvám.

Mikroopis:

V pieskovecch *kopianeckého súvrstvia* (vzorky 46, 47A, 62, 62A, 68A, 75A, všetky MH) sa bežne až hojne vyskytuje nevytriedený, undulózne zhášajúci kremeň piesčitej frakcie. Materiál je husto usporiadaný. Hlavne vo vzorkách 46, 47A a 62 sme zaznamenali klasty z rôznych typov hornín, ktorých množstvo je v jednotlivých vzorkách premenlivé. Prítomné sú úlomky detritických karbonátov, vzácných vápencov s mikritovou/mikrosparitovou štruktúrou (*mudstone*), len ojedinele s fosílnymi zvyškami, ílovcov a veľmi vzácných siliciklastík (okrem spomínaného kremeňa), ako aj metamorfovaných hornín. Organické zvyšky sa v základnej hmote vyskytujú výnimočne. Ide zrejme o fragmenty ostnatokožcov. Prítomné sú aj problematické prierezy kruhového tvaru. Zastúpené sú sporadické klence karbonátov, ktoré sú niekedy viac-menej skorodované a majú tmavohnedý lem (?dolomit). Prítomné sú minerály Fe, ktoré viac alebo menej impregnujú jednotlivé komponenty. Vyskytujú sa aj slúdy. Vo vzorkách 62A, 68A a 75A je materiál monotónnejší a dosahuje menšie rozmery. Nezaznamenali sme v nich také rozmanité zastúpenie klastov. V niektorých vzorkách možno pozorovať usmernenie komponentov, resp. jeho náznaky. Týka sa to hlavne vzorky 75A.

Vzorka 75B reprezentuje drobnozrnný zlepenc. Vyskytuje sa v ňom pestré spektrum úlomkov. Na rozdiel od pieskovecov kopianeckého súvrstvia, v zlepenci sme zistili prítomnosť klastov pochádzajúcich z viacerých typov karbonátov, ako aj úlomky pieskovca. Ustupujú klasty detritického karbonátu. Zaznamenali sme úlomok silno rekrystalizovaného krinoidového vápenca a klasty s rekrystalizo-

vaným, prípadne silicifikovaným biodetritom. Najpravdepodobnejšie ide o ihlice hubiek a fragmenty ostnatokožcov. Prítomný je aj klast, ktorý pochádza zrejme z kremenca.

V študovaných vzorkách sa nevyskytli organické zvyšky, na základe ktorých by bolo možné stanoviť vek skúmaných sedimentov.

91 sivé krinoidové (?trlenské) vápence s rohovcami a ružové hľuznaté vápence (vyšší lias – ?bajok)

Sivé krinoidové vápence obsahujúce hľuzy rohovcov sa vyskytujú zhruba na rovnakých lokalitách ako horniny kopieneckého súvrstvia. Tvoria približne rovnaké pruhy, aké sú opísané pri výskyte kopieneckého súvrstvia. Tieto pruhy vystupujú severne od pruhov kopieneckého súvrstvia, priliehajú k nim. Ich kontakt je však tektonický. Okrem toho, krinoidové vápence tvoria pomerne veľkú erozívnu čiapku na Skalke, dve menšie ležia východne od Skalky a celý rad menších čiapok nachádzajúcich sa v lesíkoch uprostred lúk sa tiahne od Skalky ku Sklenému. Na Skalke ležia na karpatskom keuperi (Nemčok, 1985, v sutine východne od Skalky našiel aj horniny rétu), na Dbale nad fatranským súvrstviem a pod adnetskými vápencami. Sledy hornín sú nekompletné.

Sivé krinoidové vápence sú sprevádzané sivoružovými tenkovrstvovitými až hľuznatými vápencami. Zistili sa na jedinom odkryve 200 m východne od Dúbravy (d. b. MH 11/2012). V ich nadloží na tomto odkryve vystupujú sivé krinoidové vápence. Tieto dve fácie vystupujú spoločne, pravdepodobne sa prevrstvujú, pričom hľuznaté vápence pravdepodobne vystupujú vo vyššej (najvyššej) časti krinoidových vápencov. Táto úvaha vyplýva z faktu, že na miestach, kde krinoidové vápence vystupujú na podložných súvrstviach (na karpatskom keuperi na Skalke, na fatranskom súvrství na Dbale), teda možno predpokladať, že ide o spodnejšie časti telies krinoidových vápencov, sa hľuznaté vápence nevyskytujú. Jedinými lokalitami, kde sa ešte vyskytujú, je pomerne malá čiapka ležiaca južne od Horenova (d. b. MH 56/2012) a na hrebene východne od Havova (d. b. MH 63/2012). Na oboch miestach táto fácia vystupuje v podobe malých hľúz (s veľkosťou do 1 – 2 cm) obklopených sivými krinoidovými vápencami.

Svetlo- aj tmavosivé *krinoidové vápence* tvoria množstvo stenových a bralových odkryvov. Vápence sú drobno- až hrubozrné. Množstvo krinoidového detritu je premenlivé, jeho veľkostné vytriedenie je nedokonalé. Sú tenko- až hrubovrstvovité. Ich vrstvomové plochy sú nerovné. Sporadicky sa vo vápencoch vyskytujú hľuzy rohovcov. Ich výskyt sa viaže na hrubšie vrstvy. Charakteristickou zložkou vápencov je prímes klastického kremeňa. Zriedkavo sa v nich vyskytujú rostrá belemnítov. Mikrofaciálne možno vápence charakterizovať ako biosparity. Litologicky pravdepodobne zodpovedajú trlenským vápencom, majú však širšie stratigrafické rozpätie. Tieto krinoidové vápence sú sprevádzané

sivoružovými tenkovrstvovitými až hľuznatými mikrokryštalickými vápencami obsahujúcimi jemnozrnný detrit článkov ľalioviek, ktoré možno mikrofaciálne charakterizovať ako preplnené biomikrity. Je pre ne charakteristická vláknová mikrofácia. Okrem vlákien sa v nich vyskytujú hlavne ľaliovky, ale aj foraminifery, ostrakódy, rádiolárie a ihlice hubiek. Z hľadiska určenia veku horniny je dôležitý výskyt *Globuligerina* sp., ktorých výskyt sa začína až v bajoku (ďalej pozri mikroopis). O spätosti krinoidových a sivoružových tenkovrstvovitých až hľuznatých vápencov svedčí aj fakt, že sivoružové vápence tvoria aj drobné hľuzy obklopené sivými krinoidovými vápencami. Na základe vystupovania krinoidových vápencov vo vrstvovom slede sa sled hornín jury (ráztočnianska séria) hodnotil ako plytkovodný. Z toho však vyplýva, že pri hodnotení prostredia sedimentácie sú tu rozhodujúce sivoružové tenkovrstvovité až hľuznaté vápence s vláknovou mikrofáciou. Biodetrit krinoidových vápencov musel byť do tohto sedimentačného prostredia len transportovaný.

Vápence, ktoré Biely (1957) zaradil do jury, opísal z oboch sérií krížňanského príkrovu. V spodnej sérii vyčlenil „... pruh vápencov, vystupujúcich v rade pekných odkryvov od kóty 620 (Dúbrava) po západný okraj Skleného. ... sú svetlosivej a bielosivej farby, masívne a vrstevnaté. Väčšinou sú zrnité, krinoidové, zriedka celistvé. Lom je nerovný, povrch drsný, iba u celistvých variet hladký. Pre masívny a hrubolavicovitý typ je charakteristická prítomnosť hojných hľúz svetlých i tmavších rohovcov, veľkosti vajca. Miestami sa nájdu súvislejšie šošovkovité polohy, dlhé až 1 m. V tenšie lavicovitých vápencoch sú rohovcové hľuzy vzácnejšie. ... v niektorých polohách sú dosť hojné zrnká kremeňa“. V legende k mape ich zaradil k aptu?. Okrem toho, podobné horniny poznal aj z vrchnej série krížňanského príkrovu. Predpokladal, že sú to liasové vápence. Opísal ich z „... hrebienku, pri hájovni Uhlisko, pri kóte 500. Sú to vápence žltohnedej farby doskovité až bridličnaté. V záreze cesty ... polohy doskovitých celistvých vápencov sa striedajú s polohami zrnitých krinoidových vápencov. ... zaradenie vápencov do liasu nie je paleontologicky podložené. Okrem belemnitov a úlomku amonita sa určiteľná fauna nenašla“. Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 91) o týchto vápencoch jury, v čase keď ich začleňoval k ráztočnianskej sérii a keď túto sériu začleňoval ku krížňanskému príkrovu, konštatoval: „Jura je zastúpená v ojedinelých šošovkách, a poukazuje na určitú príbuznosť s vývinom belanskej série v Strážovskej hornatine. Sú to sivé krinoidové vápence, poprestrané šošovkami s polohami žltosedých rohovcov (lias)“. Rovnako, t. j. ako „šedé krinoidové vápence prorústané hlízami a polohami žltosedých rohovců“ ich charakterizoval aj neskôr (napr. Mahel', 1986, s. 373), pričom poznamenal, že ich prítomnosť (spolu s malmskými červenými doskovitými hľuznatými vápencami) je znakom, že krížňanský príkrov vykazuje južnejšie vplyvy. Zaradil ich do liasu (in Mahel' et al., 1967, s. 174), neskôr (1986) do spodného liasu. Nemčok (1985, s. 17) ich v rámci ráztočnianskej skupiny charakterizuje ako „...“

krinoidové vápence spodnej až strednej jury. V spodných partiách sa vyskytujú hrubozrnnejšie sivé doskovité krinoidové vápence (hrúbka dosiek 2-30 cm). Vápence sú piesčité, so svetlou patinou. ... Vápenec je charakterizovaný... ako intrasparit. Fosílie sa vyskytujú zriedkavo... vyskytujú sa zvyšky článkov Echinodermát. Prítomný je klastický... aj autigénny xenomorfný kremeň... na kóte Skalka... je charakterizovaný ako intrabiosparit... intraklasty sú deformované... V malom množstve sú zastúpené reliktové články Echinodermát... a klastický kremeň... Vidieť príznaky počiatočnej metamorfózy... intraklasty javia známky usmernosti“. Podľa Nemčoka (1985) nad krinoidovými vápencami ráztočnianskej skupiny (d. b. č. 130) „Vyššie vystupujú tenkodoskovité až lamelované vápence. Na ne nasadajú hľuznaté vápence (hrúbka dosiek 4-30 cm) v ktorých sa vyskytujú žltosivé rohovce, ktorých výskyt je charakteristický pre lias. ... Hľuznaté vápence charakterizovateľné sú... ako biomikrit... ide o tzv. vláknovú mikrofáciu s paralelnou textúrou, pozostávajúcou z prierezov schránok bivalvií rodu *Bossitra* veku lias – doger... Prítomný je klastický aj autigénny... kremeň... Z fosílií sa ešte vyskytujú: články Echinodermát, ostrakódy, riasové zoospóry druhu *Globochaete alpina* LOMBARD, úlomok z aptycha a článok hadice“. Pravdepodobne o tomto súvrství Mahel' (in Mahel' et al., 1967, s. 174) poznamenal: „Najvyšším členom jury jsou světle šedé vápence s pleťově růžovými nevýraznými hlízkami; obsahují zbytky kalcifikovaných jehlic hub i globochety.“ Vzhľadom na pretrvávajúce problémy so zostavením vrstvomého sledu jury ráztočnianskej sekvencie Mello (in Šimon et al., 1994) za najpravdepodobnejšie pokladá, že na báze sledu jury vystupujú sivé krinoidové vápence, ktoré Mahel' (in Mahel' et al., 1967) zaradil do liasu, a strednú až vrchnú juru postupne reprezentujú červené krinoidové vápence (vrchný lias – doger)⁹, ružové hľuznaté vápence (?spodný malm) a najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzkami obsahujúce zvyšky kalcifikovaných ihlíc húb a globochety¹⁰.

Kvôli tomu, že toto súvrstvie bolo považované aj za vápence aptu (Biely, 1957; Kullmanová, 1959), ďalšie informácie o ňom sú v časti pojednávajúcej o mraznickom súvrství.

Mikroopis:

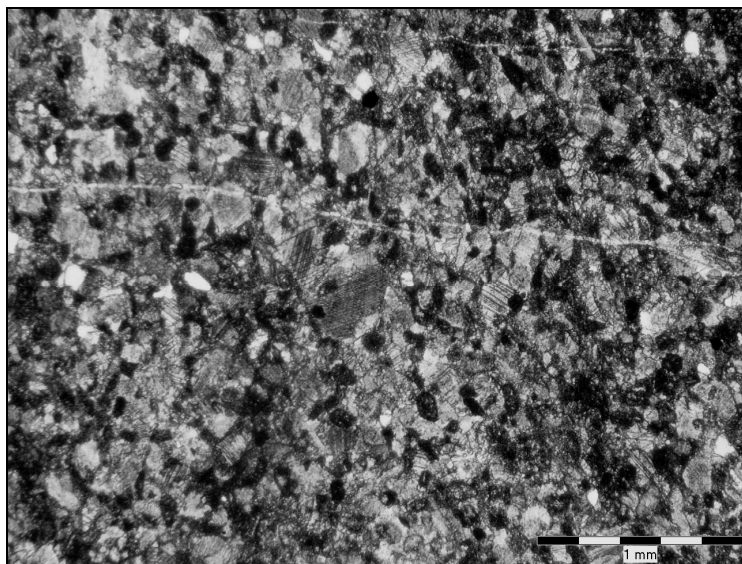
Silno rekryštalizované piesčité krinoidové vápence (vzorka MH-55A) patria z hľadiska mikroštruktúry ku krinoidovým biointrasparitom (krinoidovo-litoklastový *grainstone*). Dominujú husto usporiadané články ostnatokožcov, resp. ich fragmenty. Len veľmi vzácné majú zachovanú sieťovitú štruktúru, prípadne jej náznaky. Obyčajne sú lamelované, niekedy dvojčatne. Vyskytujú sa aj vzácné

⁹ Súčasným mapovaním sa nepotvrdilo vystupovanie tejto fácie v južnom Žiari.

¹⁰ Túto fáciu je problematické stotožniť s nejakou v súčasnosti vyčlenenou litostratigrafickou jednotkou.

fragmenty machoviek, hrubostenných lastúrníkov a najpravdepodobnejšie punktátnych ramenonožcov (schránky terebratúl). Prítomné sú klasty karbonátov s mikrosparitovou (*mudstone*) štruktúrou. V niektorých z nich sa len zriedkavo nachádza kremeň prachovej frakcie. Bežná až hojná je v základnej hmote prímies obyčajne undulózne zhášajúceho kremeňa piesčitej veľkosti. Vyskytuje sa aj pyrit a ojedinelá slúda.

Niektoré vápence (vzorka MH-68B) sa vyznačujú šmuhovitým vzhľadom, ktorý je spôsobený nerovnomernou rekryštalizáciou základnej hmoty. Z hľadiska mikroštruktúry sa zaraďujú k echinodermátovým intrabiopelmikrosparitom/intrabiopelsparitom (intraklastovo-echinodermátovo-peloidný *wackestone/packstone/grainstone*) (obr. 3.2.2-3). Silno rekryštalizované alochémy sú zle vytriedené, miestami husto usporiadané a vzájomne sa dotýkajú. Prítomné sú klasty hornín s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou, len výnimočne so vzácnym biodetritom bez bližšieho zaradenia. Vyskytujú sa aj peloidy.

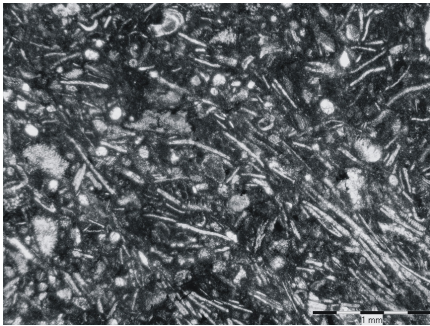


Obr. 3.2.2-3. Echinodermátový intrabiopelmikrosparit/intrabiopelsparit (intraklastovo-echinodermátovo-peloidný *wackestone/packstone/grainstone*). Vzorka MH-68B.

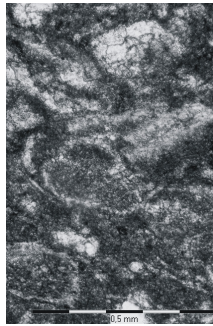
Rekryštalizované fosílné zvyšky dominantne reprezentujú fragmenty ostnatožcov. Okolo niektorých sú zriedkavo vyvinuté syntaxiálne lemy opticky zhodne dorastaného kalcitu. Ďalšie organické zvyšky zastupujú bentické dierkavce hlavne textularoidného typu, veľmi vzácne filamenty, *Globochaete alpina* LOMBARD a biodetrit.

Pre študovaný sediment je typická prímes v rámci piesčitej frakcie nevytriedeného, undulózne zhášajúceho kremeňa. Zastúpený je aj autigénny kremeň a ojedinelá slúda. Vyskytujú sa mikrostylolity, ktoré miestami utínajú alochémy.

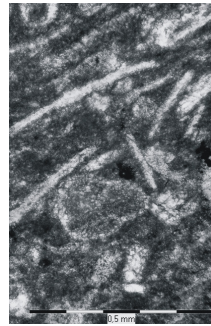
Ružové hluznaté vápence (vzorka MH-11) reprezentujú z hľadiska mikroštruktúry filamentovo-echinodermátový biomikrit (filamentovo-echinodermátový *pack-stonel/wackestone*). Nevytriedené alochémy sú pomerne husto usporiadané a neraz sa navzájom dotýkajú. Mikrofácia je filamentová, resp. filamentovo-echinodermátová (obr. 3.2.2-4).



Obr. 3.2.2-4.



Obr. 3.2.2-5a.



Obr. 3.2.2-5b.

Obr. 3.2.2-4. Filamentová, resp. filamentovo-echinodermátová mikrofácia. Vzorka MH-11.

Obr. 3.2.2-5a, b. Prierezy schránok planktonických dierkavcov *Globuligerina* sp. Vzorka MH-11.

Fosílné zvyšky zastupujú hlavne filameny, fragmenty ostnatokožcov, niekedy s viac-menej fantómovo zachovanou sieťovitou štruktúrou, z ktorých väčšina obyčajne dosahuje výrazne väčšie rozmery v porovnaní s ostatnými alochémami (v rámci nich sa zaznamenali vzácné kolumnálne krinoidy s axiálnymi kanálkami), pričom niektoré z nich sú impregnované minerálmi Fe, *Globochaete alpina* LOMBARD zriedkavo vytvárajúca zhluky, sporadické rádiolárie spumeláriového typu so schránkami vyplnenými hrubokryštalickým kalcitom, hladkostenné *Ostracoda* div. sp. a úlomok aptychu. Vyskytujú sa aj bentické dierkavce reprezentované časťami schránok veľkých hrubostenných lagenidných foriem (*Lenticulina* sp.), nodosaridnými zástupcami, *Fronicularia* sp., cf. *Spirillina* sp. a v neposlednom rade z hľadiska určenia stratigrafickej pozície vápenca dôležití, aj keď vzácní reprezentanti planktónu *Globuligerina* sp. (obr. 3.2.2-5 a, b), ktorých prvý výskyt je známy z bajoku.

Prítomný je kremeň, ktorý sa vyskytuje v klastickej aj autigénnej forme.

90 ?adnetské vápence: červenofialové vrstvovité a hľuznaté ílovité vápence (?bat)

Horniny, ktoré možno aspoň podmiennečne zaradiť k adnetským vápencom, vystupujú na úpätí pohoria jv. od Uhliska, na jz. svahoch Havova, severne od lokality Strach, ale najmä na Dbale. Na Havove je zreteľná ich pozícia v podloží ždiarskeho súvrstvia.

Tento litologický horizont tvoria ružové až červenofialové vrstvovité a hľuznaté ílovité mikrokryštalické vápence. Obsahujú voľne rozptýlený detrit článkov ľalioviek drobnozrnnej frakcie. Sporadicky obsahujú rostrá belemnítov. Vo vrstvovitých horizontoch sa sporadicky vyskytujú hľuzy rohovcov. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako biomikrity. Obsahujú detrit ľalioviek, foraminifery, úlomky schránok lastúrníkov, ostne ježoviek, ostrakódy, ihlice hubiek, rádiolárie, juvenilné chránky amonítov a úlomky aptychov. Pozíciu týchto vápencov pod ždiarskym súvrstvom možno sledovať jz. od Havova. Vzhľadom na to, že ždiarske súvrstvie vo vrstvom slede na viacerých miestach nevystupuje, dostávajú sa tieto vápence do kontaktu s mraznickým súvrstvom. Vtedy treba pripustiť, že časť týchto vápencov by mohla patriť k jaseninskému súvrstviu.

Podľa Vettera (1909) „Bezpečný titón sa nachádza... v južnej kryhe Žiaru, kde... nad grestenskými vrstvami sa našli... na Strachu červené hľuznaté vápence s *Nautilus* sp. a belemniti“. „Červené hľuznaté slabokrinooidové vápence“ opísal aj Nemček (1985, s. 26), a to z územia medzi kótou Dbal a Skleným. Vápenec charakterizoval ako „... biomikrit... packstone. ... Zachovali sa fosílie: články Echinodermát, fragmenty schránok a prierezy bivalvií, drobné gastropódy, hladké a skulpturované formy, ktoré sa pôvodne živili riasami,... ostne ježoviek, foraminifery a ojedinele ostrakódy. ... sú určené: *Involutina liassica* JONES –vrchný lias,... *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. Tieto vápence sú doskovité (5-30 cm), obsahujú belemnity a našiel sa aj jeden neurčiteľný amonit“. Ružové hľuznaté vápence uvádzal aj Mahel' (in Mahel' et al., 1959, 1962, s. 91, 1967, 1986, s. 373). Tieto červené hľuznaté vápence Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a b, c) zaradil k malmu.

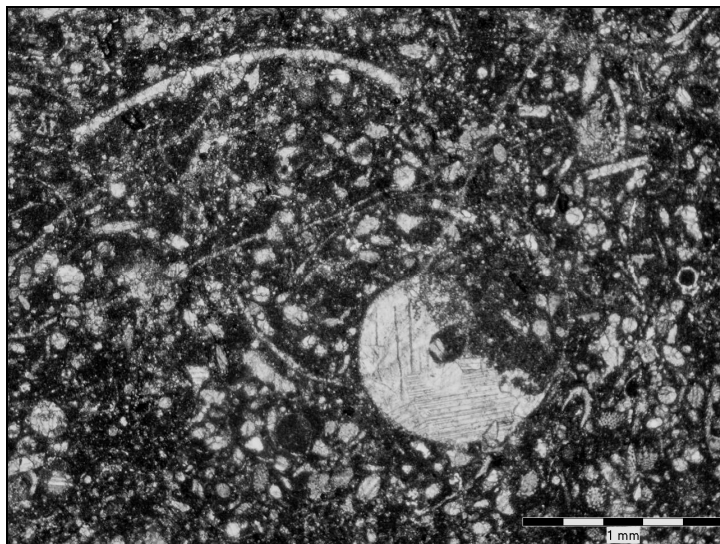
Mikroopis:

Základná hmota ?adnetských vápencov (vzorky MH-50, -59 a -69) je viacmenej rekryštalizovaná, niekedy čiastočne impregnovaná minerálmi Fe (vzorka MH-50). To spolu s nepravidelne usporiadanými nevytriedenými transportovanými alochémami (niekedy tvoria výraznejšie akumulácie) spôsobuje, že sedimenty majú šmuhovitý charakter (hlavne vzorka 59). Niektoré komponenty sú ponorené v základnej hmote, resp. utátené miktostylolitmi, prípadne puklinami. Štruktúrne sa zaraďujú k echinodermátovým biomikrosparitom/biomikritom (echinodermátový *wackestone*/miestami *packstone*). V základnej hmote sa vyskytuje bežný až hojný rekryštalizovaný detrit, resp. biodetrit.

Fosílné zvyšky reprezentujú hlavne fragmenty ostnatokožcov, ktoré sú niekedy skorodované, prípadne impregnované minerálmi Fe, zvýrazňujúcimi ich sieťovitú štruktúru (hlavne vzorka MH-50). Niektoré z nich dosahujú najväčšie rozmery zo všetkých komponentov. Biogénne zvyšky zastupujú aj ostne ježoviek, časti schránok hrubostenných lastúrnikov (niektoré nesú známky po výtavej činnosti organizmov), *Globochaete alpina* LOMBARD, bentické dierkavce zastúpené nodosaridnými a hrubostennými lagenidnými formami (*Lenticulina* sp.), ktoré majú bežne steny schránok silicifikované, ihlice hubiek viacerých morfortypov, úlomky aptychov, veľmi vzácne rádiolárie, filamenty, *Ostracoda* div. sp. a malé úlomky machoviek. Niektoré problematické prierezy patria najpravdepodobnejšie schránkam amonitov. Prítomný je sporadický, undulózne zhášajúci kremeň piesčitej frakcie, ako aj autigénny kremeň. Vyskytujú sa malé polia lokálne silicifikovanej základnej hmoty (vzorka MH-59). Novotvary zastupujú aj klence karbonátov s hnedastými lemami, ktoré sú niekedy skorodované (zrejme dolomit). Veľmi vzácne sú sľudy.

Vzorka MH-69 reprezentuje v podstate hľuznatý sediment. V niektorých pasážach sa nachádza množstvo silno rekryštalizovaného, obyčajne pomerne husto usporiadaného detritického, resp. organodetritického materiálu, ktorý sa vyskytuje vo viac-menej rekryštalizovanej mikrosparitovej základnej hmote. Alochémy sú v dôsledku rekryštalizácie ťažko identifikovateľné. Organické zvyšky zastupujú zrejme fragmenty ostnatokožcov, z ktorých sú niektoré dvojčatne lamelované, hrubšiestenných lastúrnikov, ojedinelých bentických dierkavcov, ako aj biodetrit. Zriedkavo sa vyskytujú klasty s mikritovou/mikrosparitovou (*mudstone*) štruktúrou bez prítomnosti alochémov.

V iných častiach je základná hmota študovaného vápenca mikritová, len čiastočne rekryštalizovaná. V týchto pasážach má sediment šmuhovitý charakter v dôsledku nerovnomerného rozloženia alochémov. Vyskytujú sa polia s výraznejšie naakumulovaným materiálom. Ide hlavne o fragmenty ostnatokožcov, len zriedkavo so stopami po sieťovitej štruktúre. Fosílné zvyšky zastupujú aj ihlice hubiek (spikuly) viacerých morfortypov, schránky juvenilných amonitov (obr. 3.2.2-6), filamenty, fragmenty schránok hrubostenných lastúrnikov, vzácne rádiolárie spumeláriového typu, *Ostracoda* div. sp., veľmi vzácne bentické dierkavce nodosaridného typu, ojedinelá *Globochaete alpina* LOMBARD, aptychy a silno rekryštalizovaný detrit, resp. biodetrit. Úlomky organického pôvodu sú zriedkavo silicifikované. Alochémy sú pomerne nevytriedené, najmä v niektorých častiach je badateľný výrazný rozdiel v ich veľkosti. Kontakt medzi opísanými typmi facií je miestami viac-menej plynulý, inde pomerne ostrý. Je evidentné, že materiál bol transportovaný. Prítomný je autigénny, undulózne zhášajúci kremeň a veľmi vzácna sľuda. Vyskytujú sa klence karbonátov, niekedy s tmavohnedými lemami.



Obr. 3.2.2-6. Prierez schránky juvenilného amonitu (vzorka MH-69).

89 ždiarske súvrstvie: rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)

Vystupovanie rádioláriových vápencov v podloží hornín mraznického súvrstvia sa potvrdilo 150 m južne od Dúbravy a na jz. svahoch Havova. Úlomky rádioláriových vápencov sa zistili aj na východnom hrebenku Dbalu.

Tenkovrstvovité jemnozrné rádioláriové vápence sivozelenej, béžovej a ružovej až ružovofialovej farby sú väčšinou zachované len v rozvetranej forme (úlomky a bloky). Vyskytujú sa v nich hľuzy rádiolaritov.

Podľa Vettera (1909) „*Bezpečný titón sa nachádza... v južnej kryhe Žiaru, kde na Dubovej nad grestenskými vrstvami sa našli žltkavé sliene s Aptychus*“. Žltkavé sliene s *Aptychus punctatus*, ktoré Vetter (1909) uvádza z Dúbravy, Biely (1957) na základe výskytu tejto fosílie a na základe ich pozície v podloží kalpionelových slienitých vápencov zaradil do malmu. Matějka (1924) „*světlé, modrošedé a červené vápence s rohovci*“ zaradil síce do stredného až vrchného liasu, ale Biely (1957) ich preradil do dogeru – malmu vrchnej série krížňanského príkrovu. Navyše, k tomu poznamenal: „*Matějka naše radiolaritové vápence opísal ako vápence s rohovcami*.“ Biely (1957) teda opisované horniny považoval za rádioláriové vápence. Podľa Bieleho (1957) horniny, ktoré zaradil do dogeru – malmu, tvoria tenký nesúvislý pruh v nadloží čiernych rétskych vápencov vrchnej série krížňanského príkrovu. Opísal ich ako „... červené i žltkavé, celistvé doskovité vápence, niekedy i jemnozrnité. Bežné sú i typy slienitejšie, niekedy s náznakmi hľúz. Veľmi charakteristické... je, že obsahujú

hlúzy mäsovočervených a žltkavých rohovcov. Niekedy rohovce vytvárajú niekoľko cm mocné súvislé polohy uprostred vápencov, dosahujúce dĺžku niekoľko m. ... Pri západnom konci Skleného som v červených vápencoch našiel zle zachovanú faunu pripomínajúcu Aptychus“. Na mape ich Biely (1957) s menšími prerušeniami znázornil medzi Dúbravou a Skleným. Podľa Nemčoka (1985, s. 17) v ráztočnianskej skupine „*V najvyšších partiách súvrstvia (rozumej jury) sú radiolariové vápence a masívne sivé krinoidové vápence“.* Opísal ich aj zo sledu, ktorý považoval za zliechovskú skupinu. Na mape ich znázornil ako málo hrubý, pomerne súvislý pruh medzi južnými svahmi Dúbravy a Skleným. Západne od Skleného ich z nadložia červených hlúznatých vápencov opísal ako „... *tenkodoskovité (3 – 20 cm) zelenavé a červenavé radiolariové vápence, miestami s červenými rohovcami. ... Zachované sú reliktý radiolárií a fragmenty schránok lastúrnikov. ... vek je dogger až malm“.* Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b, c) ich zaradil k malmu.

Jura – krieda

88 mraznické súvrstvie: ílovité tenkovrstvovité vápence a ?osnické súvrstvie (vrchný titón – barém)

Mraznické súvrstvie zaberá široký pruh tiahnuci sa od južných svahov Dúbravy na západnej strane pohoria cez hrebene Strachu a Dbalu až ku Sklenému na východnej strane pohoria. Okrem toho sa spod hronika vynára aj východne od Remety. V jeho nadloží vystupujú horniny hronika.

Najvyšším členom vrstvomého sledu zachovaným na povrchu je mraznické súvrstvie. Zastupujú ho väčšinou tenkovrstvovité (zriedkavejšie aj hrubšie vrstvovité) mikrokryštalické až kalové svetlosivé, sivé, svetlohnedosivé, tmavosivé, béžové a svetlozelenosivé ílovité vápence. Vyznačujú sa hladkým, resp. lastúrnatým lomom a svetlou bielosivou patinou zvetrávania. Bežne sú preštipené žilkami kalcitu. Neobsahujú hlúzy rohovcov.

Stache (1865) sa o tomto súvrství vyjadril takto: „*Niektoré menšie časti týchto slienitých a vápenatých bridlíc sú zastúpené i v južnejších častiach územia. ... vystupuje na južnom okraji Žiaru medzi vrchom Strach a Skleným.“* Matějka (1924) súvrstvie označil (na mape a profiloch) ako „*deskovité vápence a slíny (dogger)“*, resp. ako „*deskovité skvrnité vápence a vápnité slíny“* (v stratigrafickej tabuľke). Charakterizoval ich takto: „*Vápnité skvrnité slíny shodujú sa petrograficky úplne s onými horninami, jež v subtatranské facii bývajú označované názvom Lias-Jura Fleckenmergel. Vzhľadom ke své poloze stratigrafické náležejú doggeru.“* Biely (1957) ich v rámci vrchnej série krížňanského príkrovu opísal ako „... *súvrstvie slieňov a slienitých vápencov. Sú... doskovité a lavičovité... farebný odtieň ide od bielosivej až do sivej, prípadne tmavosivej...*

miestami... prechádzajú do bridlíc... charakteristickým znakom... je husté biele kalcitové žilkovanie, rovný hladký lom a hladký povrch... spodnejšie polohy... majú hojné Calpionelly, čo svedčí o ich príslušnosti k titónu, alebo k najspodnejšiemu beriasieniu.“ Na mape znázornil ich široký pruh tiahnucci sa od Skleného po južných svahoch Dbalu a severných svahoch Strachu až na južné svahy Dúbravy. Podľa Nemčoka (1985, s. 27) „... posledným členom tejto skupiny... (rozumej podľa neho zliechovskej) ... sú vápence titónu až aptu. Súvrstvie pozostáva z tmavosivých, sivozelených, tmavozelenohnedých, niekedy až čiernych tenkodoskovitých slienitých vápencov, slieňovcov tej istej farby a slienitých bridlíc. ... Základná hmota je kal, v ktorom je utopená drť Tintinníd a Lagenidná foraminifera. ... Vyskytujú sa tu kalcifikované rádiolárie, Tintinnidy a Cadossina. ... Calpionella sp., Tintinnopsella sp.“ Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a) tento súbor hornín („sliene, slieňovce, slienité vápence s vložkami organodetrítických vápencov“)¹¹ zaradil ku košcielskému súvrstviu. Opísal ho (Mello in Šimon et al., 1997b) v rámci širokého súboru hornín, a to „jaseninského súvrstvia, osnického súvrstvia, mráznického súvrstvia, párnického súvrstvia“, pričom poznamenal, že „Synonymným názvom používaným v Tatrách je košcieliske súvrstvie“.

Horniny „aptu“ opísala Kullmanová (1960¹², odkryv 15, lokalita Ráztočno – kóta Dbal) takto: „Po celej dĺžke kopca Dbal vystupuje súvrstvie neokom-aptu. Južnejšiu časť odkryvu tvoria tmavšie sivé organodetrítické vápence aptu. ... Sú to tenkolavicovité organodetrítické vápence. Z organogénnych úlomkov badateľné úlomky článkov echinodermat. Lavice vápencov sa pohybujú od 5 – 35 cm, mocnosti. Vrstevná plocha nerovná, drsnosť plôch je spôsobená organogennými úlomkami (články echinodermat, úlomky schránok lamelibranchiát). ... Severnejšiu časť odkryvu tvoria hrubolavicovité až masívne tmavosivé vápence... Navetrálá plocha je sivomodrá... východnejšie (v podloží)... vystupujú... ružové hľúznaté vápence¹³. ... organodetrítické vápence štruktúry organodetrítickej až gravelovej... ojedinele sa nachádzajú prierezy spikul Holotúrií a lamelibranchiát. Klastické súčiastky v hojnejšom množstve zastúpené zrnkami kremeňa. ... s relikdami kalcifikovaných rádiolárií... klence dolomitu znečisťujú základnú hmotu. ... Organodetrítické vápence patria najpravdepodobnejšie k vyšším členom neokomu.“ Mahel' potom (in Mahel' et al., 1962, s. 91) o kriede v čase, keď ju začleňoval k ráztoč-

¹¹ Organodetrítické vápence sa v mrazníckom súvrství (vo fatriku) v južnom Žiari nevyskytujú. Ich zaradenie sem je stále dôsledkom omylu, keď Biely (1957) a Kullmanová (1960) a na základe ich prác aj Mahel' vo svojich viacerých prácach krinoidové vápence liasu (podľa vtedajších názorov spodnejšej tektonickej jednotky) zaradili k aptu.

¹² Kullmanová (1960) v správe za rok 1959

¹³ Pri súčasnom mapovaní v blízkosti ružových hľúznatých vápencov sa zistili jediné podobné organodetrítické vápence – vápence fátanských vrstiev.

nianskej sérii a keď túto sériu začleňoval ku krížňanskému príkrovu, konštatoval: „... kriedu zastupujú vápence aptu a bridličnato pieskovcové súvrstvie albu. Apt reprezentujú sivé i tmavosivé, masívne i lavicovité (lavice 5 – 35 cm hrubé) organodetritické vápence, prestúpenie sieťou kalcifikovaných žiliek. Výrazné sú v nich úlomky článkov echinodermát. Vo vrchných polohách sú hojné hľuzy tmavých rohovcov. Mikroskopicky (Kullmanová, 1959) vykazujú organogénno-detritickú štruktúru. Vedľa článkov krinoidov ojedinele sa nájdu spikuly Holotúrií. Klastické súčiastky zastupujú drobné zrnká kremeňa a úlomky (gravely) mikrokryštalického uhličitanu. Alb buduje súvrstvie slieňitých bridlíc a vápnitých pieskovcov.¹⁴“ Aj neskôr sa Mahel' (in Mahel' et al., 1967, s. 174) vyjadril podobne: „Mocnejší komplex tvorí... (nasleduje charakteristika horniny, zhodná s už uvedenou formuláciou Kullmanovej a Mahel'a) ... Na základe stratigrafickej pozície a typu facie soudíme, že jde o svrchní neokom – apt¹⁵“. Z uvedeného textu nie je celkom jasné, kde presne tieto vápence ležia. Biely (1957) na mape znázornil vápence (na hrebeni kóty Dbal¹⁶ atď.), ktoré v legende charakterizoval ako „krinoidové vápence aptu?“. Rakús et al. (1984, s. 22) na základe štúdia literatúry konštatovali: „Najmladším zisteným členom neokómskeho pruhu sú organogénne vápence barém-aptu (A. Kullmanová, 1960). Novšie mapovanie (M. Nemčok, 1984) nepotvrdilo prítomnosť albu.“

14 Vápence boli rovnako charakterizované už v práci Mahel'a (in Mahel' et al., 1959, s. 89).

15 Mahel' (1986, s. 373) ich začlenil k neokómu – aptu.

16 Názvom Dbal je na mape použitej Bielym umiestnený na kóte, ktorá je na súčasných mapách označená názvom Skalka, a názov Dbal je na súčasných mapách umiestnený na vrchole chrbta ležiaceho južne od Skalky a od Skalky je oddelený sedielkom. Preto pri čítaní textu Bieleho treba sledovať mapu, ktorú použil, nie súčasnú mapu. Pri sledovaní súčasnej mapy nie je jasné, kde sa vápence vyskytujú. Pri sledovaní ním použitej mapy je ich pozícia jednoznačná (tvoria masív Skalky) a jednoznačné je potom aj to, že ide o vápence, ktoré sú v súčasnosti zaradené ku krinoidovým vápencom s rohovcami liasového veku.

3.3. HRONIKUM

Dolomitové komplexy vystupujúce v južnej časti pohoria v nadloží neokómu boli zmapované a interpretované už dávnejšie (Uhlig, 1903, 1907; Matějka, 1924; Biely, 1957; Maheľ et al., 1967). Podrobnú chronológiu histórie výskumov podáva Havrila in Kohút et al. (2013). Novšie mapovacie práce na juhu pohoria (Mello in Šimon et al., 1994; Havrila in Kohút et al., 2013) spresnili vrstvový sled.

Z mladšej histórie mapovania hronika v severnej časti Žiaru treba spomenúť mapovacie práce, ktoré tu koncom 40. a začiatkom 50. rokov minulého storočia urobil Húsenica (1949). Ako prvý tu vyčlenil chočský príkrov. Neskôr územie mapoval najmä M. Havrila. Výsledky mapovania môžeme evidovať v čiastkových záverečných správach (Rakús et al., 1989), ako aj na spomenutej geologickej mape Lúčanskej Malej Fatry (Havrila in Rakús et al., 1993).

VEK				LITOTEKTONICKÁ JEDNOTKA		
				rážtočniansky príkrov		
				rážtočnianska sukcesia	mojtínsko-harmanecká sukcesia	
M E Z O Z O I K U M	T R I A S	v r c h n ý	norik	hlavné dolomity	hlavné dolomity	
			alaun			
			lác			
		karn	wettersteinské dolomity			lunzské vrstvy
		tuval				
		jul				
	s t r e d n ý	l a d i n	kordevol	tmavé vápence	wettersteinské dolomity	
			longobard	wettersteinské vápence		
			fasan	reiflinské vápence		
		a n i s	ilýr	ramsauké dolomity		
			pelsón			
			bityn			
egej	gutensteinské vápence	gutensteinské vápence				

Obr. 3.3-1. Litostratigrafická tabuľka rážtočnianskeho príkrovu hronika v južnej časti pohoria Žiar (M. Havrila, 2014).

Vychádzajúc z rozšírenia reiflinských vápencov je zrejmé, že v južnej časti pohoria Žiar vystupujú vedľa seba dva odlišné sledy hronika (obr. 3.3-1). V západnej časti v okolí Ráztočna vystupuje sled s reiflinským vápencom (tvorí ho nasledujúci sled litostratigrafických jednotiek: gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, reiflinské vápence, wettersteinské vápence, tmavé vápence, wettersteinské dolomity, lunzské vrstvy a hlavné dolomity) a vo východnej časti v okolí Skleného vystupuje sled bez reiflinského vápenca (tvorí ho nasledujúci sled litostratigrafických jednotiek: gutensteinské vápence, wettersteinské dolomity, hlavné dolomity).

VEK				LITOTEKTONICKÉ JEDNOTKY	
				znievsky príkrov	považský príkrov
MEZozoikum	TRIAS	vrchný	sevat		
			alaun		
			lác		hlavné dolomity
		karn	tuval		
			jul		lunzské vrstvy
			kordevol		
	stredný	ladin	longobard	wettersteinské dolomity	ramsauské dolomity
			fasan		
		anis	ilýr	„gaderské vápence“	„gaderské vápence“
			pelsón	steinalmské vápence	
			bityn	gutensteinské vápence	gutensteinské vápence
			egej	gutensteinské dolomity	

Obr. 3.3-2. Litostratigrafická tabuľka hronika v severnej časti pohoria Žiar (M. Olšavský, 2014).

Prvý sled zodpovedá ráztočnianskej sukcesii ráztočnianskeho bazénu, druhý harmaneckej časti mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy (teda sledu harmaneckej plošiny ležiacej východne od ráztočnianskeho bazénu; tá spolu s mojtínskou plošinou ležiacou západne od ráztočnianskeho bazénu progradáciou tohto bazénu sa uzatvorili a spojili do súvislej mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy).

Vek litostratigrafických jednotiek hronika vystupujúceho v južnom Žiari (s výnimkou pelagickej časti sledu, t. j. reiflinských vápencov) doteraz nie je biostratigraficky doložený.

V severnej časti Žiaru vytvára hronikum plošne výrazne rozšírenú tektonickú jednotku ležiacu na kriedových elementoch fatrika. Skladá sa z dvoch čiastkových štruktúr – spodnej – považský príkrov – a vrhnej – znievsky príkrov (sensu Havrila), resp. „troska Studenca“ (Rakús et al., 1989). Menšie tektonické trosky sa nachádzajú sv. od Kľačna po obidvoch stranách Tmavej doliny. Po litostratigrafickej stránke možno vrstvový sled hronika severnej časti Žiaru (obr. 3.3-2) korelovať jednak s výskytmi z Lúčanskej Malej Fatry, jednak s výskytmi z južnej časti Veľkej Fatry (oblasť Harmanca) (l. c.).

Oproti pôvodnej koncepcii zobrazenej na geologickej mape Lúčanskej Malej Fatry (Rakús et al., 1993) sa v zmapovanom priestore (okolie kóty Zniev) nepotvrdili schreyeralmské vápence, resp. hľuznaté vápence pelsónskeho veku. Naproti tomu, na ďalších miestach v nadloží gutensteinských vápencov boli identifikované krinoidové vápence – „gaderské vápence“.

Ráztočniansky príkrov (južná časť pohoria)

Mojtínsko-harmanecká a ráztočnianska sukcesia

87 gutensteinské vápence: tmavosivé bituminózne vrstvovité vápence *(spodný anis)*

Gutensteinské vápence tvoria bázu tektonického telesa hronika. Vápence vystupujú sv. od Ráztočna na Haleje vrškoch a južných úpätiach Dbalu a smerom na západ siahajú až do údolia oddeľujúceho masívy Dbalu a Strachu. Tam je ich teleso preseknuté zlomom a jeho pokračovanie sa nachádza severnejšie, na široko rozložených svahoch Strachu. Západnejšie sa spod paleogénneho pokryvu gutensteinské vápence vynárajú medzi Starým hájom a Strachom. V západnej časti ich rozšírenia (na masíve Strachu) vystupujú v podloží ramsauského dolomitu (člen ráztočnianskej sukcesie), vo východnej časti (na úpätiach masívu Dbal) v podloží masy dolomitov (nečlenených wettersteinských a hlavných dolomitov harmaneckej, resp. mojtínsko-harmaneckej sukcesie). Smerom na juh upadajúce gutensteinské vápence tvoria množstvo bralových až stenových odkryvov (najrozsiahljší odkryv je Hájska skala, ktorá je vysoká desiatky metrov). Vápence sú tmavosivé, mikrokryštalické, vrstvovité (väčšinou hrubovrstvovité). Miestami sú v nich zachované sedimentárne textúry (napr. striedanie svetlejších a tmavších, paralelne usporiadaných lamín). Zvyšky organizmov sú veľmi zriedkavé až ojedinelé (detrit článkov ľalioviek). Často sú prestúpené žilkami kalcitu. Južne od Skleného je v nich vyvinutý kras (menšie jaskyne, pomerne veľké závrty).

86 ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvovité dolomity (*spodný anis*)

Po zistení, že reiflinské vápence vystupujú v slede hronika nielen pri Remate, ale aj východne od Ráztočna, bolo v tejto oblasti možné vyčleniť/oddeliť ramsauské dolomity (ležiacie vo vrstvom slede medzi gutensteinskými a reiflinskými vápencami) od ostatnej nečlenenej masy dolomitov. Vystupujú na svahoch Starého hája a smerom na sever zaberajú východnú časť masívu Strach až po údolie prebiehajúce medzi Strachom a Dbalom. Upadajú smerom na juh. Svetlohnedosivý až tmavosivý mikrokryštalický vrstvovitý dolomit je v dôsledku tektonického postihnutia silno rozpadavý. Na južných svahoch masívu Dbal reiflinské, wettersteinské a tmavé vápence nevystupujú. Nad gutensteinskými vápencami leží len nečlenená masa dolomitov. Vystupuje tu iná sukcesia hornín ako v priestore východne od Ráztočna. Ráztočnianska sukcesia (sukcesia s pelagickými vápencami) tu smerom na východ pravdepodobne prechádza do sukcesie harmaneckej karbonátovej platformy. Jej súčasťou môžu byť aj ramsauské dolomity (nepodarilo sa ich identifikovať, resp. odčleniť od ostatnej masy dolomitov).

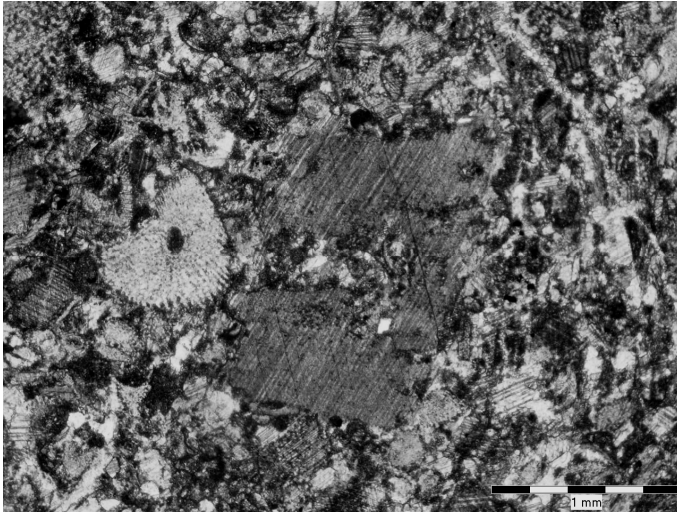
85 reiflinské vápence: vrstvovité a hľuznaté vápence s rohovcami (*pelsón – ?fasan*)

Reiflinské vápence v južnom Žiari vystupujú sv. od Remety a v. od Ráztočna. Pri Remete tvoria pomerne malé teleso vystupujúce na oboch svahoch doliny. Pod masami dolomitu vystupujú v subhorizontálnej pozícii na báze tektonického telesa hronika v tektonickom nadloží mraznického súvrstvia fatrika. Východne od Ráztočna vystupujú v údolí severne od Bôrovej (k. 671,3) na oboch svahoch údolia. Pomerne strmo sklonené (so sklomom 50° na JZ) ležia v nadloží ramsauských dolomitov a pod wettersteinskými vápencami. Okrem toho, smerom na SV na západnej strane údolia sú v nadloží ramsauského dolomitu zachované ich dve malé telesá. V spodnej časti vrstvového sledu vápencov zaradených k reiflinským vápencom vystupujú horizonty tmavohnedosivého mikrokryštalického hľuznatého vápenca. Sprevádza ich asi 1,5 m hrubá vrstva tmavohnedosivých organodetrítických (raminských?) alodapických vápencov. Podstatnú časť súvrstvia tvoria tmavohnedosivé bituminózne lavicovité vápence obsahujúce pomerne hojnú prímes organodetritu. Obsahujú aj množstvo drobných schránok brachiopódov. Nápadné, ale skôr zriedkavé horizonty hľúz rohovcov sa viažu na túto litofáciu. Celková hrúbka súvrstvia je asi 45 m. Miestami, hlavne ak neobsahujú hľuzy rohovcov, je problematické pri mapovaní odlíšiť ich od gutensteinských vápencov. Reiflinské sivé vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10 až 25 cm), miestami silne krinoidové vápence, obsahujúce skôr zriedkavé hľuzy rohovcov, prevrstvené hľuznatými horizontmi (s hrúbkou do 10 cm) vystupujúce v údolí Hraničného potoka pri Remete

(stenový, asi 4 m vysoký odkryv pri moste, d. b. č. 54/2012), možno mikrofaciálne charakterizovať ako biomikrity (pozri ďalej).

Mikroopis:

Študovaný vápenec (vzorka MH-54) je silno rekryštalizovaný, čo skresľuje jeho pôvodný charakter. Vyskytuje sa hojný, husto usporiadaný nevytriedený (obr. 3.3-3) materiál. Najpravdepodobnejšie pôvodná, mikritová základná hmota je zachovaná len miestami vo forme nepravidelných „útržkov“.



Obr. 3.3-3. Echinodermátová mikrofacia. Nevytriedené fragmenty echinodermát (vzorka MH-54).

Z hľadiska mikroštruktúry ide o echinodermátový intrabiopelsparit/lokálne intrabiopelmikrosparit (intraklastovo-echinodermátovo-peloidný *grainstone/ packstone/wackestone*). Mikrofacia je echinodermátová (obr. 3.3-3). Niekedy je problematické rozoznať, či ide o klasty s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou alebo zvyšky pôvodnej základnej hmoty. Fosílné zvyšky reprezentujú najmä fragmenty ostnatokožcov, okolo ktorých je niekedy vyvinutý syntaxiálny lem opticky zhodne dorastaného kalcitu. Spravidla sú silno lamelované, niekedy dvojčatne. Pôvodná sieťovitá štruktúra je zachovaná iba zriedkavo, aj to iba v náznakoch. Zastúpené sú aj ostne ježoviek, časti schránok lastúrnikov (výnimočne dosahujú najväčšiu veľkosť spomedzi prítomných alochémov), punktátneho ramenonožca, *Globochaete alpina* LOMBARD, úlomok machovky a v neposlednom rade bentické dierkavce, z ktorých boli identifikované *Tetrataxis nana* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Nodosaria* sp. a časť

schránky *Fronicularia* sp. Ide o fosílie širokého rozpätia (ilýr – rét), na základe ktorých nie je možné študovaný sediment jednoznačne stratigraficky zaradiť.

Zastúpený je undulózne zhášajúci kremeň piesčitej frakcie, veľmi vzácna slúda a ojedinelý zirkón. Prítomné sú aj minerály Fe.

84 wettersteinské vápence: bielosivé čisté vápence (?ladin)

V telese hronika ležiacom v južnom Žiari sa zistilo jediné teleso wettersteinských vápencov. Vystupuje východne od Ráztočna na severných úpätiach Borovej v nadloží reiflinských vápencov. Sú to bielosivé čisté rekryštalizované vápence. Hrúbka ich telesa je malá, asi 15 m. Ich teleso je uložené konkordantne s vrstvitosťou podložných reiflinských a nadložných tmavých vápencov.

Ich veľmi stručný opis podal Mello (in Šimon et al., 1994, 1997a, b): „*Nad... výskytom reiflinských vápencov vých. od Ráztočna... vystupujú hrubolavicovité až masívne svetlosivé až svetlé vápence, ktoré dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov. Vyššie nasleduje masa svetlých a svetlosivých ramsauských (alebo azda lepšie wettersteinských) dolomitov. I v týchto dolomitoch sa ešte nájdu šošovky svetlých vápencov alebo dolomitických vápencov (napr. vo výraznom sz. chrbáte Borovej). Ide zrejme o reliktu pôvodných vápencov, ktoré boli dolomitizované. Svetlé vápence neboli dosiaľ podrobnejšie skúmané.*“

83 tmavé vrstvité vápence (?ladin – ?karn)

Jediné zistené teleso týchto vápencov vystupuje na rovnakom mieste ako wettersteinské vápence, t. j. východne od Ráztočna na severných úpätiach Borovej. Vystupujú v bezprostrednom nadloží wettersteinských vápencov a v podloží nečlenenej masy sčasti pravdepodobne wettersteinských, ale najmä hlavných dolomitov. Vápence sú pomerne strmo sklonené (so sklonom 50° na JZ). Sú tmavé, rekryštalizované, vrstvité, s hrúbkou vrstiev 10 – 25 cm. Vrstvové plochy sú rovné. Ich nápadným znakom pozorovateľným na navetraných plochách je laminácia (hrúbka lamín je 0,5 – 1 cm) paralelná s vrstvitosťou. Laminy sa líšia zrnitosťou. Vápence ležia v nadloží wettersteinských vápencov a v podloží nečlenenej masy dolomitov tvorenej sčasti wettersteinskými, ale najmä hlavnými dolomitmi. Patria k sukcesii, ktorá obsahuje pelagické vápence (reiflinské vápence).

Mikroopis:

Pôvodná štruktúra vápenca je výrazne potlačená vplyvom rekryštalizácie. Alochémy sú väčšinou zachované iba vo forme fantómov. Základnú hmotu tvorí prevažne sparit, len útržkovito sú prítomné zvyšky mikrosparitu. Alochémy sú nepravidelne, v niektorých pasážach pomerne husto usporiadané. Vzácne sa vyskytujú malé klasty mikritu (*mudstone*). Zriedkavé sú oolity, resp. miestami

viac-menej bežné pseudoolity, ako aj oválne až okrúhle prierezy bez bližšej identifikácie. Výnimočne možno v prípade oolitov pozorovať koncentrickú a radiálne lúčovitú stavbu prírastkových vrstvičiek. Fosílné zvyšky reprezentujú veľmi vzácne časti schránok bentických dierkavcov. Identifikovaná bola *Meandrospira deformata* SALAJ, ktorej stratigrafické rozpätie je podľa našich skúseností nejednoznačné (anis – ?ladin). Zaznamenali sme alochémy, ktoré najpravdepodobnejšie pochádzajú z rifotvorných organizmov (?hubky). Vyskytujú sa fragmenty, ktoré zrejme reprezentujú ?hrubostenné lastúrniky aj ďalší, silno rekryštalizovaný biotrit. Zriedkavo je prítomný autigénny, undulózne zhášajúci kremeň.

82 lunzské vrstvy: pieskovce a ílovce (vrchný jul – spodný tuval)

Podľa Volka (1922) lunzské vrstvy vystupujú na priechlí handlovského tunela (v súčasnosti sa túto informáciu nepodarilo potvrdiť). Niekoľko metrov (< 5 m) hrubú polohu tmavosivých až čiernych vápnitých ílovcov s vložkami (s hrúbkou vrstiev 3 – 20 cm) jemnozrnných vápnitých pieskovcov našiel Nemček (1985) v lome južne od Hraničného potoka (v doline Remety). Okrem toho ich malé šošovkovité teleso sa zistilo aj južne od železničnej zastávky Handlová východne od Remety. Zachovanú hrúbku lunzských vrstiev možno odhadnúť asi na 10 m. Od dolomitov sú oddelené vertikálnym zlomom. Podložie lunzských vrstiev je zasutinené, nadložie (na kryhe, ktorej súčasťou sú lunzské vrstvy) nie je zachované. Pôvodnú hrúbku lunzských vrstiev preto nemožno stanoviť. Spodnú polovicu zachovanej hrúbky tvoria čiernosivé ílovce. Vrchnú polovicu tvoria vrstvivité (hrúbka vrstiev 2 – 50 cm) zelenosivé, do hrdzava zvetrávajúce pieskovce. Vrstvy pieskovca sú často oddelené tenkými vrstvami ílovcov. Ide zrejme o šošovkovité zasahovanie tejto fácie do priestoru karbonátovej platformy z oblastí, kde lunzské vrstvy sú omnoho viac rozšírené (bazénové časti hronika) a kde dosahujú hrúbku niekoľko desiatok, ba až stoviek metrov.

81 wettersteinský a hlavný dolomit: svetlosivé dolomity a ílovité dolomity (v ráztočnianskej sukcesii: ?ladin – norik; v mojftínsko-harmaneckej sukcesii: ?anis – norik)

Tieto dolomity vystupujú na pomerne veľkom priestore, zo severu obmedzenom líniou tiahnoucou sa od Haleje vřškov (jz. od Skleného) na západ na Sus a na severné svahy Bôrovej. Na juhu siahajú až do údolia Hraničného potoka, sčasti ležia aj južne od neho. Zo západu sú obmedzené masívom Bôrovej a z východu údolím vedúcim z Remety do Skleného. Na severných svahoch Bôrovej ležia v nadloží tmavých vápencov, vo východnom areáli ich rozšírenia ležia v nadloží gutensteinských vápencov. V nadloží dolomitov transgresívne

ležia borovské súvrstvie a podrematské zlepenca paleogénu. Dolomity sú svetlosivé, svetlohnedosivé až tmavohnedosivé až bituminózne, jemnozrné (svetlosivé sú väčšinou rekryštalizované), tenko- až hrubovrstvovité. V svetlých dolomitoch sú zachované evinospongiové textúry (cementy). Miestami pozorujeme striedanie svetložltosivých tenkovrstvovitých ťlovitých laminovaných dolomitov s tmavohnedosivými bituminóznymi hrubovrstvovitými dolomitmi. Dolomity sú prestúpené hustou sieťou puklín, v dôsledku čoho sa rozpadajú na štrk až piesok (dolomitovú „múčku“). Podliehajú krasovateniu a rauvakizácii. Napriek rozpadavosti pomerne často tvoria bralá a skalné veže. Bolo v nich založených množstvo ťažobných jám a lomov rôznej veľkosti (najväčší viacetážový lom sa nachádza v údolí Hraničného potoka na úpätí pohoria, tesne pred vyústením doliny). Vzhľadom na temer úplné chýbanie horizontu lunzských vrstiev nie je možné oddeliť strednotriasové wettersteinské dolomity od vrchnotriasových hlavných dolomitov.

Považský príkrov (severná časť pohoria)

80 gutensteinské vápence: tmavosivé bituminózne vrstvovité vápence a dolomity (spodný anis)

Ich vystupovanie v spodnej štruktúre považského príkrovu sa viaže hlavne na dve miesta. Jedným je výskyt tiahnucci sa od pravej strany doliny potoka Vedžer po v.-z. zakončenie hrebienka Ondrašovských skál. Plošne väčší výskyt sa nachádza v masíve s kótou Závozy, resp. po obidvoch stranách Bazovej doliny. Na týchto lokalitách ide o tmavosivé až sivé hrubolavicité mikrokryštalické vápence vytvárajúce strmé skalné steny a výrazné odkryvy. Hrúbka gutensteinských vápencov varíruje v dôsledku tektonickej redukcie od niekoľko metrov až do 100 m, pričom najväčšiu hrúbku dosahujú v masíve k. 911,7 Závozy. Menšie tektonické trosky s hlavným zastúpením gutensteinských vápencov sa nachádzajú po obidvoch stranách Tmavej doliny v okolí k. Vápenec a v okolí k. Havraní vrch, kde sú významnejšie rekryštalizované a čiastočne dolomitované.

Mikroopis:

Primárne mikritová základná hmota gutensteinských vápencov je viac-menej rekryštalizovaná, niekedy impregnovaná minerálmi Fe, ktoré zvyrazňujú najmä mikrostylolity. Z hľadiska mikroštruktúry ide o mikrit/mikrosparit (*mudstone*) so sporadickými biogénnymi zvyškami, intrapelmikrit/intrapelmikrosparit (intra-klastovo-peloidný *wackestone*) so zriedkavými biogénnymi zvyškami, prípadne o peloidný mikrosparit (peloidný *wackestone*) s inklináciou k sparitu. V niektorých sedimentoch sa bežne až hojne vyskytujú peloidy, z ktorých časť veľkostne hraničí s občas bežnými intraklastami s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Vo

vzorke MO-Ž-130-13 sa vyskytujú malé „polia“ hrubozrnného karbonátu variabilnej veľkosti, z ktorých niektoré možno zaradiť k *birdseyes*. V niektorých pasážach sú prítomné kvázi klasty, ktoré sú až dokonale opracované. Je možné, že časť z nich vznikla v dôsledku rekryštalizácie.

Dolomitizovaný gutensteinský vápenec reprezentuje vzorka MO-Ž-44-13. Vyskytujú sa v ňom bežné až hojné klence dolomitu, ktoré sú chaoticky roztrúsené v čiastočne rekryštalizovanej (šmuhovitost') základnej hmote. Miestami vytvárajú klence výraznejšie zhľuky až súvislé polia a sú do istej miery skorodované. Klence dolomitu s tmavými lemami sme zaznamenali aj v ďalších študovaných vápencoch. Zistili sme aj sedimenty (vzorka Ž-32-13), ktoré sú miestami do takej miery rozpukané, že nadobúdajú brekciovitý charakter.

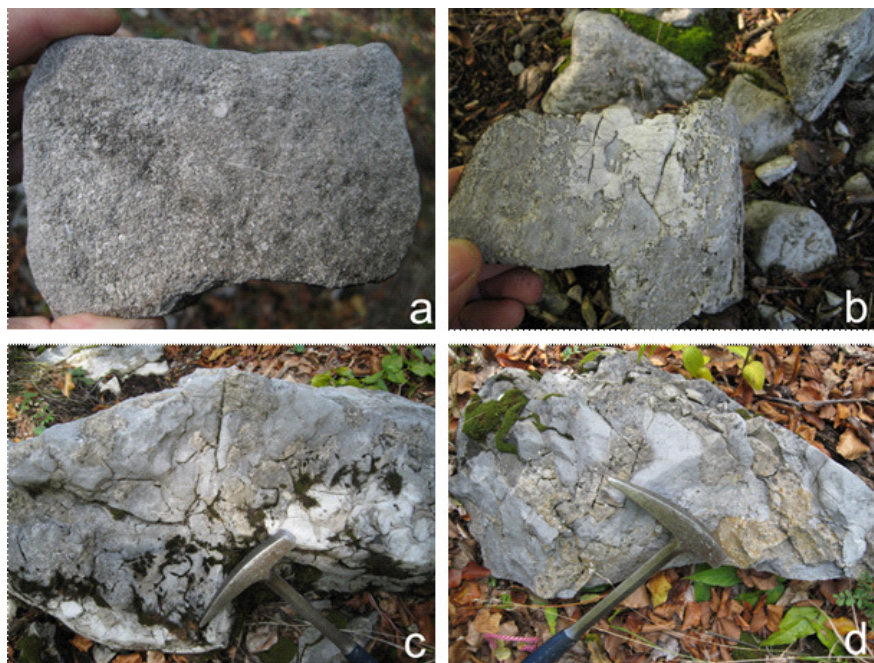
Organické zvyšky zastupujú bentické dierkavce *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, hladkostenné *Ostracoda* div. sp., resp. ich misky, silno rekryštalizované vzácne fragmenty ostnatokožcov, filamenty a biodetrit.

79 svetlosivé organodetritické/krinoidové vápence („gaderské vápence“) (*pelsón – ilýr*)

V nadloží gutensteinských vápencov (gutensteinského súvrstvia) sa na lokalite Ondrašovské skaly vyskytujú lavicovité organodetritické vápence svetlosivej farby. Makroskopicky možno pozorovať aj kompletne články ľalioviek. Vápence sú zložené najmä z hrubozrnného krinoidového detritu. Sprievodným javom výskytu tejto litofácie je výrazná hľuzovitá dolomitizácia (obr. 3.3-4) asociovaných vápencov s minimálnym, resp. makroskopicky neviditeľným obsahom organogénneho detritu. Hrúbka krinoidových vápencov nepresahuje desiatku metrov.

Mikroopis:

„Gaderské vápence“ reprezentované hrubozrnnými organodetritickými (krinoidovými) vápencami, sa zaraďujú z hľadiska mikroštruktúry k foraminifero-echinodermátovým biosparitom (foraminifero-echinodermátový *grainstone*), k foraminifero-echinodermátovým intrabiosparitom (intraklastovo-foraminifero-echinodermátový *grainstone*), resp. k intrabiosparitom (intraklastovo-biogénny *grainstone*). Mikrofácia je foraminifero-echinodermátová, prípadne pilaminovo-echinodermátová, echinodermátová a echinodermátovo-lastúrniková. Základná hmota aj alochémy sú čiastočne rekryštalizované. Je pravdepodobné, že pôvodná základná hmota bola mikritová. Svedčia o tom malé polia mikritu, v ktorých sa vyskytujú organické zvyšky, ale aj klence karbonátu. Lokálne je prítomný tmel. „Gaderské vápence“ sa vyznačujú bohatým obsahom husto usporiadaných, pomerne nevytriedených alochémov, hlavne fosílnych zvyškov. Prítomné sú klasty vápencov, ktoré sú obyčajne dobre, niekedy až dokonale opracované. Časť z nich má biomikritovú štruktúru (biogénny *wackestone*).



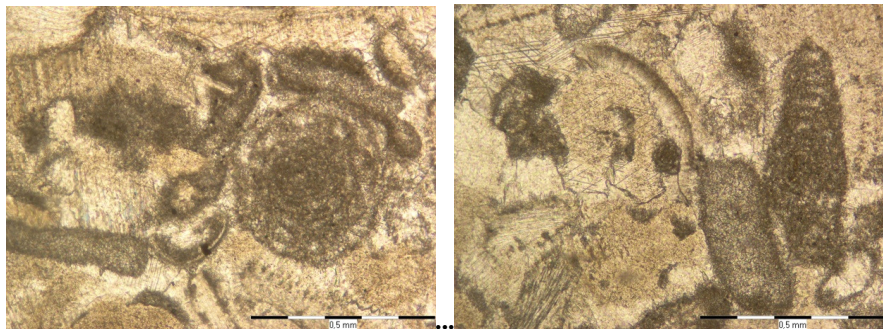
Obr. 3.3-4. „Gaderské vápence“ (znievsky príkrov): a) hrubodetritický vzhľad navetranej plochy úlomku „gaderského vápenca“; b, c, d) sprievodná dolomitizácia v najvyššej časti gutensteinského súvrstvia (b – d. b. MO-132; c, d – d. b. MO-147, lok. j. od lok. Chlieviská).

Biogénne zvyšky v nich zastupujú fragmenty ostnatokožcov, najpravdepodobnejšie ulitníky, biodetrit a v neposlednom rade, čo je zaujímavé, dierkavce reprezentované *Pilamina densa* PANTIČ (vz. Ž-143-13). V takom prípade ide o súveké, resp. takmer súveké klasty so študovaným sedimentom (pozri ďalej). Zastúpené sú aj úlomky mikritu (*mudstone*), resp. úlomky, v ktorých sa vyskytuje v mikritovej hmote množstvo klencov karbonátov (vz. MO-Ž-133-13). Nie je vylúčené, že aj niektoré ďalšie organické zvyšky (napr. fragmenty lastúrníkov) sa nachádzajú v klastoch, a to v prípade, že nejde o pozostatky primárnej štruktúry, čo je však nejednoznačné. Niektoré kvázi „klasty“ možno zaradiť k pseudoolitom.

Pre študované vápence je charakteristická prítomnosť pomerne bežných, niekedy až hojných zástupcov bentických dierkavcov. Identifikovali sme prevládajúcu formu *Pilamina densa* PANTIČ (obr. 3.3-5), ktorá vo vzorke MO-Ž-143-13 tvorí monospoločenstvo, ?*Pilamminella gemerica* (SALAJ), *Pilamminella grandis* (SALAJ) (obr. 3.3-6), *Pilamminella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ ET PANTIČ), vzácne sesílne, nodosaridné a iné dierkavce. Bežne až hojne sú zastúpené aj

fragmenty ostnatokožcov, len vzácné s čiastočne, resp. fantómovo zachovanou sieťovitou štruktúrou, z ktorých časť patrí kolumnáliám krinoidov s axiálnym kanálikom. Okolo niektorých je možné bežne pozorovať syntaxiálne lemy opticky zhodne dorastaného kalcitu. Prítomné sú aj úlomky schránok hrubšiestenných lastúrníkov, punktátnych ramenonožcov, ostne ježoviek, zrejme schránka ulitníka a rekryštalizovaný biodetrit.

Na základe bentických dierkavcov bolo možné stanoviť stratigrafickú pozíciu „gaderských“ vápencov vrchný pelsón – ilýr. Ide o vrchnoaniskú zónu (Acmazone), ktorú vyčlenili Salaj et al. (1983).



Obr. 3.3-5. *Pilammina densa* PANTIĆ. Vzorka MO-Ž-100-13 (vľavo).

Obr. 3.3-6. *Pilamminella grandis* (SALAJ). Vzorka MO-Ž-100-13 (vpravo).

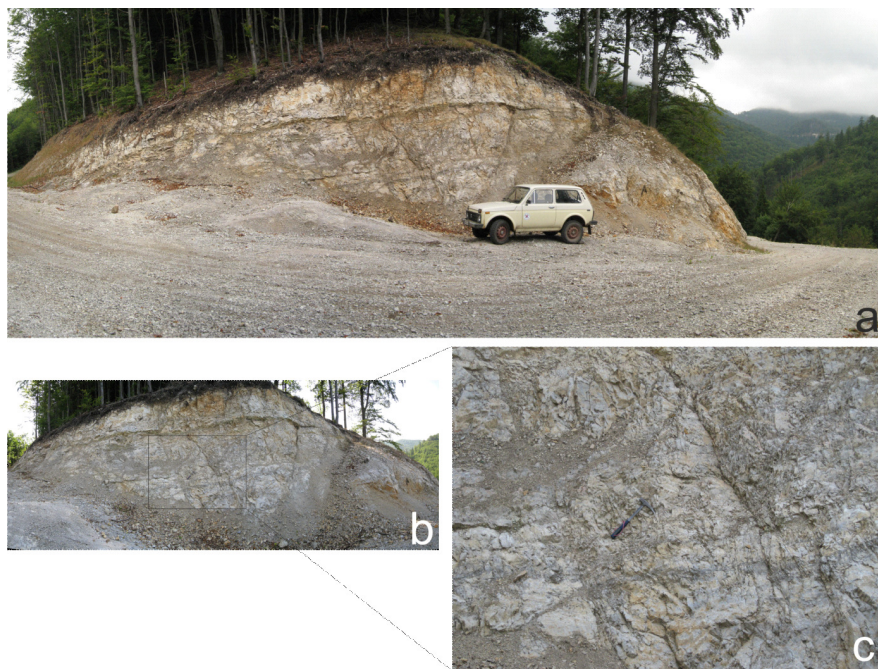
78 ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvité dolomity (vrchný anis – spodný karn)

Vyskytujú sa na troch miestach. Plošne najväčší výskyt sa nachádza na pravej strane Kláštorskej doliny (Záskálná – Podhrad). V západnej časti sa vyskytujú v pruhu od Vríčanského sedla až po sz. svahy k. Závozy, kde sú tektonicky – zlomovo – exponované (v miernom výzdvihu) vo vzťahu k wettersteinským dolomitom. Menší výskyt ramsauských dolomitov v identickej štruktúre sa nachádza východne od k. Sokol (pravá strana potoka Vedžer), kde sú problematcky rozlíšiteľné od hlavných dolomitov. Ide o tmavosivé, sivé až sivobiele vrstvité dolomity (obr. 3.3-7), lokálne s béžovou patinou a ostrohranným rozpadom. Miestami sa v nich zistila brekciácia, ružovkasté zhluky zrejme sekundárnych výluhov na plochách odlučnosti. Ich hrúbka sa pohybuje okolo 150 m.

Mikroopis:

Vzorky z ramsauských dolomitov určené na mikroskopické štúdium sme odobrali z ich najvyššej časti, z tesného podložia lunzských vrstiev. Ide o stromatolitové dolomity. Základná hmota je dolomikritová, dolomikrosparitová až

dolosparitová. Vyskytuje sa v nej množstvo husto usporiadaných vytriedených okrúhlych, resp. oválnych bezštruktúrnych „teliesok“ neistej príslušnosti, ktoré sa podieľajú na stavbe stromatolítov. Popri nevytriedených, výnimočne až dokonale opracovaných klastoch s (dolo)mikritovou základnou hmotou, niekedy s obsahom rekryštalizovaného detritu, resp. biodetritu, ktoré vyčnievajú svojou veľkosťou nad ostatnými komponentmi, reprezentujú alochémy tohto typu aj úlomky dolomitu s dolosparitovou štruktúrou. Silno rekryštalizované fosílné zvyšky v základnej hmote zastupujú zriedkavé dasykladálne riasy, veľmi vzácne bentické dierkavce (?*Ophthalmidium* sp.), fragmenty hrubostenných aj tenšiestenných lastúrnikov a biodetrit bez zaradenia. Prítomné sú póry vysychania riasových podušiek.



Obr. 3.3-7. Ramsauský dolomit: odkryv v ohybe novej lesnej cesty, situovaný v najvrchnejšej časti ramsauských dolomitov na pravej strane doliny Vrčice (lok. Pred Studencom, d. b. MO-73); a) pohľad na celkový odkryv; b, c) detail zvrstvenia, striedanie svetlých a tmavých vrstiev na ploche odkryvu.

V tomto komplexe hornín sa vyskytujú aj detritické karbonáty, ktoré majú dolosparitovú (pomerne hrubozrnnú), lokálne dolomikrosparitovú základnú hmotu, v ktorej sa nachádzajú chaoticky rozmiestnené nevytriedené úlomky

z viacerých typov karbonátov. Okrem iných sa vyskytujú klasty inklinujúce k loferítom, resp. stromatolítom, úlomky detritického karbonátu s pomerne malými karbonátovými klastami, prípadne peloidmi [intrapel (dolo)mikrosparit], úlomky s (dolo)-mikritovou štruktúrou a iné. Len veľmi vzácné sa v niektorých, hlavne mikritových klastoch objavuje rekryštalizovaný biodetrit. V základnej hmote sa fosílie nevyskytujú. Sporadické sú peloidy. Miestami sú prítomné pasáže, resp. hniezda hrubozrnného (najpravdepodobnejšie) dolomitu.

77 lunzské vrstvy: hnedosivé stredozrnné pieskovce, prachovce
(*vrchný jul – spodný tuval*)

Ich výskyt sa viaže len na považský príkrov. Nachádzajú sa na pravej strane Kláštorskej doliny s potokom Vrča. Ich viac-menej súvislá poloha dovoľuje oddeľiť ramsauské dolomity od masy hlavných dolomitov.

Zároveň ide o jediný výskyt v rámci hronika v severnej časti Žiaru. Vytvárajú nevelkú, niekoľko desiatok metrov (asi 20 m) hrubú polohu, monoklinálne sklonenú na JJV. Litologicky ide predovšetkým o arkózové, do hrdzava zvetrané variety s klastickou slúdou, menej sú prítomné prachovcové a fľovcové litotypy (obr. 3.3-8). Často obsahujú karbonátový cement. Zo sedimentárnych štruktúr v nich boli evidované mikroškálové šikmé zvrstvenia, intraklasty tmavých prachovcov v medzivrstvách arkóz a pravdepodobne štruktúry biogénneho pôvodu.

76 hlavný dolomit: sivé lavicovité, celistvé a laminované dolomity s polohami stromatolítov (*vrchný karn – norik*)

Predstavuje najmladšie zachované sedimenty hronika v pohorí Žiar. Výskyt sa sústreďuje do spodnej štruktúry považského príkrovu na severné svahy masívu Sokol (1 013 m n. m.). Množstvo nových lesných (protipožiarnych) ciest je vyrazených práve v hlavných dolomitoch, čo umožnilo jednak nazrieť na variabilitu tohto litostratigrafického člena, jednak lepšie ho identifikovať na menej prístupných lokalitách. Ide o svetlosivé rozpadavé lavicovité až tenkolavicovité dolomity so slaboběžovou patinou. Vyskytujú sa v ňom charakteristické stromatolitické a „loferitické“ štruktúry a ojedinele aj jemné laminácie (obr. 3.3-9). Na niekoľkých miestach boli evidované tmavšie laminované variety s charakteristickou stromatolitovou štruktúrou. Len vďaka prítomnosti lunzských vrstiev je možné rozlíšiť ich od starších ramsauských dolomitov. Na lokalitách sz. od Polerieky (lok. Panské hory a sz. od Kotišovho laz) sú problematicky odlišiteľné. Hrúbka hlavného dolomitu je maximálne do 200 m.



Obr. 3.3-8. Lunzské vrstvy: a) zárez cesty medzi d. b. MO-73 a -106 na pravej strane doliny Vrčice smerom na lokalitu Záškalná; b) intraklasty prachovcov v arkózovej polohe; c) prejavy bioturbácie v laminovanej arkóze; d) mikroškálové šikmé zvrstvenie jemnozrnnej arkózy.

Mikroopis:

Sedimenty študované prostredníctvom výbrusov patriace do komplexu hornín hlavného dolomitu (hauptdolomitu) reprezentujú hlavne laminované karbonáty. Zaznamenali sme striedanie niekedy mierne zvlňených lamín, občas s výrazne premenlivou hrúbkou a náplňou, ktoré sa vyznačujú jemnejšou a hrubšie zrnitou (dolosparit) základnou hmotou, čo má za následok spomínanú lamináciu. Vyskytujú sa pasáže s dolomikrosparitovou štruktúrou bez alochémov, v ktorých sú prítomné mikrolaminy s prevahou dolosparitu. Objavujú sa aj polia hrubozrného (najpravdepodobnejšie) dolomitu, v ktorých sú klence karbonátu, zrejme tiež dolomitu. Vyskytujú sa však aj obyčajne hrubšie laminy so znakmi stromatolitovej štruktúry. Niekedy sa v nich nachádzajú veľmi vzácne hladkostenné *Ostracoda* div. sp., resp. misky lastúrničiek, prípadne fantómy po biogénnych zvyškoch a biodetrit. Vo vzorke MO-Ž-77-13 sa vyskytujú zriedkavé organické zvyšky, prípadne ich detrit. Vzhľadom na nepriaznivý spôsob ich zachovania vo forme fragmentov a fantómov možno iba usudzovať, že väčšia časť z nich patrí

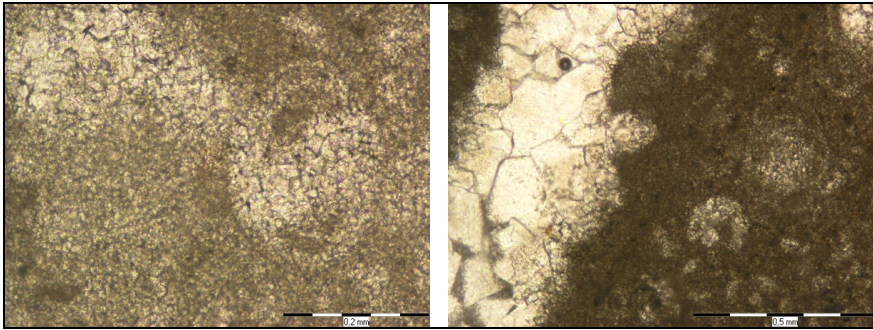


Obr. 3.3-9. Hlavný dolomit: a) odkryv na ohybe lesnej cesty (lok. Dolina Predvríčko – Studenec, d. b. 69); b) tenkodoskovité hlavné dolomity s charakteristickým rozpadom; c, d) tenkodoskovité stromatolitické dolomity (d. b. MO-74); e) loferitická štruktúra v hlavnom dolomite (d. b. MO-89); f) zriedkavo sa vyskytujú aj tmavšie laminované stromatolitické polohy (d. b. MO-113).

schránkam bentických dierkavcov. Zistili sme prierez, ktorý najpravdepodobnejšie patrí zástupcovi formy *Angulodiscus* sp. V niektorých sedimentoch sa vyskytujú peloidy a klasty menších rozmerov. Nemožno vylúčiť, že časť z nich je výsledkom rekryštalizácie. Zaznamenali sme aj pukliny, resp. kavernu vyplnenú

(dolo)mikritom a klencami dolomitu vyčnievajúcimi smerom od okraja dovnútra. Na kontakte lamín sa len ojedinele nachádzajú mikrostyloľity.

Loferit s typickou sparitovou kresbou (póry vysychania riasových podušiek) reprezentuje vzorka MO-Ž-76-13. Prítomné sú fosílné zvyšky, ktoré zastupujú hlavne silno rekrystalizované, nepriaznivo zachované bentické dierkavce. Mikrofaciu možno nazvať foraminiferová. Zaznamenali sme viacero zástupcov *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) (obr. 3.3-11). Identifikovali sme aj *Permodiscus* cf. *pragsoides* OBERHAUSER a *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (obr. 3.3-10). Biogénne zvyšky reprezentujú aj hladkostenné *Ostracoda* div. sp., resp. ich misky, najpravdepodobnejšie fragmenty lastúrníkov, schránka juvenilného štádia makrofauny (?megalodont, ?gastropód), biodetrit a tiež vzácné problematické prierezy. Spoločenstvo dierkavcov je známe v Západných Karpatoch z vrchného norika – rétu.



Obr. 3.3-10. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. Vzorka MO-Ž-76-13.

Obr. 3.3-11. *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN). Vzorka MO-Ž-76-13.

Znievsky príkrov (severná časť pohoria)

75 a) gutensteinské vápence; b) dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvité vápence a dolomity (spodný anis)

Gutensteinské vápence sa nachádzajú aj na báze znievskeho príkrovu (tektonická troska Studenca; Rakús et al., 1993). Lemujú ho z veľkej časti, s výnimkou tektonicky exponovanej oblasti pri západnom ohraničení. V bezprostrednom okolí kóty Zniev tvorí samostatné teleso, takmer výlučne tvorené gutensteinskou faciou. Podľa tejto lokality bola pomenovaná lokálna čiastková štruktúra hronika („príkrov znievskeho hradu“; Havrila in Kohút et al., 2013). K znievskemu príkrovu možno priradiť aj výskyt na lokalite Skaličky pri Kláštore pod Znievom, kde sú vápence oproti okoliu zlomovo ohraničené. Zaujímavosťou je, že na báze znievskeho príkrovu s podložnou tektonickou štruktúrou považského príkrovu sú v gutensteinských vápencoch pomerne často vyvinuté krasové fenomény v po-

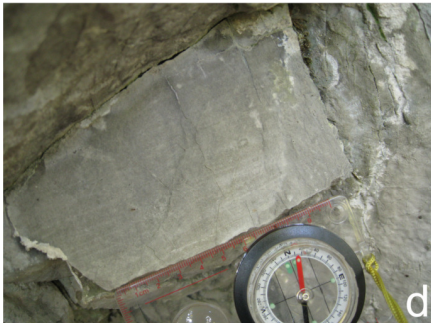
dobe krátkych (len niekoľko metrov dlhých) jaskýň vzniknutých kombináciou tektonických predispozícií, dolomitizácie a mrazového zvetrávania (obr. 3.3-12). Naopak, v gutensteinských vápencoch spodnej štruktúry považského príkrovu sa tieto fenomény nezaznamenali. Vo vápencoch sú zachované sedimentárne štruktúry v podobe laminácií (striedanie svetlejších a tmavších lamín – zebrovitá štruktúra). Výraznejšie dolomitické polohy na báze znievkeho príkrovu sa zistili s. a sz. od kóty Sokol, kde akoby vystriedali gutensteinské vápence a samotné približne v dĺžke 1 km lemujú bázu znievkeho príkrovu. V teréne tvoria výrazné „ostré“ skalné odkryvy.

Južne od Vrčcka sa už dávnejšie zaznamenali drobučké trosky vápencov v nadloží hlavného dolomitu. Na pôvodnej mape (Rakús et al., 1993) boli zaradené ako gutensteinské vápence trosky Studenca. Menej jasný litologický sled sa však nachádza len niekoľko desiatok metrov severne od Vrččanského sedla (365,9 m n. m.). Ide o svetlobéžové a sivobéžové vápence s belavou patinou, zvetrávajúce do hladka. Vytvárajú výraznejšiu morfológickú eleváciu, viditeľnú zo štátnej cesty (519). Z ich pozície nie je možné určiť, či ležia na wettersteinských dolomitoch, vedľa nich alebo pod nimi. Všetky tieto výskyty však štruktúrne zapadajú do kontextu bázy znievkeho príkrovu a boli zaradené do gutensteinského súvrstvia. Podľa mikroskopického opisu je ich pôvodná štruktúra ťažko čitateľná v dôsledku rekryštalizácie a dolomitizácie. Sediment je miestami do takej miery rozpukaný, že má charakter tektonickej brekcie. Z mikroštruktúrneho hľadiska ide o peloidný (dolo)mikrosparit s inklináciou k (dolo)sparitu. Len výnimočne sa vyskytujú nepravidelné polia hrubozrnného karbonátu (?sparit). Bežne až hojné sú peloidy. Časť z nich veľkostne hraničí s intraklastami malých rozmerov s (dolo) mikritovou štruktúrou bez vekového zaradenia.

Z mladších vrchnoaniských členov boli dávnejšie indikované schreyeralmské vápence (Rakús et al., 1993). Havrila vo svojej manuskriptovej mape z 80. rokov minulého storočia referuje o drobnom výskyte reiflinských vápencov na južnom svahu kóty Zniev. Táto fácia, žiaľ, nebola opätovne lokalizovaná. Po mikroskopickom zhodnotení vzoriek odobraných z blízkosti hradu Zniev sa ukázalo, že tu obmedzene vystupujú aj steinalmské vápence (určila Boorová, in Kováčik et al., 2014). Vzhľadom na ich rozsah ich však nebolo možné kartograficky vyčleniť.

Mikroopis:

Základná hmota steinalmských vápencov je mikritová, mikrosparitová až sparitová. Vyskytujú sa nepravidelné pasáže miestami lamelovaného hrubozrnného „sparitu“ bez alochémov. V základnej hmote sa vyskytuje pestré spektrum nevytriedených, chaoticky, miestami husto usporiadaných komponentov. Prítomné sú bežné až hojné peloidy, ktoré niekedy tvoria výraznejšie akumulácie spolu s malými klastami s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Inokedy sú peloidy roztrúsené v sparitovej základnej hmote a tvoria polia s pelsparitovou štruktúrou



Obr. 3.3-12.

◀ Obr. 3.3-12. Gutensteinské vápence: a) skrasovatená spodná časť brál, báza znievskeho príkrovu južne od Záskalnej (d. b. MO-89); b) typické dutiny vzniknuté mrazovým zvetrávaním, severná strana trosky znievskeho príkrovu (d. b. MO-99); c) korozívne útvary na srmo sklonenej pukline kolmej na vrstvitosť (d. b. MO-131); d) laminácia v gutensteinskom vápenci (d. b. MO-142); e) excelentne odokrytý príkrovový kontakt medzi spodnokriedovými slieňmi a gutensteinskými vápencami spodnej štruktúry považského príkrovu (lok. záver doliny ústiacej do obce Polerieka, d. b. MO-164).

(peloidný *wackestone*). Vyskytujú sa aj klasty väčších rozmerov, obyčajne s mikritovou/mikrosparitovou štruktúrou, niekedy s klencami karbonátu. Silno rekryštalizované organické zvyšky reprezentujú bentické dierkavce *Tolypamina gregaria* WENDT, *Endothyranella wirtzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospiranella samueli* SALAJ, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Nodosaria* sp. a časť schránky *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, ktoré indikujú stredný až vrchný anis, hladkostenné *Ostracoda* div. sp., resp. ich misky, fragmenty ostnatokožcov, schránky lastúrníkov a rameno-nožca, dasykladálne riasy, ostne ježoviek, úlomky machoviek, silno rekryštalizovaný plytkovodný element a biodetrit.

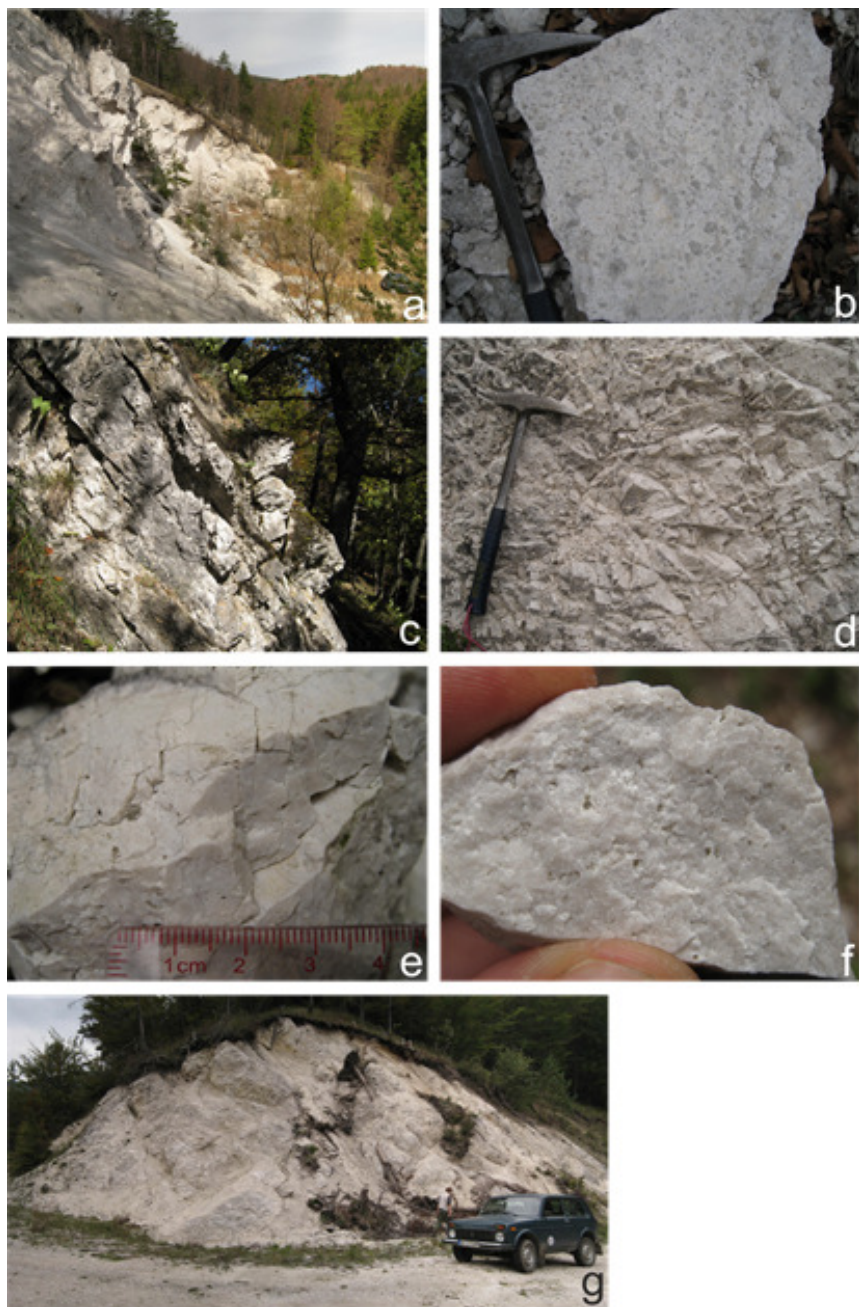
74 svetlosivé organodetritické/krinoidové vápence („gaderské vápence“) (*pelsón – ilýr*)

Vystupujú v priamom nadloží gutensteinských vápencov (gutensteinského súvrstvia) na ďalších dvoch lokalitách znievskeho príkrovu. Na lokalite Panské hory sa takmer pravidelne tiahnu v úzkom, 400 m dlhom sv.-jz. páse. Ich nadložie tu tvoria wettersteinské dolomity. Druhé miesto ich výskytu v znievskom príkrove je západne od zrúcaniny znievskeho hradu. V hrebeňovej časti sa v nich vyskytuje niekoľko odkryvov. V obidvoch prípadoch ide o identické litologické zloženie ako vo výskyte na Ondrašovských skalách v považskom príkrove.

73 wettersteinské dolomity: svetlosivé vrstvité dolomity (*ladin – karn*)

Sú plošne najrozšírenejšou litofáciou hronika na sledovanom území. Vystupujú ako najvyšší člen vrstvomého sledu znievskeho príkrovu (masív Sokola) a v poklesnutej kryhe na juh od Kláštora pod Znievom (k. Veľká Stráň – Vedžer).

Napriek tomu, že nejde o najmladší litostratigrafický člen, reprezentujú štruktúrne najvyšší element v stavbe hronika. Najvyššie kóty Sokol (1 013) a Chlieviská (1 024,4) buduje práve wettersteinský dolomit. Ide o výrazne svetlejšie dolomity bielej farby (obr. 3.3-13), často rozpadavé až na piesčitú hmotu. Hlavne na tektonicky exponovaných okrajoch sa zaznamenali známky brekciácie a vznik dolomitovej múčky. V menej exponovaných miestach sú v nich nepravidelne zachované stromatolitické (obr. 3.3-15), resp. tzv. evinospongiové štruktúry ako

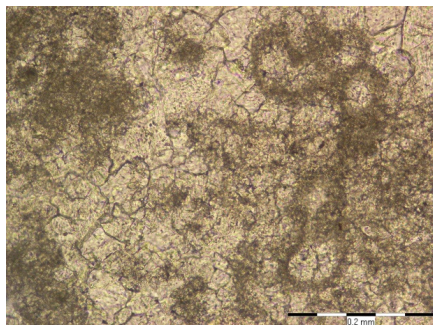


Obr. 3.3-13.

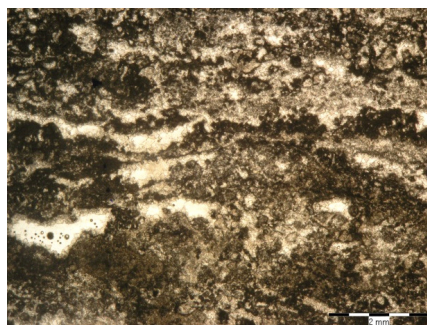
vrstvovité akumulácie organogénneho detritu vápnatých rias a hubiek. Tento znak možno zároveň považovať za diagnostický pri rozlišovaní od starších a mladších dolomitov. Hrúbku wettersteinských dolomitov možno odhadnúť na približne 200 m.

Mikroopis:

Do komplexu hornín wettersteinských dolomitov patria aj rekryštalizované, nepravidelne laminované sedimenty, ktoré sa zaraďujú k stromatolitovým dolomitom (obr. 3.3-15). Vyskytujú sa viac-menej výrazné póry zmršťovania riasových podušiek. Pomerne bežne sú prítomné peloidy a mikritové (*mudstone*) klasty menších rozmerov. Organické zvyšky reprezentujú bentické dierkavce, resp. časti ich schránok. Identifikovali sme *Meandrospira deformata* SALAJ (obr. 3.3-14) a *Nodosaria cf. ordinata* TRIFONOVA.



Obr. 3.3-14. *Meandrospira deformata* SALAJ. Vzorka MO-Ž-28-13.



Obr. 3.3-15. Stromatolitový dolomit. Vzorka MO-Ž-28-13.

Na základe identifikovaných bentických dierkavcov možno študované sedimenty, vychádzajúce z našich zistení, resp. predpokladov o výskyte formy *Meandrospira deformata* SALAJ, zaradiť do anisu, resp. až ladinu, pričom nemožno úplne vylúčiť ani prípadný mladší vek.

◀ Obr. 3.3-13. Wettersteinský dolomit: a) umelý odkryv vedľa štátnej cesty z Kľačna do Vrčica, kde sú odokryté tektonicky exponované wettersteinské dolomity (lok. pravá strana záveru Bazovej doliny v blízkosti Vrčianskeho sedla); b) tektonicky podvrvený wettersteinský dolomit zbavený všetkých pôvodných znakov, charakteristické sú tmavšie klasty v svetlom matrice; c) pomerne charakteristický vzhľad na odkryve wettersteinských dolomitov, maskovanie vrstvitosti puklinovou klivážou prebiehajúcou kolmo na vrstvitosť (d. b. 155); d) typicky krehko porušený povrch wettersteinského dolomitu (lok. jvv. od Vrčianskeho sedla); e, f) mikrokavernózný sivobiely dolomit, kaverny po riasach zatlačané dolomitom, niekedy môže slúžiť ako veľmi dobrý diagnostický znak (lok. jvv. od Vrčianskeho sedla); g) odkryv vo wettersteinských dolomitoch v záreze zväžnice jvv. od Vrčianskeho sedla.

3.4. PALEOGÉN

Chmelík (in Buday et al., 1967) rozdelil paleogén centrálnych Karpát na 3 celky: I. pribradlový paleogén, II. vnútrokarpatský paleogén, III. paleogén panónskeho vývoja. Vo vnútrokarpatskom paleogéne rozlišoval 2 vývoje – epimioogeosynklinálny (severný) a platformný (južný, ku ktorému zaradil aj paleogén Hornonitrianskej kotliny). Podľa nášho názoru má rozlíšenie 2 vývojev vo vnútrokarpatskom paleogéne svoje opodstatnenie z nasledujúcich dôvodov:

1. Sedimenty v južnej zóne dosahujú výrazne menšiu hrúbku pri rovnakom alebo o niečo väčšom stratigrafickom rozpätí (sedimentácia v tejto oblasti sa začína v mladšom lutéte, v severnej zóne v bartóne, pričom jej zakončenie je podľa súčasných poznatkov v podstate synchronne).

2. V južnej zóne sa nevyskytuje typický flyš, aký v severnej zóne predstavuje zuberecké súvrstvie (rytmické turbidity v južnej zóne svojou hrúbkou a rýchlosťou vzniku nedosahujú parametre flyšovej sedimentácie).

3. Postup transgresie mal odlišný smer, v severnej zóne zo SZ (S) na JV (J), v južnej zóne zo Z – JZ na V – SV.

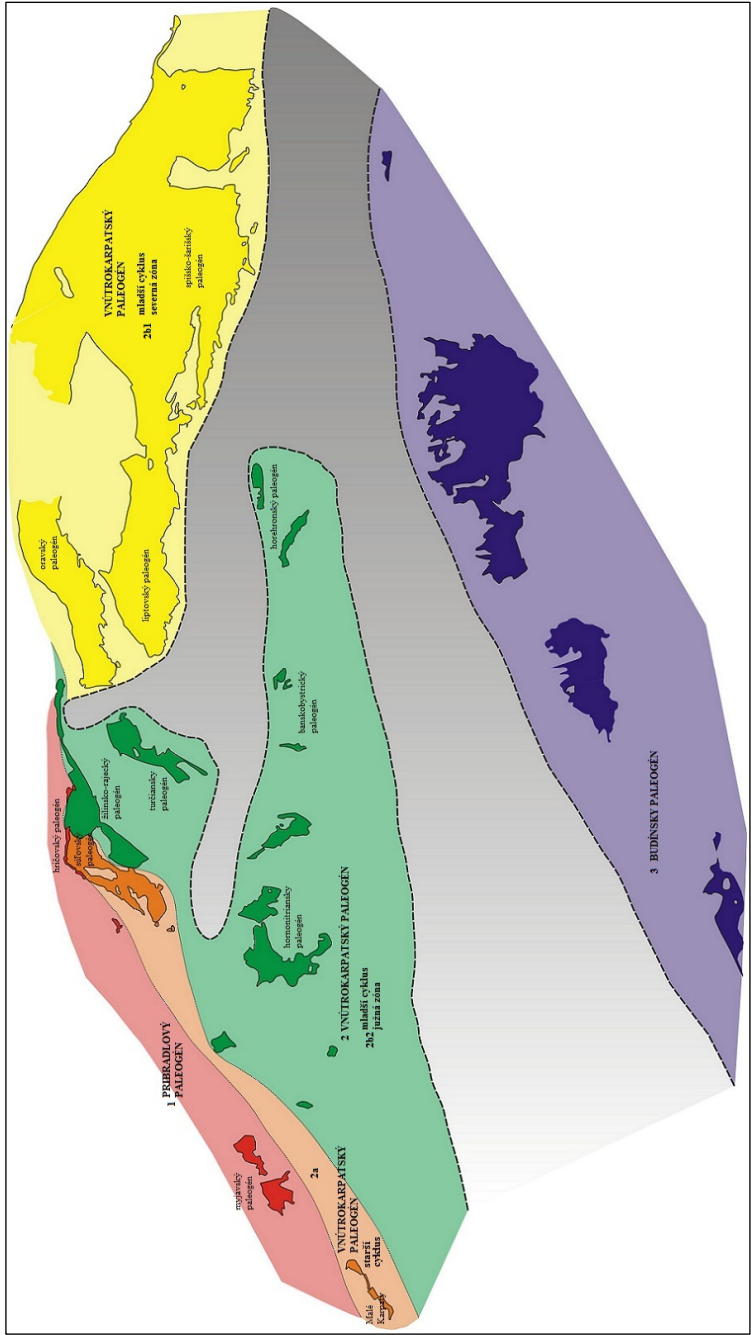
4. Odlišný bol aj systém vyplňania panvy: v severnej zóne zohral rozhodujúcu úlohu transport centrálnou časťou panvy z JV na SZ – Z, pričom prínos z bočných zdrojov hral viac-menej marginálnu rolu, v južnej zóne dominoval prínos materiálu z blízkych zdrojov (z okraja bazénu, prípadne aj intrabazénových).

5. V južnej zóne sa vyskytujú osobité fácie, ktorých ekvivalenty sa v severnej zóne nenachádzajú a ktorými sa od seba líšia aj jednotlivé oblasti južnej zóny: červené zlepence na Horehroní, pieskovce pri Králikoch, pieskovcovo-zlepencová litofácia v Bánovskej kotline, ílovcovo-brekciová litofácia (okrajová = terchovské vrstvy) pri Bojniciach, psamitické, psefiticko-psamitické až psamiticko-psefitické regresné fácie (konské pieskovce, chrenovecké vrstvy, breznianske vrstvy).

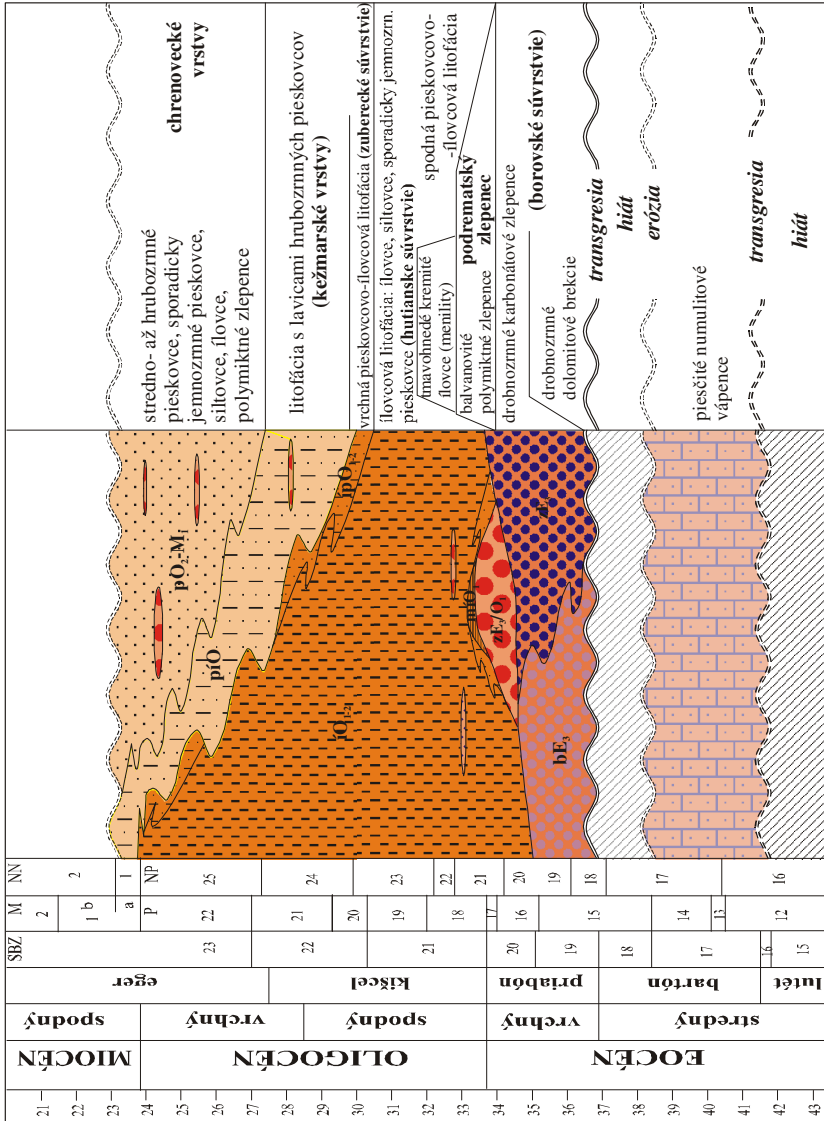
6. Odlišná je aj stratigrafická pozícia jednotlivých čiastkových panví (napr. v Handlovskej kotline sa začala paleogénna sedimentácia v priabóne, kým v blízkej bojnickej oblasti už v lutéte).

Obr. 3.4-1. Schéma rozmiestnenia sedimentačných zón paleogénu Vnútorých Západných Karpát. ►

1. PRIBRADLOVÝ PALEOGÉN (transgresívne fácie neznáme, pravdepodobne postupný vývoj zo senónu): myjavský paleogén, v žilinskej oblasti hričovskopodhradské súvrstvie. 2. VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN (transgresia na paleoalpínske príkrovy Vnútorých Západných Karpát): a) starší cyklus (transgresia v mladšom paleocéne a staršom eocéne): Malé Karpaty, súľovský paleogén; b) mladší cyklus (transgresia počas stredného a mladšieho eocénu): b1) severná zóna: oravský paleogén, spišsko-šarišský paleogén, paleogén Liptova, b2) južná zóna: Horehronie, Zvolenská kotlina, Hornonitrianska kotlina, Bánovská kotlina. 3. BUDÍNSKY PALEOGÉN.



Uvedené rozdiely podľa nášho názoru vyjadrujú nielen geografickú, ale aj typovú odlišnosť severnej a južnej zóny vnútrokarpatského paleogénu a termín podtatranská skupina oprávňuje aplikovať len pre oblasť severnej zóny (oravský, liptovský a spišsko-šarišský paleogén; obr. 3.4-1).



Obr. 3.4-2. Litostratigrafická tabuľka paleogénu regiónu pohoria Žiar (I. Filo, 2014).

Oblasť Handlovskej kotliny považujeme za súčasť južnej zóny vnútrokarpatského paleogénu. Jej paleogénne sedimenty preto nezaraďujeme do podtatranskej skupiny, ale vymedzené jednotky charakterizujeme ako litofácie (obr. 3.4-2), s výnimkou jednotiek definovaných v Handlovskej kotline (podrematské zlepence chrenovecké vrstvy). Litostratigrafické členenie by sa malo urobiť až po systematickom spracovaní celej južnej zóny. Z korelačných dôvodov (predovšetkým s ohľadom na *Digitálnu mapu SR 1 : 50 000*) uvádzame pri jednotlivých litofáciách ich litostratigrafické ekvivalenty z podtatranskej skupiny.

Plytkomorské sedimenty (borovské súvrstvie)

Plytkomorské (transgresívne) sedimenty fázy stúpajúcej hladiny zastupuje takmer výlučne psefitická litofácia (drobnozrná karbonátová brekcie a zlepence). Psamitická fácia sa vyskytuje len rudimentárne, organodetritická fácia, ktorá sa obvykle vyskytuje (vo forme piesčitých foraminiferových vápencov) vo vyšších úrovniach borovského súvrstvia v iných areáloch vnútrokarpatského paleogénu, sa v Handlovskej kotline nevyskytuje (resp. nevystupuje na povrch). Či jej chýbanie je primárne alebo sekundárne, spôsobené tektonickým kontaktom zlepenčov a brekcií s nadložnými (prevažne pelitickými) litofáciami, nemožno exaktne rozhodnúť.

Na našej mape kartograficky vymedzujeme 2 litofácie: 1. brekciovú, 2. zlepenčovú (ich vzájomný vzťah je v podstate laterálny).

72 brekciová litofácia (?priabón): drobnozrná dolomitová brekcie

Brekciová litofácia sa vyskytuje sv. a s. od Handlovej (Stráň, Červený kopec, Handlovka, Od Ráztočna, Remeta).

Brekcie sú doskovité, lavicovité až hrubolavicovité (0,1 – 5 m), veľmi nerovnoploché, svetlosivé, drobnozrné, s premenlivou podpornou štruktúrou (častejšie s podporou základnej hmoty). Sú takmer monomiktne dolomitové, len miestami sú v klastickej zložke sporadicky zastúpené aj vápence. Veľkosť sú nevytriedené, s prímiesou úlomkov stredno- aj hrubopsefitickej frakcie (obr. 3.4-3). Tmavšie neopracované klasty v svetlej medzernej hmote sa vyskytujú v prevažujúcich zrnitostných frakciách 2 – 32 mm (max. 100 mm), sú ostrohranné až polooostrohranné, zriedkavo polozaoblené. Ojedinele sa vyskytujú náznaky zvrstvenia (striedanie úsekov s rôznou zrnitosťou, väčšie klasty sú sústredené v pruhoch, objavujú sa pasáže so zloženým a opačným gradačným zvrstvením). Vo vrchnej časti nadobúdajú brekcie hrubobridličnatý rozpad.

Brekcie neobsahujú žiadne organické zvyšky. Keďže sa laterálne zastupujú so zlepencami, prisudzujeme im priabónsky vek.



Obr. 3.4-3. Drobnozrnná dolomitová breccia, veľkostne nevytriedená, so zastúpením hrubozrnnnej frakcie (do 100 mm), nepravidelne zvrstvená, s premenlivou podpornou štruktúrou. Brekciová litofácia (Handlová-Remeta).

Obr. 3.4-4. Doskovité nerovnoploché svetlosivé drobnozrnné, prevažne karbonátové zlepenca s podpornou štruktúrou matrixu, s obliakmi žilného kremeňa veľkosti 10 až 20 mm. Zlepenková litofácia (Ráztočna-Pod hájom).

71 zlepenková litofácia (*priabón*): drobnozrnné karbonátové zlepenca

Litofácia tvorená zlepenkami s nevýznamným zastúpením brekcií, pieskoviec a ojedinelých siltovcov sa vyskytuje v. a sv. od Handlovej (Hraničný potok, Úboč) a s. a v. od Ráztočna (Kršťanová, Pod Bôrovou, Starý háj, Pod hájom, Kotrová).

Zlepenca sú doskovité až lavicovité (0,1 – 0,5 m), nerovnoploché, svetlosivé, žltohnedé, drobnozrnné (lokálne s prímiesou strednozrnnnej frakcie), častejšie s podpornou štruktúrou matrixu, karbonátové. Lokálne sú brekciovitité, často pórovité (rauakovitého vzhľadu), skrasovatené. V klastickom materiáli dominujú ostrohranné až zaoblené karbonáty veľkostných frakcií 2 – 16 mm (max. 40 mm), prímies tvorí polooostrohranný až dobre zaoblený biely žilný kremeň veľkosti do 20 mm (obr. 3.4-4).

Brekcie sú lavicovité až hrubolavicovité, nerovnoploché, drobnozrnné, s podpornou štruktúrou matrixu, s ostrohrannými až poloozoblenými úlomkami karbonátov do 40 mm.

Pieskovce sa vyskytujú vo väčšom rozsahu najmä východne od Handlovej (Chotárna). Sú lavicovité, nerovnoploché, žltohnedé až svetlosivohnedé, hrubo- až strednozrnné, s obliakmi karbonátov do 10 mm. Lokálne sú gradáčne zvrstvené (na báze niektorých vrstiev sa vyskytuje drobnopsefitická frakcia, tvoriaca nepravidelné šošovky polymiktných parabrekcií, vo vrchnej časti prechádzajú do tenkodoskovitých rovno plochých jemnozrnných pieskoviec). Petrograficky zodpovedajú litickým arenitom. Na ich zložení sa podieľajú karbonáty (52 %), kremeň (21 %, prevažne monokryštalický), silicity (10 %), pelity, vulkanity, muskovit, fosílie (drobné numulity), ťažké minerály (zirkón, turmalín, pyrit), matrix (kremeň, ílové minerály) a cement.

Siltovce sú veľmi zriedkavé, doskovité, žltohnedé, karbonátové.

Prvý nález veľkých foraminifer priabónu z bázy handlovského paleogénu pochádza od Vettera (1909) z lokality Ráztočno-Bôrová. Z tej istej lokality Köhler (in Šimon et al., 1994) opísal spoločenstvo veľkých a malých foraminifer nižšej časti priabónu (s koralinnými riasami, machovkami, lastúrnikmi, ježovkami, krinoidmi a serpulidmi). Z lokality východne od Ráztočna (Starý háj) zistil foraminiferové spoločenstvo vyššej časti priabónu.

Köhler (in Šimon et al., 1994) udáva zo zlepcov z lokality Ráztočno-Pod hájom výskyt obliaka numulitového piesčitého vápenca s veľkými foraminiferami bartónu, čo viedlo Grossa (in Šimon et al., 1994, 1997a) k predstave o existencii 2 fáz transgresie handlovského paleogénu. Podľa našich poznatkov sa obliaky numulitových vápencov vyskytujú v intraformačných (podrematských) zlepcoch, čo však nevylučuje pravdepodobnosť uvedenej predstavy. Prerušenie sedimentácie spojené s eróziou borovského súvrstvia staršieho bartónu (SBZ-17) bolo preukázané na Orave v oblasti Oravíc (Filo et al., 2009) a sedimenty mladšieho bartónu (SBZ-18) neboli presvedčivo doložené ani v iných oblastiach.

70 podrematské zlepence (priabón): hrubozrnné až blokovité polymiktné zlepence

Na rozhraní plytkomorských a hemipelagických sedimentov sa na niekoľkých lokalitách v. a s. od Handlovej (Pekelná, Červený kopec, Od Ráztočna, Remeta) a v. a jv. od Ráztočna (Kršťanová, Starý háj, Pod hájom, Háj) nachádzajú telesá polymiktných zlepcov. Jedno z týchto telies v pravostrannom prítoku Handlovky ssv. od Handlovej Gross (in Šimon et al., 1994, 1997b) kartograficky vyčlenil a neskôr (Gross, 2008) formalizoval ako podrematské zlepence (člen bielopotockého súvrstvia). Prisúdil im pozíciu na báze chrenoveckých vrstiev a vrchnooligocénno-egerský vek. Zlepence však vystupujú na rozhraní brekciovej a fílovcevej litofácie (borovského a hutianskeho súvrstvia).

Zlepence sú skrytovrstvovité, nerovnoploché, veľkostne nevytriedené (jemnozrnné až blokovité), polymiktné (väčšinou s výraznou prevahou karbonátov; obr. 3.4-5), prevažne s podpornou štruktúrou matrixu (obr. 3.4-6), chaoticky zvrstvené, miestami brekciovité.

Obliaky dominantne zastúpených karbonátov (sivé až sivočierne celistvé vápence, sivé a sivohnedé jemnozrnné dolomity, zriedkavo tmavosivé krinoidové vápence, svetlohnedé vápence) patria prevažne do zrnitostných frakcií 64 až 128 mm (bloky sivočiernych vápencov a dolomitu dosahujú veľkosť až 2 m). Zriedkavejšie sú prítomné ružové jemnozrnné kremence (do 0,8 m), sivohnedé strednozrnné kremenné pieskovce (do 1,2 m), červené a svetlosivé strednozrnné pieskovce (do 0,5 m), bridlice, čierne bázické vulkanity, svetlá žula, metamorfity (do 0,3 m), hnedé laminované pieskovce, rohovce a kremeň (do 50 mm). Karbo-

náty sú polooštrohranné až zaoblené, siliciklastiká, kryštalínikum, vulkanity a kremeň polozaoblené až dobre zaoblené. Obliaky sú prevažne vretenovitého a sférického tvaru, čo svedčí o transporte jednosmernými prúdmi. Matrix tvorí hrubozrnný kalkarenit až drobnozrnný zlepenec.



Obr. 3.4-6. Nevytriedený polymiktný zlepenec s podporou matrixu, s obliakmi vápencov a pieskocov do 500 mm, v drobnej frakcii aj kremence, kremeň, bazalty, ruly a granit. Podrematský zlepenec (Handlová-Od Ráztočna).

Obr. 3.4-5. Nevytriedený balvanovitý zlepenec s dotykovou podpornou štruktúrou, tvorený polozaoblenými až zaoblenými triasovými karbonátmi veľkosti 30 – 400 mm. Podrematský zlepenec (Handlová-Červený kopec).

V zlepencoch sa miestami vyskytujú úseky s prevahou neopracovaného materiálu a hornina nadobúda charakter nezvrstvenej nevytriedenej, prevažne karbonátovej brekcie.

Zlepenca a brekcie miestami prechádzajú do stredno- až hrubozrnných pieskocov. Z petrografického hľadiska ide o litické arenity. V ich zložení prevláda monokryštalický kremeň (29 %) a karbonáty (19 %), menej je zastúpený polykryštalický kremeň, silicity, pelity, bázičné vulkanity, glaukonit, akcesoricky arenity, draselné živce, plagioklas, svetlá slúda, z ťažkých minerálov pyrit a zirkón. Vysoký podiel dosahuje kalcitový cement (38 %), matrix je prítomný nepatrne.

Prevažnú časť klastického materiálu zlepenecov možno odvodiť z formácií hronika, predovšetkým stredno- až vrchnotriasových (dominujúce karbonáty), ale aj spodnotriasových a permských (kremence, pieskocce, bridlice, bázičné vulkanity). Jurské a kriedové formácie sú zastúpené sporadicky, o niečo častejší je výskyt materiálu z kryštalínika. Na základe pozície prisudzujeme podrematským zlepencom vrchnopriabónsky vek.

Hemipelagické sedimenty

Gross (in Šimon et al., 1994, 1997a, b) zahrnul hlbokomorské psamiticko-pelitické sedimenty v Handlovskej kotline pod vysvetlivku „hutianske a zuberecké súvrstvie, nečlenené“, miestami však vymedzil „polohy flyšového charakteru“. Podľa našich poznatkov možno v sedimentoch fázy vysokého stavu hladiny rozlíšiť a kartograficky znázorniť 4 základné litofácie: 1. menilitová litofácia 2. spodná pieskovcovo-ílovcová litofácia, 3. ílovcová litofácia, 4. vrchná pieskovcovo-ílovcová litofácia. Menilitové ílovce a spodná pieskovcovo-ílovcová litofácia vystupujú na báze súboru hemipelagických sedimentov len lokálne a v malom rozsahu, vzťah 3. a 4. litofácie je v zásade laterálny (ílovcová litofácia dominuje v južnej časti kotliny, pieskovcovo-ílovcová sa vyskytuje v j. a strednej časti kotliny medzi Handlovou a Jalovcom).

69 menilitová litofácia (?mladší priabón): tmavohnedé kremité ílovce

V južnej časti Handlovskej kotliny, zväčša v nadloží podrematských zlepenčov, vystupujú kremité ílovce, ktoré predstavujú produkt najpokojnejšej fázy sedimentácie vnútrokarpatského paleogénu. Vyskytujú sa v., sv. a s. od Handlovej (Pekelná, Od Ráztočna, Rázsocha (Remat) a jv. od Ráztočna (Humnište). Lokálne obsahujú vrstvy pieskovcov a siltovcov.



Obr. 3.4-8. Rovnoplochý čiernohnedý laminovaný krehký nevápnitý ílovec a tenkodoskovitý tmavosivohnedý nevápnitý siltovec. Menilitová litofácia. Vpravo hore pieskovec z bázy spodnej pieskovcovo-ílovcovej litofácie [(Handlová-Rázsocha (Remat)].

Obr. 3.4-7. Laminované rovnoploché nevápnité kremité ílovce. Menilitová litofácia (Handlová-Od Ráztočna).

Ílovce sú veľmi jemne vodorovne laminované, rovnoploché, tmavohnedé až čierne (zriedkavo tmavosivé), nevápnité, tvrdé, krehké, s lístkovitým alebo ostrohranným íverovitým rozpadom (obr. 3.4-7, 3.4-8). Tvoria zväzky lamín s hrúbkou do 0,8 m.

Siltovce sú tenkodoskovité, tmavosivohnedé, nevápnité, tvoria v ílovcoch zriedkavé preplástky. Na ich zložení sa podieľajú silicity, kremeň a karbonáty.

Pieskovce sú lavicovité (do 0,3 m), rovnoploché, hnedosivé až hnedé, veľmi jemnozrnné, muskovitické, vodorovne laminované. Na základe pozičných vzťahov by menilitová litofácia mala zodpovedať mladšiemu priabónu.

68 spodná pieskovcovo-ílovcová litofácia (?mladší priabón)

V nadloží menilitovej litofácie alebo podrematského zlepenca sa na jv. okraji Handlovskej kotliny v. od Handlovej [Zimné úbočie, Červený kopec, Rázsocha (Remat)] vyskytuje 10 – 15 m hrubá sekvencia s vyšším podielom psamitickej zložky ako v typickej ílovцovej litofácii ($\bar{I} / P \cong 5$).

Ílovce a siltovce sú tenko laminované, rovnoploché, sivohnedé a hnedé.

Pieskovce sú doskovité (0,02 – 0,12 m), rovnoploché, sivé, jemnozrnné (až strednozrnné), vodorovne a šikmo laminované, miestami gradačne zvrstvené (Boumové cykly $T_a - T_e$, napr.: 0,02 m homogénne zvrstvenie, 0,03 m vodorovná laminácia, 0,04 m šikmá laminácia, 0,03 m konvolútne zvrstvenie) alebo frakcionované (so striedaním hrubých lamín rôznej zrnitosti frakcie). Zriedkavo sa vyskytujú aj pieskovce lavicovité (0,4 – 0,5 m), nerovnoploché, slabo vytriedené, stredno- až hrubozrnné. Z petrografického hľadiska zodpovedajú sublitickým arenitom. Dominantnou zložkou je stredne opracovaný polykryštalický kremeň (42 %), prítomný je monokryštalický kremeň, karbonáty, silicity, muskovit, živce ($P_{lg} > K_{fs}$, aj mikroklin), ojedinele pelity, svory, ruly a fosílna zložka. Z ťažkých minerálov je akcesoricky zastúpený detritický zirkón a sekundárny pyrit. Podiel kalcitového cementu aj matrixu je nepodstatný.

66 ílovcová litofácia (mladší priabón – kiščel) (hutianske súvrstvie): ílovce, siltovce, sporadicky jemnozrnné pieskovce

Litofácia s dominanciou pelitickej zložky ($\bar{I}/P = 10 - 60$, $\bar{\varnothing} 20$; obr. 3.4-9) sa vyskytuje jv., v. a s. od Handlovej [intravilán, Hraničný potok, Nad Morovnom, Zimné úbočie, Pekelná, Od Ráztočna, Rázsocha (Remat), Pstruhársky tunel, Od Morovna, Kopček, Jánoška], j., v. a s. od Ráztočna (Handlovka), j. od Brusna (Lány, Chmeliny, Hlaváčová, Pod Javorkami), z. od Morovna (Pažitné lány, Do Rakytín, Fričové), jz. od Jalovca (Hrby) a jv. od Veľkej Čausy (Klenková, z. Malá Čausa).

Ílovce sú laminované, rovnoploché, vápnité, siltovité, miestami s drobnou sľudou, uhoľnou drvinou a rybími šupinami, lístkovito rozpadavé (obr. 3.4-10).

Sú rôznych odtieňov hnedej a sivej farby, pričom svetlohnedé sfarbenie je osobitne typické pre j. časť kotliny. Siltovitá (až piesčitá) prímes je niekedy sústredená do lamín svetlejšej farby s hrúbkou okolo 1 mm. Na puklinách a vrstvových plochách sú bežné čierne a okrové povlaky (oxidy Mn a Fe). Zväzky lamín dosahujú hrúbku 0,03 – 4 m (\varnothing 1,3 m).

Siltovce sú tenkodoskovité (0,01 – 0,02 m), rovnoploché, tmavosivé, hnedé až žltohnedé, vodorovne a zvlnene laminované, vápnité. Miestami majú prúžkovaný vzhľad, spôsobený striedaním lamín s rôznym sfarbením. Obsahujú sľudu a uhoľnú drvinu na odlučných plochách čierne povlaky. Na ich zložení sa podieľa monokryštalický kremeň, muskovit, silicity, fosílie, karbonátovo-ílovitá základná hmota a pyrit. Zvýšený podiel siltovcov sa zistil v oblasti medzi Handlovou, Ráztočnom a Jalovcom. Zväzky ich vrstiev tu dosahujú hrúbku až okolo 0,5 m.



Obr. 3.4-9. Hnedé až svetlohnedé, tenko laminované ílovce so siltovou prímesou (0,2 až 1,5 m), svetlosivé jemnozrné, vodorovne a zvlnene laminované pieskovce (0,03 – 0,06 m); Í/P = 60. Ílovcová litofácia (Handlová-Pekelná).



Obr. 3.4-10. Typický lístkovitý rozpad laminovaných sivých vápnitých ílovcov obsahujúcich bohaté spoločenstvá oligocénného nanoplanktónu. Ílovcová litofácia (Handlová-Jánoška).

Pieskovce sú doskovité (0,01 – 0,25 m, \varnothing 0,09 m), rovnoploché, sivé, jemnozrné, sľudnaté, s uhoľnou drvinou. Sú homogénne zvrstvené alebo vodorovne a zvlnene laminované (vo vrchnej časti vrstvy alebo v celej jej hrúbke). Na spodnej vrstvovej ploche sa miestami nachádzajú drobné hieroglyfy. Petrograficky predstavujú sublitické arenity a subarkózy. Na ich zložení sa podieľa monokryštalický (36 – 40 %) a polykryštalický kremeň (do 10 %), kalcitový cement (14 – 29 %), silicity, plagioklasy, draselné živce, karbonáty, bázičné vulkanity, pelity, fylity, svory, ruly, muskovit, biotit, chlorit, glaukonit, ťažké minerály (turmalín, zirkón, rutil, pyrit), fosílie a matrix.

Z ílovcov z okolia Handlovej (Jánoška, Pstruhársky tunel) bol získaný vápnitý nanoplanktón s pomerne hojnými *Lanternithus minutus* STRADNER, *Coccolithus*

thus pelagicus (WALLICH) SCHILLER, *Cribrocentrum reticulatum* (GARTNER et SMITH) PERCH-NIELSEN, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI. Prítomnosť *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) WISE, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER a *R. ornata* MÜLLER datuje zistené spoločenstvo do mladšieho kišcelu (NP 24). Datovanie je v zhode s výsledkami Rakovej aj Snopkovej (nanoplanktón, palynoflóra), Samuel (malé foraminifery) zaradil „nečlenené hutianske a zuberecké súvrstvie“ do priabónu až staršieho oligocénu (in Šimon et al., 1994). K názoru, že začiatok pelitickej sedimentácie spadá do priabónu, dospeli na základe štúdia vrtu RH-1 aj Zlinská a Žecová (in Černák et al., 2012). Rozpätie súvrstvia je podľa Zlinskej (mikrofauna) priabón až eger, podľa Žecovej (nanoplanktón) mladší priabón až kišcel (NP 20 – 24).

65 vrchná pieskovcovo-ílovcová litofácia (kišcel) (zuberecké súvrstvie)

Rytmická litofácia s prevahou ílovcov ($I/P = 2 - 7$, $\varnothing 5$, obr. 3.4-11) sa vyskytuje sv. a s. od Handlovej (Hájnický tunel, Boriny nad tunelom, Panské pole), v., sv. a s. od Ráztočna (Pod hájom, Hôrky, Vranová) a jz. od Jalovca (Handlovka).

Ílovce sú rovnoploché (zriedkavejšie hrubobridličnaté), tmavosivé, sivé, sivohnedé a hnedé, siltovité, laminované, lístkovito rozpadavé, s čiernymi povlakmi. Tvoria zväzky lamín s hrúbkou 0,05 – 8 m (väčšinou 0,5 – 1 m).

Siltovce sú doskovité (0,1 – 0,15 m), rovnoploché, hnedé až sivohnedé, sľudnaté, s uhoľnou drvinou, vodorovne aj šikmo laminované, s čiernymi povlakmi.

Pieskovce sú doskovité až lavicovité (0,01 – 0,6 m, $\varnothing 0,1$ m), prevažne rovnoploché, sivé až hnedosivé, jemnozrnné, často s neúplne vyvinutými turbiditovými cyklami (homogénne alebo gradačné zvrstvenie, vodorovná a šikmá laminácia, zriedkavo konvolutné zvrstvenie; obr. 3.4-12). Laminácia je zvýraznená množstvom sľudy a uhoľnej drviny, miestami sa vyskytujú závalky čiernych ílovcov veľkosti až 70 mm. Z petrografického hľadiska predstavujú subarkózy, zriedkavejšie sublitycké arenity, pozostávajúce z monokryštalického kremeňa (34 – 46 %), polykryštalického kremeňa (do 29 %), kalcitového cementu (9 až 21 %), silicitov, plagioklasov, draselných živcov, karbonátov, pelítov, fylitov, svorov, rúl, vulkanitov, muskovitu, biotitu, chloritu, ťažkých minerálov (zirkón, turmalín, pyrit), fosílí a matrixu.

Z ílovcov z lokality Boriny nad tunelom bol získaný bohatý a druhovo pestrý vápňitý nanoplanktón s dominantne zastúpenými *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI. Prítomnosť *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) WISE, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER a *R. ornata* MÜLLER datuje zistené spoločenstvo do mladšieho kišcelu (NP 24).



Obr. 3.4-11. Litofácia s miernou prevahou ílovcov ($I/P = 2,5$): pieskovce 0,02 – 0,6 m, ílovce 0,5 – 1 m, karbonátový zlepenec 0,3 m. Vrchná pieskovcovo-ílovcová litofácia [Handlová-Rázsocha (Remat)].

Obr. 3.4-12. Jemnozrnné pieskovce (0,2 m), v spodnej tretine homogénne, vyššie vodorovne a šikmo laminované, s prechodom do konvolutného zvrstvenia. Vrchná pieskovcovo-ílovcová litofácia [Handlová-Rázsocha (Remat)].

67a karbonátové zlepence

Karbonátové zlepence tvoria intraformačné polohy v hemipelagických sedimentoch s. od Handlovej (Hraničný potok, Nad Morovnom) a jv. a sv. od Ráztočna (Handlovka, Kotrová). Ich výskyt v tejto oblasti viedol Grossa (in Šimon et al., 1994, 1997a, b) k vymedzeniu terchovských vrstiev. Zastúpenie zlepencov však podľa našich pozorovaní nedosahuje úroveň oprávňujúcu takéto riešenie, preto sme od vymedzenia terchovských vrstiev upustili a kartograficky znázorňujeme výskyt jednotlivých zlepencových telies.

Zlepence dosahujú najväčšiu hrúbku na sútoku Hraničného potoka s Handlovkou (5 – 10 m), inde maximálne 2 m. Sú hrubolavicovité, nerovnoploché, svetlosivohnedé, drobnozrnné, karbonátové, so zriedkavými obliakmi bieleho žilného kremeňa, majú dotykovú podpornú štruktúru. Klasy dosahujú veľkosť maximálne 40 mm (kremeň 10 mm), opracovanie je 1 – 4° (kremeň je prevažne zaoblený, karbonáty polozaohlené až poloostrohranné). Zlepence sú často brekciovité.

67b hrubozrnné polymiktné zlepence

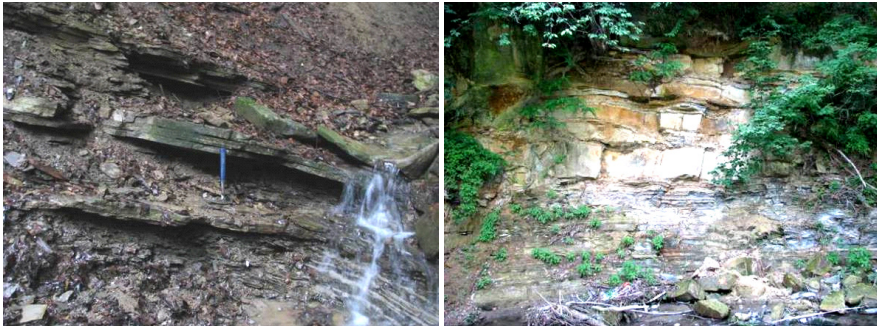
Juhovýchodne od Ráztočna (Pod hájom) sa vyskytujú dve intraformačné šošovky hrubolavicovitých hrubozrnných polymiktných zlepencov s podpornou štruktúrou základnej hmoty, s obliakmi karbonátov, žilného kremeňa a kremených pieskovcov s veľkosťou do 350 mm (opracovanie okolo 3. stupňa). Vo

vrchnej časti vrstvy sú obliaky rozptýlené v drobnozlepenčovej základnej hmote a zlepenec postupne prechádza do pieskovca. Základná hmota je zložená z monokryštalického kremeňa (35 %), polykryštalického kremeňa (16 %), kalcitového cementu (16 %), plagioklasov, draselných živcov, silicitov, karbonátov, svorov, rúl, muskovitu, glaukonitu, biotitu, pyritu a fosílnych zvyškov.

Paleogénny sedimentačný cyklus v Handlovskej kotline uzavierajú sedimenty fázy klesajúcej hladiny. Počiatok fázy predstavuje zmiešaná pieskovcovo-ílovcová litofácia s hrubými lavicami stredno- až hrubozrnných pieskovcov, ktorá postupným pribúdaním hrubopiesčitej a drobnozlepenčovej zložky prechádza do sedimentov regresnej delty (chrenovecké vrstvy). K sedimentom regresnej fázy iste patrí aj časť ílovцovej litofácie. Na kartografické vyjadrenie tejto skutočnosti sa zatiaľ nepodarilo nájsť dostatočne preukazné argumenty. Na základe rozmiestnenia jednotlivých litofácií a ich pozičných vzťahov je možné predpokladať, že k sedimentom regresnej fázy patrí ílovcová litofácia na jv. a v. okraji Handlovskej kotliny v priestore Handlová – Morovno – Lipník.

63 pieskovcovo-ílovcová litofácia s lavicami hrubozrnných pieskovcov, šošovky drobnozrnných polymiktných zlepenecov (*kišcel*) (kežmarské vrstvy)

Prechodná litofácia obsahujúca lavice stredno- až hrubozrnných pieskovcov je jednak signálnym produktom regresnej fázy, jednak predstavuje distálnu fáciu „chrenoveckej delty“. Pomer pelitickej a psamitickej zložky je značne variabilný, na väčšine lokalít prevažujú ílovce ($I / P = 2 - 20$, $\varnothing 6$; obr. 3.4-13), vyskytujú sa však aj úseky s prevahou pieskovcov (obr. 3.4-14). Litofácia sa vyskytuje sv.



Obr. 3.4-13. Tenkorytmický vývoj s miernou prevahou ílovcov. Ílovce sú laminované, vápnité, siltovité, pieskovce doskovité, jemnozrnné, vodorovne laminované. Litofácia s lavicami hrubozrnných pieskovcov (Handlová-Stráž).

Obr. 3.4-14. V spodnej časti sú ílovce (3 m), nad nimi úsek s prevahou pieskovcov (4 m). Pieskovcovo-ílovcová litofácia s lavicami hrubozrnných pieskovcov (Ráztočno-Handlovka).

sv. a s. od Handlovej (Nad Morovnom, Hraničný potok, Od Morovna, Boriny nad tunelom, Od Ráztočna, Letné úbočie, Panské pole), v. od Morovna (Na Hudcovom), j. a jz. od Ráztočna (Breziny od Ráztočna, Diel, Hôrky), j. a jz. od Jalovca (Hrby, Lány), jv. od Brusna (Handlovka), s. a sv. od Chrenovca (Stráž, Pod Skalkou, Od Hrabovca), sv. od Lipníka (Pri Strhanci, Ploštiny) a v. od Brezian (Breziansky potok).

Ílovce sú laminované, rovnoploché, hnedej a tmavosivej farby, siltovité, vápnité, s čiernymi a okrovými povlakmi. Zväzky ich lamín dosahujú hrúbku 0,01 až 3 m (\varnothing 0,4 m). Siltovce sú tmavosivé a hnedé, vodorovne laminované, obsahujú veľké množstvo uhoľnej drvinou a drobnej sludy. Tvoria tenké vrstvy a šošovky s hrúbkou 0,005 – 0,1 m.

Pieskovce patria k 2 typom. Prvý typ predstavujú pieskovce doskovité, rovnoploché, sivé, jemnozrnné, sľudnaté, s uhoľnou drvinou. Spodná časť vrstiev je homogénna alebo gradačne zvrstvená, vyššia časť vodorovne aj šikmo laminovaná. Prúdové stopy poukazujú na transportné smery JZ – SV až Z – V a SSV až JJZ. Z petrografického hľadiska ide o vápnité subarkózy. Tento typ štruktúrno-textúrnymi znakmi a petrografickým charakterom zodpovedá pieskovcom ílovcovej a vrchnej pieskovcovo-ílovcovej litofácie.

Pieskovce 2. typu sú doskovité až hrubolavicovité, nerovnoploché, hrubo- a strednozrnné, sivej, po navetraní hnedej až žltohnedej farby, sľudnaté, s uhoľnou drvinou, pyritovými konkréciami a intraklastami ílovcov. Sú gradačne alebo nepravidelne zvrstvené, vo vrchnej časti vodorovne a šikmo laminované. Na báze vrstiev sa vyskytuje psefitická frakcia (kremeň, kremence), miestami výplne erozívnych kanálov. Sú slabo spevnené, s konkréciami pevných pieskovcov. Z petrografického hľadiska predstavujú subarkózy (obr. 3.4-17), viac alebo menej vápnité. Tento typ zodpovedá pieskovcom chrenoveckých vrstiev.

Psefitická frakcia miestami vytvára nesúvislé šošovky drobnozrnných kremenných až oligomiktných zlepcov s podpornou štruktúrou základnej hmoty.

Z lokality Breziansky potok pochádza druhovo bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu. Zastúpenie druhov *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER a *R. ornata* MÜLLER ho datuje do kišcelu (NP 22/23). Nanoplanktón z tejto lokality Raková (in Šimon et al., 1994) zaradila do ?stredného oligocénu.

62 chrenovecké vrstvy (?eger): stredno- až hrubozrnné pieskovce, drobnozrnné polymiktné zlepenca, sporadicky siltovce a ílovce

Chrenovecké vrstvy sa vyskytujú s. od Handlovej (Nad Morovnom), sz. od Ráztočna (Hôrky), s. od Jalovca (Lány, Hrabovské lány), sv. až sz. od Chrenovca (Pod Skalkou, Od Hrabovca), z. od Brusna (Handlovka), sv. od Lipníka (Pri Strhanci, Lipníček), s., j. a z. od Malej Čausy (Priepasti, Kňazovo, Dolné pole, Veľké pole, Na Kráľovej) a jv. od Brezian (Kanie pysky).

Pieskovce sú doskovité až hrubolavicovité (0,1 – 5 m, Ø 1 m), svetlosivé, po navetraní hnedé až žltohnedé, hrubo- až strednozrnné, na báze zlepenčové, nepravidelne zvrstvené, vo vrchnej časti vodorovne a šikmo laminované. Sú sľudnaté, obsahujú vtrúsenú pšefitickú frakciu veľkosti do 20 mm a závalky ílovcov (do 100 mm). Na bázach vrstiev sú časté výplne erozívnych kanálov. V spodnej časti jednotlivých cyklov sú slabo spevnené, vrchné časti tvoria pevnejšie cementované lavice (dôsledok kontaktu s meteorickou vodou vo fáze vynorenia). Charakteristickým znakom je prítomnosť pieskovcových a parazlepenčových konkrécií guľovitého aj nepravidelného tvaru s priemerom až 1,5 m (obr. 3.4-15, 3.4-16) a bochníkovité zvetrávanie pevnejších vrstiev. Na povrchu sa vytvára tmavohnedá kôra zvetrávania. Často sa rozpadajú na žltosivý stredno- až hrubozrnný piesok s obliakmi kremeňa. Z petrografického hľadiska zodpovedajú vápnitým subarkózam (obr. 3.4-17). Pozostávajú z monokryštalického (19 – 39 %) a polykryštalického (14 – 39 %) kremeňa, kalcitového cementu (11 – 20 %), prítomné sú silicity, plagioklas, draselné živce (aj mikrokrlín), karbonáty, metamorfity (ruly, svory, fylity), pieskovce, bridlice, vulkanity (aj bázické), biotit, muskovit, chlorit, glaukonit, matrix (drobné agregáty kremeňa a ílové minerály), fosílie a ťažké minerály (zirkón, turmalín, granát a pyrit). Živce sú postihnuté diagenetickými premenami.



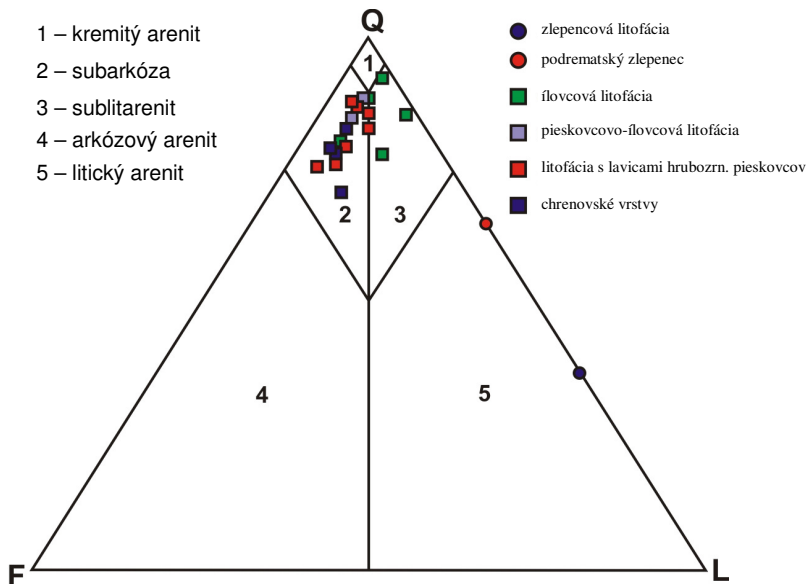
Obr. 3.4-15. Zabáranie pieskovcovej vrstvy do laminovaných siltovcov vrchnej časti podložného cyklu. V podložnej vrstve rozpadnutá pieskovcová konkrécia. Chrenovecké vrstvy (Ráztočno-Hôrky).

Obr. 3.4-16. Guľovité konkrécie zvetrávajúce zo slabo spevnených pieskovcov: pieskovcová (vľavo), pieskovcovo-parazlepenčová (vpravo). Chrenovecké vrstvy (Jalovec-Lány).

Zlepenca sa vyskytujú na báze cyklov alebo tvoria nepravidelné šošovky s hrúbkou 0,3 – 1 m. Sú drobné- až strednozrnné, polymiktné, s podpornou štruktúrou základnej hmoty (parazlepenca). Klastickú zložku tvorí ostrohranný až dobre zaoblený kremeň, metamorfity, kremence, karbonáty (čierne vápence) s veľkosťou do 60 mm a závalky ílovcov (do 100 mm).

Siltovce tvoria ploché šošovky vo vrchnej časti cyklov. Dosahujú hrúbku 0,04 – 0,1 m. Sú hnedé, vodorovne laminované. Ílovce sa vyskytujú veľmi zriedkavo vo forme tenkých plochých šošoviek (s hrúbkou do 0,03 m). Sú hnedé, šikmo laminované, siltovité.

Z ílovcov pochádzajú nálezy nanoplanktónu a palynoflóry, datujúce chrenovecké vrstvy do stredného oligocénu až staršieho miocénu (Raková a Snopková in Šimon et al., 1994).



Obr. 3.4-17. QFL-diagram piesk. z paleogénnych sedimentov Handlovskej kotliny.

Chrenovecké vrstvy označil Gross za produkt nového sedimentačného cyklu egerského veku po íhate na rozhraní kišcelu/egeru, čo dokumentuje v oblasti kopca Remeta, kde pieskovcové súvrstvie leží priamo na triasových dolomitoch (Gross in Šimon et al., 1997b, str. 75). Podľa našich poznatkov túto interpretáciu sponchýbňuje okolnosť, že sedimentácia chrenoveckého typu sa začala jednotlivými pieskovcovými vrstvami už počas prevažne pelitickej hemipelagickej sedimentácie a musí byť s ňou aspoň čiastočne súveká (pozri pieskovo-ílovcovú litofáciu s lavicami hrubozrných piesk. (Gross in Šimon et al., 1997b, str. 75)). Pokiaľ ide o okolie kopca Remeta, na tejto lokalite je kontakt dolomitov s paleogénnymi sedimentmi tektonický, prebieha pozdĺž zlomových línií smeru JZ – SV, pričom dolomity tvoria hrast' medzi poklesnutými blokmi s paleogénnou výplňou. Podľa našej interpretácie chrenovecké vrstvy tvoria vejár regresnej delty, ktorá zakončuje jednotný paleogénny sedimentačný cyklus v Handlovskej kotline.

64a karbonátové brekcie a zlepenec

Severovýchodne od Handlovej (lok. Od Ráztočna) sa v chrenoveckých vrstvách vyskytujú doskovité (0,15 – 0,2 m) drobnozrné karbonátové brekcie s pod-

pornou štruktúrou základnej hmoty. Úlomky dosahujú veľkosť do 30 mm, tmavé dolomity výrazne prevažujú nad svetlosivými vápencami. Ojedinele sa zistil aj výskyt lavicovitého (0,3 m) jemnozrnného tmavosivého karbonátového zlepenca.

64b polymiktné zlepenca

Polymiktné zlepenca sa v chrenoveckých vrstvách vyskytujú sv. od Handlovej (Stráň, Letné úbočie, Remata, Od Ráztočna) a s. od Jalovca (Lány).

Zlepenca majú variabilnú zrnitosť (drobnozrnné až balvanovité), sú polymiktné, s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Klastický materiál tvorí polozaoberý až dokonale zaoberý žilný kremeň, kremence, kremenné pieskovce, kryštalinikum (metamorfity aj granitoidy), dolomity, brekcie a zlepenca s veľkosťou 10 mm až 2 m. Medzi obliakmi sa v lokalite Od Ráztočna zistil aj piesčité organogénny vápenec s veľkosťou 200 mm. Z neho určil E. Köhler (písomné oznámenie) spoločenstvo veľkých foraminifer staršieho priabónu (SBZ-19): *Nummulites anomalus* HARPE, *N. budensis* HANTKEN, *N. garnieri* HARPE, *N. chavannesi* HARPE, *N. incrassatus* HARPE, *N. orbigny* (GALEOTTI), *N. pulchellus* HARPE, *N. semicostatus* (KAUFMANN), *N. striatus* (BRUGUIERE), *Operculina alpina* DOUVILLÉ, *Discocyclusina pratti* (MICHELIN), *D. tenella* GÜMBEL a *Asterocyclina* sp. spolu s koralinými riasami, cyklostomátnymi machovkami, koralmi, lastúrnikmi, rúrkami *Ditrupea* sp. a malými foraminiferami (rotalidné formy).

3.5. NEOGÉN

Neogénne horninové súbory z praktických dôvodov členíme v opisoch na dva celky – sedimentárne a vulkanické formácie. Sedimentárne formácie sú opísané v Hornonitrianskej kotline a v Turčianskej kotline osobitne. V legende geologickej mapy sú litologické členy sedimentárnej aj vulkanickej neogénnej formácie zaradené spoločne podľa chronostratigrafickej postupnosti.

3.5.1. Sedimentárne formácie

Miocén

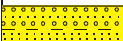
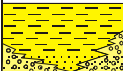
Hornonitrianska kotlina

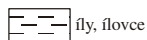
Egenburg

60 čausianske súvrstvie – íly, pieskovce a zlepenca

Čausianske súvrstvie reprezentuje najstaršie neogénne sedimenty (obr. 3.5.1-1) v tejto oblasti. Názov súvrstvia do literatúry zaviedol Gašparik (in Steininger, 1985). Sedimenty čausianskeho súvrstvia vystupujú na povrch pri obciach Malá Čausa a Veľká Čausa. Tu ležia v nadloží sedimentov paleogénu, kde sa uložili po

dlhodobom hiáte. Nám sa ich pri podrobnom terénnom výskume nepodarilo identifikovať v takom rozsahu, ako boli prezentované na mape Šimona et al. (1997a).

K E N O Z O I K U M				VEK			Hornonitrianska kotlina			Turčianska kotlina			
				ERA PERIÓDA EPOCHA	STUPEŇ	PODSTUPEŇ	Litol. zloženie	Litostratigrafia	Hrúbka m	Litol. zloženie	Litostratigrafia	Hrúbka m	
K V A R T É R				PLEISTOCÉN									
				PLIOCÉN									
N E O G É N					Pont			lelovské súvrstvie piesky, štrky, sporadicky, íly	do 60				
					Panón								
M I O C É N					Sarmat								
Egenburg								Čausianske súvrstvie íly, pieskovce, zlepenec kľáčnianske zlepenec	do 10 - 15 do 10 - 15				



íly, ílovice



piesky, pieskovce



štrky, zlepenec



sladkovodné vápence

Obr. 3.5.1-1. Litostratigrafická tabuľka neogénu Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny (A. Nagy a I. Baráth, 2014).

Na cintoríne v Malej Čause sme našli množstvo úlomkov morskej fauny (*Ostrea* a iné *Mollusca*), čo nám poskytuje možnosť uvažovať o fácii usadenej v morskom prostredí. Na tejto lokalite ju reprezentujú drobnozrnné piesky zvetrávajúce do žltá. Podľa starších vrtných prác ide o pobrežné vrstvy v piesčitom vývoji ležiace v nadloží brakických lagunárnych vrstiev. Ide o žlté a sivožlté jemnozrnné piesky a dobre vytriedené a opracované štrkopiesky až zlepenec s lavicami pevného pieskovca s lumachelami. Prítomné sú aj sivozelené piesčité vápnité íly. Sedimenty obsahujú bohatú morskú makro- aj mikrofaunu. Čechovič (1959) predpokladá, že ide o morské plážové sublitorálne sedimenty s hĺbkou vzniku 5 – 20 m a salinitou 33 – 35 ‰. Celková hrúbka sedimentov je 5 – 15 m.

Iné výskyty egenburgu na povrchu, ktoré boli zaznačené na mape 1 : 50 000 (Šimon et al., 1997a), sa nám nepodarilo doložiť. Ani územie na j. okraji obce Veľká Čausa nemá také rozmery, ako sú na citovanej mape. Kvôli odstráneniu lesa vznikla erózia a boli odkryté vulkanosedimentárne horniny, podrobnejšie opísané pri neovulkanitoch. Na týchto ílovitých sedimentoch je situovaný aj veľkoplošný zosuv, sanovaný vrtmi (napr. Otepka et al., 1985).

Najväčšiu masu sedimentov egenburgu predstavujú vápnité prachovce (šlír). Sú v nadloží brakických a pobrežných sedimentov egenburgu alebo priamo v nadloží paleogénnych sedimentov. Ich vekom sa naposledy zaoberala Zlinská (in Kohút et al., 2013). Súvrstvie vznikalo v morskom prostredí (Elečko a Vass – eds., 1998), ktoré malo obmedzené spojenie s otvoreným morom. Znížená cirkulácia vody mala za následok vznik redukčného prostredia na kontakte voda/sediment.

61 Kľačniansky zlepenec – zlepenec

Názov do literatúry zaviedol Gašparik (in Steininger, 1985). Kľačniansky zlepenec predstavuje bazálnu, resp. okrajovú fáciu čausianskeho súvrstvia. Na zmapovanom území vystupuje na povrch iba v umelom odkryve na jz. okraji obce Kľačno v areáli bývalého JRD, hneď vpravo za budovou vrátnice (obr. 3.5.1-2a). Leží v transgresívnej a diskordantnej pozícii na zvrásnenom mezozoickom podloží.

Sedimenty sú tu zložené z drobnozrnných, dokonale opracovaných obliakov karbonátov pochádzajúcich z bezprostredného okolitého mezozoického podložia. Najčastejšie dosahujú priemer do 1,5 cm, ojedinele sa vyskytujú aj do priemeru 3 cm (obr. 3.5.1-2b). Matrix je karbonátový.

Nálezy hrubostennej fauny mäkkýšov *Pecten hornensis* DEP. ROM., *Chlamys scabrella scabrella* (LAM.) a. i. sú typické pre egenburg (Vaňová, 1959; Čtyroký, 1959).

Hrúbka kľačnianskych zlepenčov v oblasti ich výskytu na zmapovanom území dosahuje rádovo prvé metre, keďže ide v podstate o denudačný zvyšok.



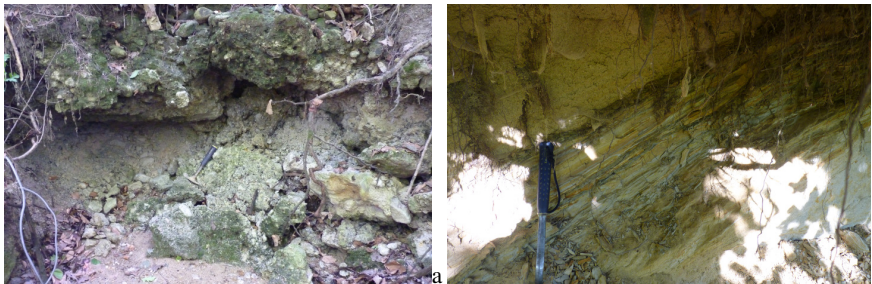
Obr. 3.5.1-2. Kľačno: a) umelý východ kľačianskych zlepenčov v areáli bývalého JRD; b) kľačiansky zlepenec, detail (foto A. Nagy).

Pont

35 lelovské súvrstvie – štrky a piesky

Sedimenty lelovskeho súvrstvia predstavujú najmladší člen neogénnej výplne Hornonitrianskej kotliny, ktorý leží diskordantne na rôznych súvrstviach. Názov lelovská formácia použil prvýkrát Gašparik (1957) v nepublikovanej správe a následne v publikovanej správe Slávik (1959).

V tejto oblasti ležia sedimenty lelovskeho súvrstvia diskordantne v nadloží predterciérnych hornín. Tvoria ich ílovito-piesčité sedimenty s medzivrstvami štrkov v južnej časti regiónu a štrkovité sedimenty s medzivrstvami hrubozrných pieskov (obr. 3.5.1- 3 a, b).



Obr. 3.5.1-3. Čiastočne spevnené štrkopiesčité sedimenty lelovskeho súvrstvia (a) v prirodzenom odkryve rigola pod cintorínom v Solke (Nitrianske Pravno); b) íly a piesky lelovskeho súvrstvia na lokalite Nedožery-Brezany (Foto A. Nagy).

Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj, zložením zodpovedajúci geologickej stavbe okrajov kotliny, ktoré poskytovali znosový materiál. Generálne ide o prísun materiálu zo severu a severozápadu. Obliačky štrkov s veľkosťou 0,5 – 8 cm, ojedinele do 15 – 20 cm, sa trúsia na povrch vo forme „štrkových rozsypov.“ V tomto región-

ne je lelovské súvrstvie zväčša zakryté kvartérnymi sedimentmi. Na povrch vystupuje v zárezoch potokov a v roklinách od Nitrianskeho Pravna-Solky po južnú časť Pravenca.

Súvrstvie je prakticky faunisticky sterilné. Jeho vekom sa zaoberali Fordinál (1994), Fordinál in Ivanička et al. (1994), Fordinál a Nagy (1996) a Fordinál et al. (1996). Prikláňajú sa k vrchnopanónskemu veku (zóna H). Fordinál (in Elečko a Vass – eds., 1998) zaradil lelovské súvrstvie vo vrte Š1 NB-III (pri Prievidzi) na základe ostrakód a gastropódov do pontu.

Turčianska kotlina

Sarmat – panón

38 budišské súvrstvie – piesky, pieskovce, tuffitické íly a tufity

Sedimenty budišského súvrstvia (obr. 3.5.1-4) sa vyskytujú v južnej oblasti Turčianskej kotliny (Gašparik et al., 1995). Majú charakter výplavového kužeľa (sedimenty planárnych príválov, resp. divočiacej rieky). Hlavnou horninovou zložkou sú rozplavené granitoidné delúviá transportované na krátku vzdialenosť.



Obr. 3.5.1-4. a) Spevnené arkózové pieskovce budišského súvrstvia, Rudno; b) nespevnené sedimenty s kusmi triasových kremencov a granitov Žiaru, Budiš, obecný úrad (foto A. Nagy); c) detail opálových úlomkov vyzbieraných na poli na d. b. 151BA (foto L. Martinský).

Vyskytujú sa najmä v okolí obcí Budiš a Rudno. Tvoria ich arkózové svetlosivé piesky až pieskovce, zložené z neopracovaných úlomkov zvetraných granitoidov pohoria Žiar. Dosahujú najčastejšie veľkosť 3 – 4 mm. Spolu s nimi je tu aj množstvo klastického muskovitu, tmel je ílovito-kaolinický, s premenlivým obsahom piesčitej prímеси.

V obci Rudno pri volejbalovom ihrisku sú lokálne spevnené do tenkolavicitých hrubozrnných pieskovcov (obr. 3.5.1-4a). Rovnaké sedimenty, ale už iba v úlomkoch (Ø až do 20 cm), sme našli aj v okolí cintorína na severnom okraji Rudna. Pod ním je starý lom, v súčasnosti zavezený odpadom. Podľa sedimentov nájdených v okolí ide o rovnaký výskyt ako v Rudne pri volejbalovom ihrisku. Tu sú však rovnako spevnené arkózové pieskovce železité a sfarbené do červena. Navyše, na d. b. 151BA, vzdialenom asi 250 m sz., sme našli po hlbokej orbe na poli vyorané železité opály, miestami s drevitou štruktúrou (obr. 3.5.1-4c). Evidentne ide o hydrotermálne prejavy sprevádzajúce tektonické pohyby výzdvihu pohoria Žiar. Prenikli cez už usadené horniny budišského súvrstvia s vulkanickou prímесou, ktoré sa obohatili o kremitú prímес a spôsobili ich lokálne spevnenie.

Pri obecnom úrade v obci Budiš sa nachádza odkryv (obr. 3.5.1-4b), v ktorom sa v slabo spevnených sedimentoch vyskytujú aj neopracované, resp. slabo opracované kusy (do 20 – 30 cm) granitoidov Žiaru a hornín jeho obalu (triasové kremence).

Západne od obce Dubové sme identifikovali podobné drobnozrnné sľudnaté piesky ako v pieskovni severne od Budiša (Háj), aj keď s výraznejšie okrovým



Obr. 3.5.1-5. Pieskovňa Háj s. od obce Budiš – jemnozrnné sľudnaté piesky, hrubozrnné piesky s kaolinizovanými živcami a tufitické íly distálnej časti budišského súvrstvia (foto A. Nagy).

sfarbením. Piesky z pieskovne (obr. 3.5.1-5) obsahujú, na rozdiel od nich, vulkanickú prímes a tenké preplásky tufitických ílov, tufitov a hrubozrnnejších pieskov s kaolinizovanými zrnami živcov. Domnievame sa, že ide o distálnejšie časti sedimentov usadené v hlbokovodnom jazernom prostredí.

V prípade výskytu budišského súvrstvia sa v oblasti Budiša a Rudna stotožňujeme s názorom Rakúsa a Hóka (2002) a zahŕňame doň len produkty erózie pohoria Žiar pochádzajúce z kryštalinika a obalového mezozoika.

V povrchových odkryvoch sa doteraz nezistil paleontologický materiál poskytujúci dôkaz o vekovom zaradení. Prítomnosť vulkanického materiálu ale napovedá, že súvrstvie by malo byť súčasné, resp. mladšie ako turčeská formácia sarmatského veku, t. j. malo by mať vek sarmat – panón. Budišské súvrstvie sa okrem toho nachádza v podloží sedimentov pravnianskych vrstiev panónsko-pontského veku (vrt GT-10). Potvrdili sme to ich novým povrchovým nálezom západne od Budiša smerom do Jasenova. Súvrstvia podľa vrtu GT-10 (Gašparik et al., 1991) dosahuje v regióne hrúbku asi 70 m. Nezrelosť sedimentov potvrdzuje silnú subsidenciu, ako aj rýchly výzdvih pohoria Žiar.

37 abramovské súvrstvie – štrky, štrkopiesky, piesky, pieskovce a tufitické íly

Gašparik et al. (1995) ich opísali ako hrubé klastiká – drobno- až hrubozrnny zlepenec, miestami sú balvanovité, zle opracované.



Obr. 3.5.1-6. Abramová-Kolísky: a) karbonátové klastické sedimenty abramovských vrstiev; b) kontakt klastických sedimentov s nadložnými jemnozrnými tufitickými ílmi (foto A. Nagy).

Na povrch vystupujú v širšom okolí obcí Abramová (pieskovňa Kolísky), Ondrašová a Moškovec. V úlomkoch sa nachádzajú na poliach v uvedených obciach cez Turčiansky Ďur až po Kláštor pod Znievom.

Hlavným horninovým typom sú štrkozlepence – štrkopiesky výhradne s karbonatickým zložením (prevažne z triasu hronika). Materiál je zložený predovšetkým z klastov dolomitov, prípadne dolomitických vápencov hronika. Opracovanie a vytriedenie materiálu je nedostatočné a prevládajú subangulárne litoklasty (obr. 3.5.1-6, 7). Tmel je karbonatický, ílovito-piesčitý až ílovitý, usporiadanie úlomkov prevažne chaotické, miestami sú polohy „pebbly mudstone“, zriedka sú vyvinuté veľké korytové zvrstvenia. Vrstvovitosť je nevýrazná. Vnútorne usporiadanie je väčšinou chaotické, niekedy však pozorujeme normálnu, ale aj opačnú gradáciu. Imbrikácia obliakov je nejasná. Ide o sedimenty hustých gravitačných tokov (*debris flow*) usadené vo forme výplavových kužeľov.



Obr. 3.5.1-7. Ondrašová: a) celkový pohľad na lom; b) detail karbonátových klastiek abramovského súvrstvia (foto A. Nagy).

Rovnako ako sedimenty budišského súvrstvia, smerom do panvy prechádzajú do jemnozrnných jazerných sedimentov (tufit, prachovec, jemnozrnný pieskovec) s príznakmi usadzovania zo zvrátených suspenzií (Hók et al., 1998). V ich nadloží na lokalite Kolísky je usadená hrubá vrstva jemnozrnných tufitických ílovcov (obr. 3.5.1-6b).

Tufitické ílovce majú svetlé farby, béžové, svetlohnedé alebo svetlosivé odtiene. V zmysle Kováča et al. (2011) ich považujeme za súčasť abramovských vrstiev. Ich prítomnosť umožňuje, tak ako pri budišskom súvrství, prisúdiť im

rovnaký, sarmatsko-panónsky vek. Aj abramovské súvrstvie, rovnako ako budišské súvrstvie, sa prstovito prelína s panvovými sedimentmi sarmatsko-panónskeho veku martinského súvrstvia.

Pri samote Trhanová sme identifikovali hrubodetritické sedimenty „prilepené“ na karbonatických sedimentoch hronika. Ide o zlepenec, zložené výlučne z materiálu podložných mezozoických karbonátov. Veľmi dobre opracované obliaky majú priemer do 2 – 4 cm. Tmel je karbonatický. Našli sme aj jeden solitárne sa vyskytujúci, dokonale opracovaný obliak kremeňa (Ø 3 cm). Ide o lokálny výskyt (asi 50 x 10 m) situovaný pri tektonickom zlome. Aj podľa geologickej mapy Vettera (1909) ich zaraďujeme k abramovskému súvrstviu.

Z tufitických ílovcov bola určená aj hojná makroflóra (Sitár in Kováčová-Slamková et al., 1999). Teplomilnejší charakter flóry síce poukazuje na vrchný bádén až sarmat, ale výsledky nie sú v rozpore s vekom výplne, ktorá je sarmatsko-panónskeho veku. Na základe ostrakód (napr. Pipík, 2001; Pipík et al., 2006, 2007) možno konštatovať, že asociácie sú zhodné s asociáciami z martinských vrstiev s. s., t. j. neskorý sarmat – panón.

Hrúbka súvrstvia je stanoviteľná obťažne. Pri západnom okraji ju môžeme odhadovať do 500 m, smerom do kotliny rapídne klesá na zhruba 50 m a menej (Rakús a Hók, 2002).

Panón – pont

Pravnianske vrstvy

36a íly a piesky

36b sladkovodné vápence

Sedimenty vystupujúce na povrch medzi s. okrajom Rudna a j. okrajom obce Slovenské Pravno Gašparik et al. (1995) pomenovali *pravnianske vrstvy*.

V pôvodnej definícii (lokalita Hliny pri Slovenskom Pravne, zárez poľnej cesty 200 m jz. od školy, v súčasnosti neexistujúci) boli opísané svetlosivé, niekedy modrasté a zelenkavé, jemne piesčité (silty) vápnité íly s akumuláciami rastlinnej drviny, ale hlavne schránok sladkovodných ulitníkov (Gašparik, l. c.).

Rovnaké sedimenty, ale bez paleontologického materiálu, sme našli vo výkoppe na silážnu jamu v areáli bývalého JRD pri obci Liešno (d. b. 171BA).

Smerom na juh (Lúcky mlyn, 150 m s. od kóty 484,5) medzi Slovenským Pravnom a Rudnom sa do ílov vkladajú lavice (20 – 30 cm) bėžových, väčšinou pevných a masívnych sladkovodných vápencov s faunou suchozemských a sladkovodných gastropódov rodov *Strobilops*, *Carichium*, *Succinea*, *Planorbis*, *Limnea* atď. (Gašparik et al., 1995). Na lokalite Lúcky mlyn však sladkovodné vápence tvoria až 10 m hrubú masu (d. b. 166BA), v ktorej bol v minulosti založený lom na miestne dobývanie stavebného kameňa (obr. 3.5.1-8).



Obr. 3.5.1-8. Lúčky mlyn: a) celkový pohľad, vzadu (šípka) je východ karbonátov mezozoika; b) bývalá dobývacía stena s blokmi sladkovodných vápencov (foto A. Nagy); c) detail sladkovodných vápencov (foto L. Martinský).

Už Rakús a Hók (2002) považujú odlíšenie pravnianskyh vrstiev od martinského (a kaľamenovského súvrstvia ako vývoja martinského súvrstvia v j. časti Turčianskej kotliny) za problematické. Preto sa prikláňame k názvu *pravnianske vrstvy*. Už aj preto, lebo kvôli výskytu sladkovodných vápencov viazaných na

tektonické kontakty mezozoického podložja sú rovnako súveké ako výskyt **hlavinských vrstiev** kopírujúcich najmladšie tektonické pohyby v Západných Karpatoch s.-j. smeru pri okrajoch jadrových pohorí – Tribeča, Považského Inovca a Malých Karpát (Fordinál a Nagy, 1996, 1997; Fordinál et al., 1996; Fordinál et al., 2001; Ivanička et al., 1998; Pristaš et al., 2000; Vass, 2002; Maglay et al., 2011; Polák et al., 2012).

Stratigrafické rozpätie na základe fauny a porovnania paleontologického materiálu s hlavinskými vrstvami umožňuje zaradiť tieto vrstvy do vrchného panónu – pontu.

Vrstvy dosahujú hrúbku okolo 60 – 70 m (údaj z vrtu GT-10; Gašparik et al., 1995).

Pont – pliocén

34 diviacke súvrstvie – štrky a arkózové piesky

V okolí obce Dubové sa podľa terénneho výskumu prikláňame k zaradeniu arkózových hrubozrnných pieskov k pontsko-pliocénnemu veku. Zodpovedá to obdobiu uloženia sedimentov diviackych vrstiev (Buday, 1962), a to nielen výškovou pozíciou, ale aj nespevneným charakterom, vekovo zodpovedajúcim najmladšiemu sedimentárnemu cyklu vo forme splachov zvetraninového plášťa granitoidov na krátku vzdialenosť (obr. 3.5.1-9).



Obr. 3.5.1-9. Arkózové piesky na lokalite Dubové, zložené výlučne z granitoidného materiálu (foto A. Nagy).

Stratigrafické zaradenie je diskutabilné. Priame paleontologické datovania chýbajú. Zastávame však názor, že táto časť okrajových sedimentov pohoria by mala prináležať k pontu až vrchnému pliocénu, pričom nie je vylúčené, že najvrchnejšie časti majú až pleistocénny vek. Hrúbka na okrajoch pohoria podľa terénnych prác nepresahuje 40 – 60 m.

3.5.2. Vulkanické formácie (báden – sarmat)

Spodný báden

Kordické súvrstvie

Súvrstvie reprezentujú tufitické ílovce, siltovce a pieskovce, redeponované tufy, epiklastické vulkanické pieskovce a vložky uhoľných ílov s polohami štrkov tvorených nevulkanickým materiálom (Šimon et al., 1994). Vek súvrstvia je na základe biostratigrafických údajov a rádiometrického datovania spodný báden (Konečný et al., 1983). Kordické súvrstvie spolu s kamenským súvrstvím, svojím stratigrafickým ekvivalentom, predstavuje najstaršie neogénne vulkanogénne horninové súbory na území regiónu Žiar (obr. 3.5.2-1).

59 tufitické ílovce, siltovce a pieskovce s vložkami redeponovaných tufov a uhlia

Horniny vystupujú na povrch vo vrchnej časti súvrstvia v hrúbke do 50 m. Vyznačujú sa prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Materiál tvoria v podstatnej miere kremeň, kremence, ruly, granity a ojedinele karbonáty. Prítomné sú však aj obliaky andezitov. Vrstvy vystupujú na povrch len ojedinele medzi telesami zosuvov jz. od Handlovej.

58 tufitické ílovce, siltovce a pieskovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom

Horniny vystupujú na povrch v hrúbke 30 až 50 m. Vyznačujú sa prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Materiál epiklastických vulkanických hornín reprezentujú amfibolicko-pyroxenické andezity s ojedinelým granátom. Nevulkanický materiál tvorí kremeň, kremence, kremité ruly, granity a karbonáty.

Komplex andezitov s granátom

Komplex budujú extruzívne telesá a ich extruzívne brekcie (Šimon et al., 1994). Extruzívne telesá dosahujú rozmery niekoľko 100 m. Plošne rozsiahle telesá majú charakter krátkych lávových prúdov veľkej hrúbky. Extrúzie aj prúdy

buduje masívny andezit s blokovou odlučnosťou. V okrajových častiach andezity postupne prechádzajú do hnedastých extruzívnych brekcií s angulárnymi fragmentmi celistvého až mierne vezikulárneho andezitu v zoxidovanom podrvenom matrixe.

Stratigrafia		Litologické zloženie	Horninová charakteristika	Hrúbka
SARMAT	spodný		Vtáčnická a rematská formácia 39 lávové prúdy pyroxenických andezitov 40 pyroklastické prúdy 41 prievidská vulkanoklastická asociácia 42 epiklastické vulkanické horniny	0 – 300 m
	vrchný		Formácia Kľackej doliny 43 gríšeke extrúzie andezitov 44 freatopyroklastiká Kňazovho kopca Lehotské súvrstvie 45 štrky, piesky, íly Plešinská formácia 46 extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov Košské súvrstvie 47 íly, vapnité íly, tufitické íly Handlovské súvrstvie 48 uhlie, íly, fľovce, tufitické fľovce	0 – 300 m 0 – 100 m 0 – 100 m 0 – 100 m 0 – 50 m
BÁDEN	stredný		Zlatostudnianska formácia 49 intrúzia dioritového porfyru 50 dajka pyroxenického andezitu 51 subakválne lávové prúdy a extrúzie 52 epiklastické vulkanické brekcie Komplex andezitov s granátom 56 extrúzie andezitov s granátom 57 extrúzie andezitov	0 – 200 m 0 – 100 m
	spodný		Kamenské a kordické súvrstvie 53 epiklastiká s tufmi 54 epiklastiká s redeponovanými pyroklastikami 55 vulkanoklastiká s vločkami uhľia 58 tufitické fľovce, siltovece a pieskovce s polohami štrkov s nevulkan. materiálom 59 tufitické fľovce, siltovece a pieskovce s polohami štrkov a s vločkami redeponovaných tufov a uhľia	0 – 300 m

Obr. 3.5.2-1. Litostratigrafická tabuľka bádensko-sarmatských vulkanitov a sedimentov (L. Šimon, 2014).

57 extruzívne dómy pyroxenicko-amfibolických andezitov

Extruzívne dómy tvorí hruboporfyrický andezit. Andezit má výrastlice plagioklasu, amfibolu a pyroxénu. Základná hmota obsahuje drobný plagioklas, pyroxén, magnetit, draselný živec a kremeň. V telesách môžeme pozorovať autometamorfnú hematitizáciu. V andezitoch nie je prítomný granát, ojedinele pozorujeme prítomnosť augitu.

56 extruzívne dómy pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom

Andezity tohto typu sú stredno- až hruboporfyrické, tvorené výrastlicami plagioklasu, amfibolu, pyroxénu a ojedinelého granátu. Základnú hmotu tvorí drobný plagioklas, pyroxén, magnetit, draselný živec a kremeň. Charakteristická je veľmi častá intenzívna autometamorfná hematitizácia, s výnimkou okrajových častí telies.

Kamenské súvrstvie

Kamenské súvrstvie je sukcesiou vulkanoklastických, vulkanosedimentárnych a sedimentárnych hornín s autochtónnymi pyroklastikami (Šimon et al., 1994). Súvrstvie sa vyvíjalo už od spodného bádenu vo fluvialnom, limnickom a terestrickom prostredí v syneruptívnom a intereruptívnom geologickom období. Materiál poukazuje na pôvod z bádenských vulkanitov Vtáčnika a tiež na pôvod z deštruovaných bádenských vulkanitov Kremnických a Štiavnických vrchov. Hrúbka súvrstvia je variabilná, maximálne okolo 350 m.

55 epiklastické vulkanické horniny s redeponovanými pyroklastikami a vložkami uhlia

Epiklastiká predstavujú sukcesiu striedajúcich sa polôh epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov, pieskocov, siltocov a ílovcov s redeponovanými tufmi s ojedinelými preplástkami uhlia. Epiklastiká sú zložené z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitov, pemzy a nevulkanického materiálu s veľkosťou 1 – 20 cm. Matrix je piesčito-ílovitý. Horniny fragmentov reprezentujú granatické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, pyroxenické andezity, andezitové porfýry, kremence, granity a vápence. Uhlie je prítomné vo forme vložiek a šošoviek s hrúbkou niekoľko centimetrov.

54 epiklastické vulkanické horniny s redeponovanými pyroklastikami a vložkami tufov

Vulkanoklastiká tvoria polohy striedajúcich sa epiklastík a redeponovaných pyroklastík. Horniny sú zložené zo suboválnych, oválnych a dokonale oválnych fragmentov andezitov a nevulkanického materiálu. Veľkosť fragmentov je od 1 do 30 cm. Vo vrstvách sú prítomné granatické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, pyroxenické andezity, andezitové porfýry, granity, kremence, ruly a vápence. Matrix je piesčitý. Súvrstvie predstavuje prevažne vulkanicko-sedimentárny materiál, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období vo fluvialných podmienkach.

53 epiklastické vulkanické horniny s tufmi

Epiklastiká reprezentujú polohy striedajúcich sa konglomerátov, brekcií, tufov a pieskocov. Horniny sú zložené z angulárnych, subangulárnych a suboválnych fragmentov, pemzy a nevulkanického materiálu. Andezity majú veľkosť od 1 do 25 cm. Polohy sú charakteristické buď podpornou stavbou fragmentov, alebo podpornou stavbou matrixu. Fragmenty sú pórovité, sklovité a celistvé. Pozorujeme sklzové štruktúry, obtekanie fragmentov a krížové zvrstvenie. Vo vrstvách je prítomné gradačné zvrstvenie (normálne a reverzné) a chaotické usporiadanie fragmentov. Matrix je tufovo-piesčitý. Horizont sa vyvinul vo fluviálno-limnickom prostredí a predstavuje vulkanicko-sedimentárny materiál, ktorý sa vyvinul v syneruptívnom období vulkanizmu Vtáčnika.

Zlatostudnianska formácia

Horniny zlatostudnianskej formácie vystupujú na povrchu východne od Handlovej vo forme intruzívneho telesa dioritových porfýrov, lávových prúdov pyroxenických andezitov a vulkanoklastík (Šimon et al., 1994). Lávové prúdy majú charakter subakválneho pôvodu. Vulkanické fácie majú bádenský vek (Konečný et al., 1983).

52 epiklastické vulkanické brekcie

Epiklastiká vznikli premiestnením hyaloklastitových brekcií. Polohy majú hrúbku 30 m. Brekcie sú chaotické, s náznakmi zvrstvenia materiálu a zmien zrnitosti. Tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty andezitov. Veľkosť fragmentov je do 40 cm. Prítomne sú fragmenty v priemernej veľkosti 5 – 10 cm s obsahom do 70 %. Matrix je tufovo-piesčitý, netriedený, hnedastej farby.

51 subakválne lávové prúdy a extrúzie pyroxenického andezitu

Vystupujú v hrúbke až do 200 m východne od Handlovej, tvoriac až 90 % komplexu. Charakteristickým znakom sú postupné prechody medzi andezitmi a andezitovými brekciami hyaloklastitového typu indikujúcimi subakválny vývoj komplexu. Prítomné sú telesá extruzívneho typu a formy, ako aj subhorizontálne uložené prúdy s väčšou hrúbkou. Masívne časti extrúzií a prúdov majú nepravidelne blokovú až doskovitú odlučnosť. Chaotické brekcie sú tvorené angulárnymi až sférickými fragmentmi celistvých až vezikulárnych andezitov tmavej, menej červenkastej alebo svetlej farby. Fragmenty s veľkosťou do 2 m nesú znaky pokračujúcej dezintegrácie so vznikom matrixu pozdĺž siete trhlín. Matrix je svetlá až mierne červenkastá podrvená pórovitá lávová hmota.

50 dajky pyroxenického andezitu

Dajky vystupujú ojedinele jv. od Rematy. Tvorí ich masívny pyroxenický andezit sivej až tmavosivej farby.

49 intrúzia dioritového porfýru

Intrúzia vystupuje jv. od Rematy. Intruzívne teleso je tvorené sivým pyroxenickým dioritovým porfýrom až andezitovým porfýrom. Intrúzia nie je homogénna. Pozorujeme prechody z masívneho porfýru do brekciovitých variet. Pre teleso sú charakteristické autometamorfné premeny.

Vrchný bádén

Handlovské súvrstvie

48 uhlie, íly, ílovce a tufitické ílovce

Súvrstvie v spodnej časti tvoria piesčito-ílovité a tufitické sedimenty s postupným prechodom do tmavých až čiernych ílov a ílovcov s uhoľnými slojmi. Vyvinuté sú dva uhoľné sloje – spodný sloj s hrúbkou 2 – 6 m a horný s hrúbkou 3 – 7 m. Ich vzťah je zložitý. Miestami sa spájajú a ich hrúbka sa zväčšuje, inde sa zmenšuje až do vyklinenia spodného sloja a zväčšovania hrúbky horného sloja. Hrúbka spojených slojov je zväčša 8 – 12 m. Uhlie po uhoľno-petrografickej stránke patrí k hnedouhoľným humitom. Najčastejšie sú prítomné detrity a párikované detrity. Podľa stupňa preuhoľnenia uhlie zodpovedá hnedouhoľnej ortofáze, lokálne aj hemifáze. Kvalita uhlia závisí od stupňa preuhoľnenia a obsahu anorganických prímiesí. Súvrstvie vznikalo v prostredí taxodiových močiarov v období teplej subtropickej a teplej miernej paleoklímy. Vrstvy zriedkavo obsahujú sladkovodnú a suchozemskú faunu a kosti cicavcov. Vek súvrstvia je vrchný bádén (Šimon et al., 1994).

Košské súvrstvie

47 íly, vápnité íly a tufitické íly

V nadloží sedimentov handlovského súvrstvia je vyvinuté hrubé súvrstvie ílov a vápnitých ílov. Poukazujú na vznik v prehlbujúcom sa jazernom prostredí. Ide o monotónne súvrstvie svetlosivých, tmavosivých, zelenosivých až hnedastých ílov s premenlivou vápnitosťou, s kolísavým zastúpením piesčitej prímiesi, miestami diatomitických ílov až diatomitov. Majú črepinovitý rozpad, miestami, hlavne v spodnej časti súvrstvia, sú až laminované. Íly hojne obsahujú drobné zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Miestami, hlavne vo vrchnej časti súvrstvia, sa

lokálne objavujú vložky a šošovky štrčíkov, pieskov a uhoľných vrstvičiek, čo svedčí o splytčení jazera a vzniku rašeliniska. Súvrstvie obsahuje sladkovodnú faunu a flóru s rovnakým zložením ako v prípade handlovského súvrstvia. Hrúbka košského súvrstvia sa zmenšila a v závislosti od tektoniky a erózie sa mení od niekoľko metrov do 300 m.

Plešinská formácia

Plešinská formácia reprezentuje súbor samostatných extruzívnych vulkanických telies. Extruzívne telesá sú rozšírené po celej oblasti pohoria Vtáčnik. Hrúbka telies je do 300 m.

46 extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov

Telesá sú tvorené masívnymi horninami s brekciami (obr. 3.5.2-2, 3.5.2-3). Horniny majú hnedosivú, svetlosivú a sivú farbu. Majú hruboporfyrickú alebo strednoporfyrickú štruktúru s prejavmi slabej autometamorfózy. V telesách má hornina vejárovitú alebo strmú odlučnosť a prítomné sú aj vertikálne zóny drvenia. Na okrajoch telies sú vyvinuté extruzívne brekcie. Brekcie sú tvorené angulárnymi fragmentmi autometamorfných a sklovitých typov andezitov. Fragmenty majú neostré prechody do matrixu. Matrix má charakter brekciovitej lávy a v dôsledku premeny má svetlejšiu farbu. Hornina reprezentuje amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom. Amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom obsahuje výrastlice plagioklasu, ortopyroxénu, amfibolu a čiastočne alterovaného biotitu. Plagioklas, ortopyroxén a amfibol tvoria aj glomeroporfyrické agregáty.



Obr. 3.5.2-2. Extrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitu nad Handlovou.

Obr. 3.5.2-3. Mikrofotografia amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (rovnobežné nikoly): Pl – plagioklas, Opx – ortopyroxén, Amf – amfibol.

Okrem nich sú vo vzorke prítomné agregáty tvorené plagioklasom a amfibolom a zriedkavo aj biotitom. V základnej hmote sú ílové minerály medzi plagioklasom a kremeňom. Analyzované plagioklasy majú zloženie An_{46-77} . Prekvapujúci je pomerne vysoký obsah Fs zložky vo väčšine analyzovaných ortopyroxénov, čím sa ich zloženie pohybuje v okolí rozhrania enstatit – ferosit (Morimoto et al., 1988). Zloženie amfibolov pri minimálnom obsahu Fe^{3+} zodpovedá pargasitu a magneziohastingsitu a pri maximálnom obsahu Fe^{3+} tschermakitu (Leake et al., 1997).

Lehotské súvrstvie

45 štrky, piesky a íly

Súvrstvie prstovito preniká do formácie Kľackej doliny. Lehotské súvrstvie sa vyvinulo aj na bazaltickom andezite gričského typu, ktorý sa všeobecne považuje za najmladší člen formácie. Lehotské súvrstvie možno teda považovať za synvulkanické sedimentárne súvrstvie vystupujúce ako relikvium paleokanála riečneho toku generálne s.-j. smeru. Súvrstvie pozostáva zo štrkov až zlepencov, pieskov, piesčitých ílov, uhoľných ílov a vrstvičiek uhlia. Materiál hrubých klastiek pozostáva prevažne z mezozoických karbonátov, prítomné sú aj andezitové vulkanoklastiká, kryštalické bridlice, granitoidy a paleogénne pieskovce. Súvrstvie okrem hruboklastického vulkanického materiálu obsahuje aj polohy ílov a pieskov. Nepravidelne sa tu striedajú polohy štrkov, pieskov, piesčitých ílov a ílov. V súvrství sú prítomné aj uhoľné íly so slojmi uhlia.

Formácia Kľackej doliny

Formáciu Kľackej doliny na študovanom území budujú freatopyroklastické uloženia a gričské extrúzie bazaltických andezitov.

44 freatopyroklastické uloženia Kňazovho kopca

Freatopyroklastiká sú sukcesiou pyroklastických prívalov a napadaných pyroklastiek. Hranice medzi nimi sú ostré alebo prechodné. V polohách sú fragmenty veľkosti hrubých popolov a lapíl, ojedinele sú prítomné aj väčšie fragmenty až do 8 cm. Fragmenty sú slabo pórovité a silno sklovité. Matrix je zložený zo skla a čiastočne je palagonitizovaný. Má zelenosivú farbu a textúra horniny je masívna a kompaktná.

43 gričské extrúzie andezitov

Reprezentujú extrúzne telesá, ktoré sú vyvinuté mimo hlavného priestoru akumulácie produktov formácie Kľackej doliny. Telesá majú v centre radiálnu

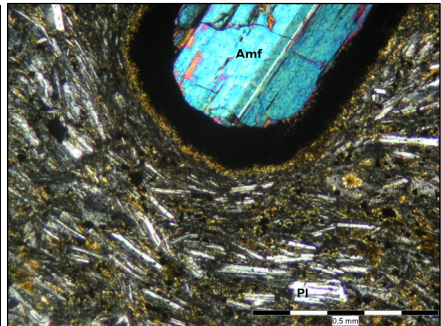
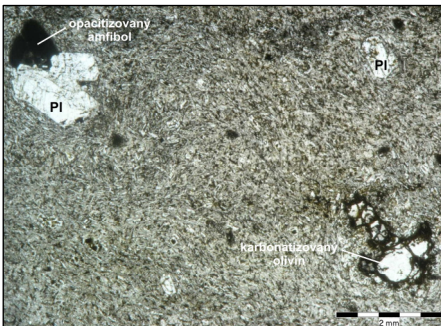
odlučnosť, smerom k okraju s prechodom do stĺpcovitej (obr. 3.5.2-4, 3.5.2-5), vejárovitej a laminovanej odlučnosti. Hornina je sivej až sivočiernej farby. Má celistvú alebo mierne pórovitú textúru. Je to amfibolicko-pyroxenický andezit.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty (obr. 3.5.2-6, 3.5.2-7). Výrastlice sú ojedinelé a tvorí ich plagioklas, ortopyroxén a opacitizovaný amfibol. Ojedinele sa vyskytuje skorodovaná karbonatizovaná výrastlica, ktorá mohla byť pôvodne olivín, a občas sú zachované agregáty zelených amfibolov. Základnú hmotu tvoria prevažne ihličky a tabuľky plagioklasov, medzi ktorými sa nachádza kremeň, pyroxény, titanomagnetit, ilmenit a draselný živec. Analyzované plagioklasy majú zloženie An_{50-90} a ortopyroxény zloženie zodpovedajúce enstatitu (Morimoto et al., 1988). Zloženie amfibolov pri minimálnom obsahu Fe^{3+} zodpovedá pargasitu a magneziohastingsitu a pri maximálnom obsahu Fe^{3+} tschermakitu (Leake et al., 1997).



Obr. 3.5.2-4. Extrúzia Kňazovho kopca so stĺpcovou odlučnosťou pri Handlovej.

Obr. 3.5.2-5. Extrúzia Kňazovho kopca buduje morfologicky výrazný tvar nad Handlovou.



Obr. 3.5.2-6. Mikrofotografia amfibolicko-pyroxenického andezitu, rovnobežné nikoly. Pl – plagioklas.

Obr. 3.5.2-7. Mikrofotografia amfibolicko-pyroxenického andezitu. Ihličky a lišty plagioklasu v základnej hmotě obtekajúce výrastlicu amfibolu, skřížené nikoly. Pl – plagioklas, Amf – amfibol.

Sarmat

Vtáčnická a rematská formácia

Vtáčnickú formáciu zastupuje vtáčnický stratovulkán, ktorý je najrozsiahljšou vulkanickou štruktúrou v rámci vývoja vulkanitov v pohorí Vtáčnik. Formácia má hrúbku od 100 do 600 m. Vtáčnický stratovulkán je výsledkom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity v terestrickom a sčasti subakvatickom prostredí. Súčasne s vulkanickou aktivitou prebiehala deštrukcia vulkanickej stavby a erózia vulkanického materiálu. Tento materiál bol transportovaný formou sutinových prúdov a občasných tokov, ktoré formovali prechodnú a periférnu zónu. Rematská formácia predstavuje reliktý menšieho vulkánu pyroxenických andezitov s centrom na okrajových zlomoch kremnického grabenu jv. od Rematy. Lávodvé prúdy v centrálnej vulkanickej zóne rematského vulkánu sú tenké a intenzívne zbrekciovatené, zatiaľ čo v jeho proximálnej vulkanickej zóne dosahujú hrúbku až 60 m. Vek formácií je spodný sarmat, ktorý je najmladším záznamom neovulkanickej aktivity na skúmanom území (obr. 3.5.2-1).

42 epiklastické vulkanické horniny

Epiklastiká vystupujú v okolí Bralovej skaly. Predstavujú striedanie hrubých až drobných epiklastických vulkanických brekcií. Ojedinele sú prítomné aj vložky hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov. Epiklastiká sú zložené z fragmentov tmavej a svetlosivej farby. Majú angulárny, subangulárny a suboválny tvar. Veľkosť fragmentov je od 1 do 80 cm, v priemere do 10 cm, ich obsah v hornine je do 60 %. Matrix je netriedený a hrubopiesčitý.

41 prievidská vulkanoklastická asociácia

Prievidská vulkanoklastická asociácia je lokalizovaná na severe Vtáčnika na kontakte s Hornonitrianskou kotlinou a s pohorím Žiar pri Prievidzi v jej severnej a severozápadnej oblasti. V oblasti vystupujú do 30 m hrubé polohy až blokové vulkanické brekcie. Brekcie reprezentujú pyroklastiká laharových aglomerátov typu *debris avalanche*. V ojedinelých prípadoch pozorujeme v telesách pyroklastík diery po relikte petrifikovaného kmeňa stromu (obr. 3.5.2-8).

Pre brekcie je charakteristická rôznorodosť materiálu a zrnitosti. Niektoré pyroklastiká sú tvorené homogenizovaným matrixom a sklovitými fragmentmi andezitov. Prítomné sú rozličné fragmenty andezitov, bazaltických andezitov, granitov, kremencov a šošovky uhlia a pieskovcov. Podstatnú časť tvoria pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity, ktoré majú angulárny a subangulárny tvar. Veľkosť fragmentov sa pohybuje v rozmedzí od 1 do 150 cm, ich obsah je od 5 do 70 %. Matrix je tufovo-piesčitý. Vo vulkanoklastickej asociácii je prítomný aj lávodvý prúd pyroxenického andezitu. V lávodvom prúde sú vyvinu-

té hrubé lávové brekcie a v strednej časti masívne teleso lávy s hrubodoskovitou až blokovitou odlučnosťou. Prievidszkú vulkanoklastickú asociáciu reprezentujú vulkanoklastické produkty andezitového vulkanizmu. Vulkanoklastiká reprezentujú prevažne laharové produkty, ktoré vznikli procesom sutinových vulkanoklastických lavín v syneruptívnom vulkanickom procese vývoja stratovulkánu Vtáčnik.



Obr. 3.5.2-8. Lahar typu *debris avalanche* s dierou po relikte petrifikovaného stromu.

40 pyroklastické horniny

Pyroklastické horniny reprezentujú uloženiny pyroklastických prúdov a autochtónne pyroklastiká. Uloženiny pyroklastických prúdov sú lokalizované v okolí Bralovej skaly a v okolí Jelenieho vrchu (obr. 3.5.2-9, 3.5.2-10). Evidujeme hruboúlomkovité a droboúlomkovité pyroklastické prúdy. Hruboúlomkovité pyroklastické prúdy sú zložené z neopracovaných sférických fragmentov pórovitého až napeneného andezitu. Veľkosť andezitu je do 50 cm a jeho obsah je až 80 %. Prítomné sú aj angulárne sklovité fragmenty. Matrix je mierne spečený, svetlohnedej alebo červenkastej farby.

Droboúlomkovité pyroklastické prúdy obsahujú fragmenty andezitovej pemzy s veľkosťou do 10 cm. Niektoré fragmenty sú pomerne intenzívne spečené a ich matrix je tufový. Autochtónne pyroklastiká reprezentujú aglomeráty a tufy a sú lokalizované v okolí Bralovej skaly. Aglomeráty a tufy sú zvrstvené a sčasti vytriedené. Ich matrix je nevytriedený a prítomná je tufová substancia. Prítomné sú aj angulárne fragmenty celistvých a sklovitých andezitov tmavej a červenkastej farby. Pyroklastické horniny tvoria kryštaloklasty plagioklasu, klinopyroxénu a ortopyroxénu. Fragmenty hornín tvoria pyroxenický andezit s mikrokryštalickou

základnou hmotou, pyroxenický andezit s hyalopilitickou základnou hmotou (z pyroxénov je prítomný ortopyroxén) a pyroxenický dioritový porfýr.



Obr. 3.5.2-9. Pyroklastické brekcie pod Jelením vrchom.

Obr. 3.5.2-10. Pyroklastická hornina s klastom andezitu s hyalopilitickou základnou hmotou, rovnobežné nikoly.

39 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Lávové prúdy sa vyskytujú v okolí Bralovej skaly, Jelenieho vrchu a v okolí Prievidze. Niektoré lávové prúdy sú tenké a intenzívne zbrekčovatené, ale zaznamenali sme aj lávové prúdy s hrúbkou od niekoľko metrov až do 70 m s malým obsahom lávových brekcií. Spodná časť lávových prúdov je zvyčajne masívna, s doskovitou až blokovou odlučnosťou, s prechodmi do mierne pórovitého andezitu vo vyššej časti prúdu. Lávové brekcie predstavujúce 30 – 70 % prúdu, sú troskovité až blokové, s fragmentmi pórovitej lávy s veľkosťou do 50 cm, uložené v červenkastom pórovitom a podrvenom lávovom matrixe.

Lávové prúdy pyroxenických andezitov vytvárajú sukcesiu prúdov striedajúcich sa s vulkanoklastikami. Lávové brekcie sú zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru. Matrix je zložený z fragmentov andezitu a podrvenej lávovej masy. Je červenoružovkastý, sivoružový a bordovohnedý. Andezity sú sivé, tmavosivé, celistvé alebo pórovité aj sklovité, stredno- alebo jemnozrné.

V lávovom prúde pri Prievidzi sú vyvinuté hrubé lávové brekcie a v strednej časti masívne teleso lávy s hrubodoskovitou až blokovou odlučnosťou (obr. 3.5.2-11, 3.5.2-12).

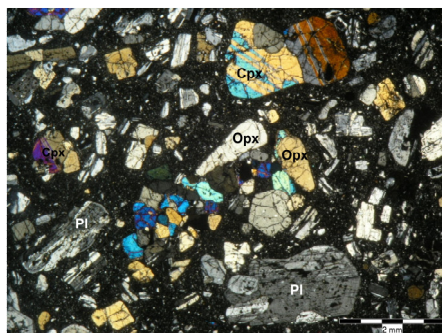
Z petrografického hľadiska lávový prúd tvorí pyroxenický andezit (obr. 3.5.2-13). Pyroxenický andezit tvoria početné výrastlice a agregáty plagioklasu, klinopyroxénu a ortopyroxénu. Agregáty sú typické, tvorené len pyroxénmi alebo len plagioklasmi alebo pyroxénmi a plagioklasmi. Základná hmota je mikrokryštalická, tvorená plagioklasom, kremeňom, draselným živcom, pyroxénmi, titanomagnetitom a ilmenitom.



Obr. 3.5.2-11. Vľavo – lávová breccia lávového prúdu pri Prievidzi.



Obr. 3.5.2-12. Vpravo – lávový prúd pyroxenického andezitu pri Prievidzi.



Obr. 3.5.2-13. Mikrofotografia pyroxenického andezitu, skrížené nikoly. Pl – plagioklas, Cpx – klinopyroxén, Opx – ortopyroxén.

Geochemia hornín

Šesť nových chemických analýz vzoriek andezitov s označením V07, ML1, V33, V12, V17 a V25 zo študovaného územia (tab. 3.7-1) sa dá voľne porovnávať (s výnimkou sto-

počných prvkov) so vzorkami spracovanými v správe Šimona et al. (1994). Na ich štúdiu sme použili postupne petrografické grafy pomocou „share“ programu GCDkit, version 2.3 (Janoušek et al., 2008). Študované horniny andezitov z územia Vtáčnika sa pohybujú na hranici vápenato-alkalickej série a majú prevažne metaluminózne charakter. Všetky spadajú do poľa andezitov. Vznikali procesom frakčnej kryštalizácie, ktorá pravdepodobne postupovala v smere od V17, V25, V12, ML1, V07 po V33. Použili sme nasledujúce grafy:

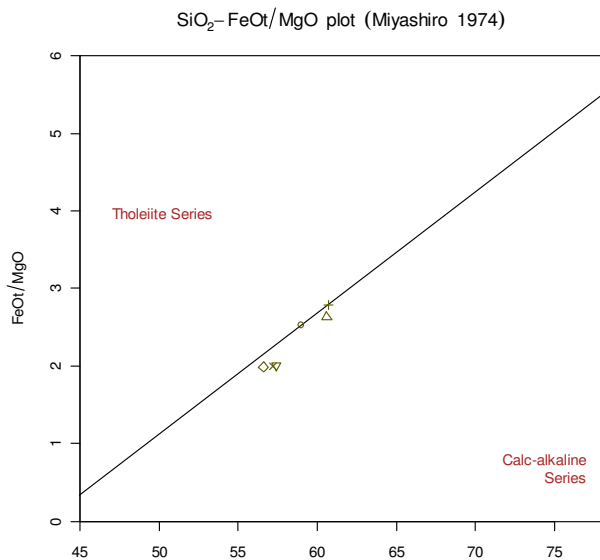
Variačný diagram $FeOt/MgO - SiO_2 - FeOt/MgO$ (Miyashiro, 1974). Graf poukazuje na zaradenie horninových analýz do vápenato-alkalickej série (obr. 3.5.2-14).

Variačný diagram $SiO_2 - K_2O$ (Peccerillo a Taylor, 1976). Diagram zaraďuje andezity na hranicu vysoko draselnej vápenato-alkalickej série a vápenato-alkalickej série (obr. 3.5.2-15).

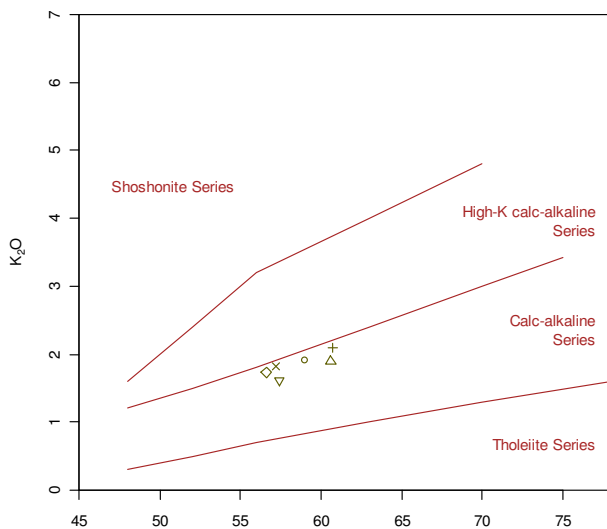
Variačný diagram $A/NK \times A/CNK$ (Shand, 1943). Podľa tohto grafu sú takmer všetky vzorky (s výnimkou vzoriek z plešinskej formácie) metaluminózne (obr. 3.5.2-16).

TAS (Le Bas et al., 1986). Táto klasifikácia bola zavedená pre vulkanické horniny, ktoré obsahujú viac sklovitej základnej hmoty a vychádza z chemického zloženia hornín. Z diagramu vychádza, že všetky študované horniny spadajú do poľa andezitov (obr. 3.5.2-17).

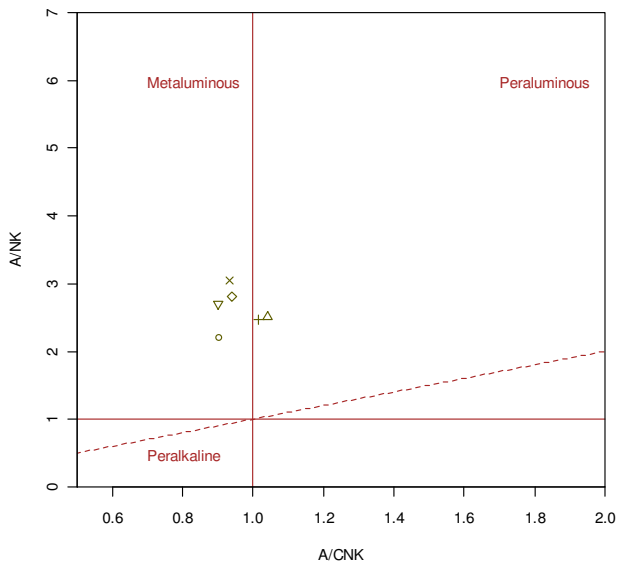
Legenda k obr. 3.5.2-14 – 19: V07 ● V12 x ML1 Δ V17 ◇ V33 + V25 ▼



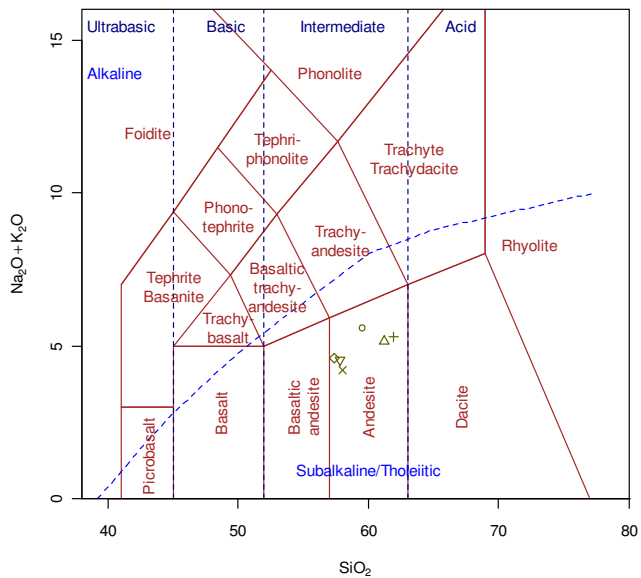
Obr. 3.5.2-14. Variačný diagram študovaných pyroxenických andezitov (Miyashiro, 1974).



Obr. 3.5.2-15. Variačný diagram študovaných pyroxenických andezitov (Peccerillo a Taylor, 1976).

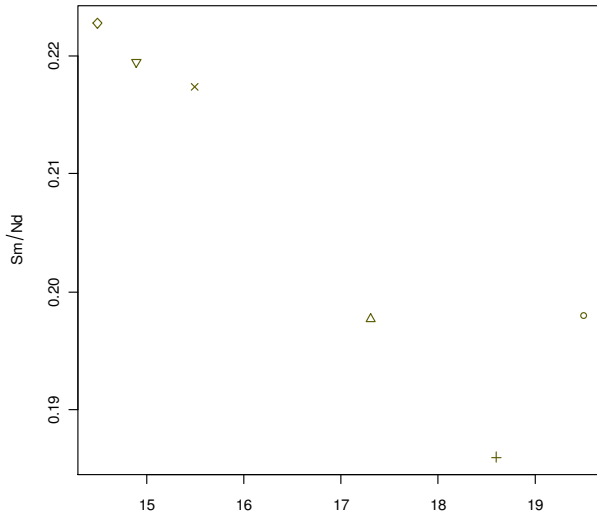


Obr. 3.5.2-16. Variačný diagram A/NK x A/CNK (Shand, 1943).



Obr. 3.5.2-17 TAS diagram študovaných pyroxenických andezitov (Le Bas et al., 1986)

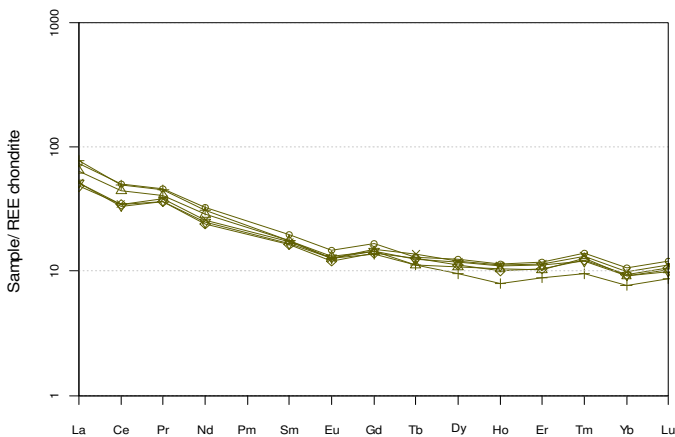
Variačný diagram Sm/Nd x Nd na určenie postupnosti frakčnej kryštalizácie magmy. Diagram naznačuje trend frakčnej kryštalizácie, keďže pomery Sm/Nd klesajú s postupujúcou frakčnou kryštalizáciou magmy (obr. 3.5.2-18). Môžeme pozorovať smer tohto procesu od vz. V17, V25, V12, ML1 (V07) po vz. V33 (tab. 3.7-1).



Obr. 3.5.2-18. Variačný diagram Nd x Sm/Nd študovaných px andezitov.

REE (vzorka/REE chondritu)

Vzorky vykazujú miernu negatívnu Eu anomáliu, čo potvrdzuje proces frakčnej kryštalizácie (obr. 3.5.2-19).



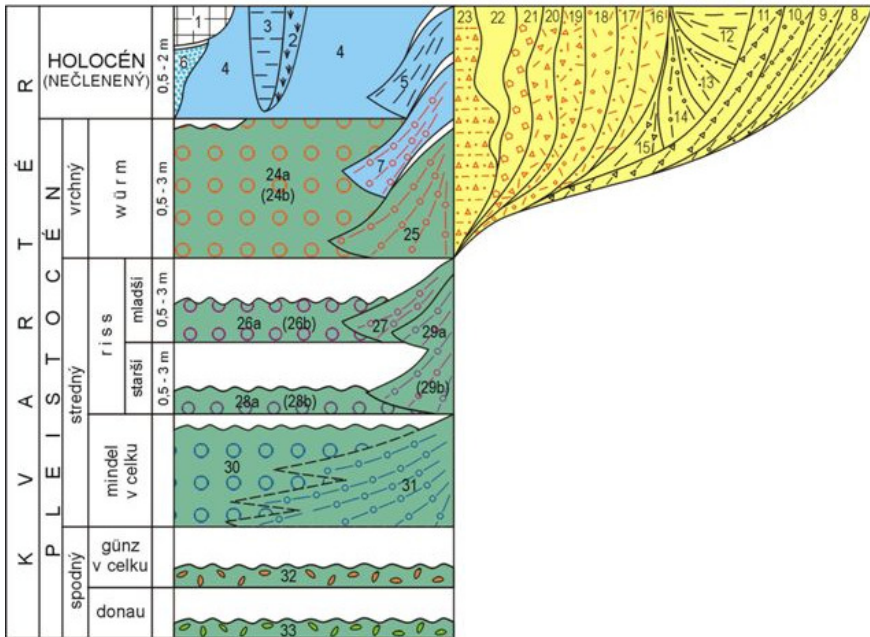
Obr. 3.5.2-19. Diagram REE študovaných pyroxenických andezitov.

3.6. KVARTÉR

Spodný pleistocén

33 fluviálne štrky a reziduálne štrky 1. vysokej terasy (donau)

V rámci regiónu ide o najstaršie zistené a zdokumentované kvartérne sedimenty (obr. 3.6-1). Nachádzajú sa bezprostredne pri v. okraji pohoria v zobrazenej časti jz. lemu Turčianskej kotliny. Vystupujú na plochých, resp. mierne zaoblených medzidolinových chrbtoch v krátkom prerušovanom úseku od Skleného na SZZ po dolinu Hájskeho potoka v celkovej dĺžke do 1,5 km (pozri geologickú mapu). Všetky 4 samostatné výskyty tvoria erozívne zvyšky pôvodne ucelenejšieho pásma riečného terasového systému ľavobrežia Turca, tiahnuceho sa prerušovane mimo zobrazeného územia na S až po terasový systém Váhu.



Obr. 3.6-1. Litostratigrafická tabuľka kvartéru regiónu pohoria Žiar (J. Maglay, 2014).

Všetky lokality sú morfológicky nápadné plochým povrchom, dosahujúcim relatívnu výšku 80 – 85 m nad hladinou toku Turca s bázou sedimentov pohybujúcou sa v zhodnom výškovom rozmedzí (Činčura, 1969). Najčastejšie sa vyskytujú len odkryté reziduá fluviaálnych štrkov, tvorené miestami voľne roztrúsenými

obliakmi a po okrajoch plôch výskytu premiešanými so svahovinami (18). Maximálna hrúbka fluvialnej akumulácie je do 0,8 až 1,0 m. Jej podložie tvoria piesky, štrky a íly *diviackeho súvrstvia* pontsko-pliocénneho veku (34) a sedimentačný prechod sa vyznačuje erozívnym kontaktom s výraznou diskordanciou.

Všetky lokality sú morfológicky nápadné plochým povrchom, dosahujúcim relatívnu výšku 80 – 85 m nad hladinou toku Turca s bázou sedimentov pohybujúcou sa v zhodnom výškovom rozmedzí (Činčura, 1969). Najčastejšie sa vyskytujú len odkryté rezíduá fluvialných štrkov, tvorené miestami voľne roztrúsenými obliakmi a po okrajoch plôch výskytu premiešanými so svahovinami (18). Maximálna hrúbka fluvialnej akumulácie je do 0,8 až 1,0 m. Jej podložie tvoria piesky, štrky a íly *diviackeho súvrstvia* pontsko-pliocénneho veku (34) a sedimentačný prechod sa vyznačuje erozívnym kontaktom s výraznou diskordanciou.

Litologicky sú sedimenty tvorené prevažne hrubými (\varnothing 5 – 10 cm), v menšej miere, najmä na báze, až veľmi hrubými (\varnothing do 12 – 15 cm) a balvanovitými (do \varnothing 25 cm) semiangulárnymi až semioválnymi hrdzavohnedými štrkami s variabilnou, zväčša však veľmi nízkou prímiesou fluvialnej strednozrnnej piesčitej frakcie. Tá je alternovaná najmä hrdzavými a škvrnitými piesčitými hlinami. Drobnozrné štrky (\varnothing 1 – 2 cm) boli pozorované len zriedka.

Petrograficky v *I. vysokej terase* Turca takmer úplne dominujú vulkanické horniny, najmä zvetrané andezity (85 %) s 3 cm hrubou kôrou zvetrania a mierne navetraný, po puklinách rozpadavý kremeň (do 5 %). Zvyšok hmoty tvoria menej opracované zvetrané štrky až rozpadnuté úlomky kryštalickej hornín (do 5 % ortoruly a biotitické pararuly) a patinované kremence (5 %). Obliaky granitov a granodioritov sa v týchto akumuláciách nezistili.

Pri *I. vysokej terase* Turca je pozoruhodná nízka hodnota uvedenej relatívnej výšky bázy jej štrkovej akumulácie oproti báze synchronných akumulácií Turca a Váhu v s. časti Turčianskej kotliny, kde dosahuje hodnoty prevyšujúce 100 m (Halouzka in Gašparik et al., 1995). Tento jav je spôsobený nižšou amplitúdou neotektonického zdvihu štruktúrno-tektonických blokov j. časti kotliny.

32 fluvialne štrky a reziduálne štrky 3. a 2. vysokej terasy (günz v celku)

Sedimenty mladších spodnopleistocénnych fluvialných akumulácií obdobne ako staršie akumulácie (33) sa zistili a zdokumentovali len na území priláhlej časti Turčianskej kotliny. Vystupujú ako 3 morfo pozične oddelené erozívne zvyšky na rovnakých plochých, mierne zaoblených medzidolinových chrbtoch v krátkom prerušovanom paralelnom úseku na S od Skleného po dolinu Hájskeho potoka v celkovej dĺžke do 0,8 km (pozri geologickú mapu).

Povrch bližšie nerozlíšených 2 morfológicky nižších stupňov vysokej terasy dosahuje výšku 55 – 65 m nad hladinou toku Turca s bázou sedimentov pohybujúcou sa v rovnakom výškovom rozmedzí (Halouzka in Gašparik et al., 1995).

Fluviálne sedimenty sa vyskytujú vo forme piesčitých štrkov a ich rezíduí, na povrchu zahlienených a len čiastočne odkrytých, alebo len vo forme voľne roztrúsených obliakov, na okrajoch plôch výskytu premiešaných s hlinami svahovín (18). Maximálna hrúbka akumulácie zdvojených terás je 1,5 – 2,5 m. Jej podložie opäť tvoria piesky, štrky a íly *diviackeho súvrstvia* pontsko-pliocénneho veku (34). Priamy kontakt s podložíom sa nezistil v dôsledku prekrytia fluviálnych sedimentov hlinito-štrkovitými svahovinami.

Sedimenty sú zložené prevažne z hrubých (\varnothing 5 – 10 cm), ojedinele až veľmi hrubých (\varnothing do 12 – 15 cm) a balvanovitých (do \varnothing 40 cm) semioválnych až suboválnych sivohnedých štrkov s variabilnou, no prevažne nízkou prímесou hlinitých jemno- až strednozrnných okrových pieskov a piesčitých hĺn.

Aj v petrografickom zložení štrkov 2. a 3. *vysokej terasy* Turca dominujú zvetrané andezity (90 %) s 1 cm hrubou kôrou zvetrania a mierne navetraný kremeň (do 3 %). Zvyšok tvoria menej opracované zvetrané štrky až úlomky kryštalických hornín (do 5 % ortoruly a biotitické pararuly) a kremence (7 %). Obliaky granitov a granodioritov boli identifikované len zriedkavo.

Stredný pleistocén

Staršia časť

31 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vrchných náplavových vejároch (*mindel v celku*)

Staršie strednopleistocénne akumulácie proluviálneho (výnosového) charakteru, označované ako vrchné náplavové vejáre (kužele), sa vyvinuli a zachovali na v. úpätí pohoria v miestach vyústenia horských potokov na územie priľahlej časti Turčianskej kotliny až po recentný tok Turca, resp. po jeho mladšie fluviálne terasy (pozri geologickú mapu). V smere z J na S ide najprv o početnú sústavu zdanlivo spojených paralelných plochých vejárov (náplavových kuželov) Hájskeho potoka, Požehského potoka, Lúčiny a Besnej vody vrátane vejárov ďalších menších tokov. Všetky telesá dosahujú veľké plošné rozmery. Osi vejárov zasahujú až do vzdialenosti 4 – 5 km od apikálnej časti (proximálnej zóny), stáčajú sa zo smeru Z – V (SV) do smeru JZ – SV až J – S a vytvárajú typický krajinný prvok j. priľahlej časti kotliny. Pokračovaním smerom na S sa početnosť výskytu vejárov znižuje len na 3 ďalej uvedené lokality menších plošných rozmerov (Maglay in Kohút et al., 2013; Maglay in Kováčik et al., 2014).

Proluviálne sedimenty od Hájskeho potoka až po Besnú vodu sú na povrchu prevažne zahlienené a len čiastočne odkryté na svahoch početných plytkých úvalín a sústredené v ich dnách (10, 8). Maximálna hrúbka akumulácií sa podľa Halouzku (in Gašparik et al., 1995) pohybuje od 2 do 5 m. Výnimku tvorí len teleso kužela medzi Hájskym potokom a nivou Turca s odhadovanou hrúbkou akumu-

lácie 10 – 15 m. Tým je toto teleso (najmä na základe petrografického zloženia obsahu štrkov a úlomkov hornín) priradené k synchronnému proluviálno-fluviálnemu súvrstviu tzv. *diviackeho kužela* (Halouzka, l. c.), ktorého plošne rozsiahle teleso sa nachádza na pravobreží Turca bezprostredne na V od regiónu. Priamy kontakt sedimentov s podložíom budovaným súvrstviami neogénnej sedimentárnej výplne tejto časti kotliny sa nezistil.

Sedimenty telies vejárov sú zložené prevažne zo strednozrnných (\varnothing 2 až 5 cm), menej hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) a len zriedkavo veľmi hrubých (\varnothing do 11 – 15 cm) frakcií chaoticky zvrstvených subangulárnych až semiangulárnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Drobnozrnné štrky (\varnothing 1 – 2 cm) sa v proximálnych zónach vyskytli len zriedka, v distálnych zónach sú častejšie. Opracovanie klastov v smere na S narastá. Najväčšie sa zistili v pravej vetve kužela Lučiny, kde sú popri slabo opracovaných klastoch výrazne zastúpené semioválne až suboválné štrky. Piesčitá frakcia je prevažne hrubozrnná, výrazne sľudnatá a pri povrchu viac zahľinená. V starej ťažobnej jame na j. okraji Dubového dokonca hrubozrnné sľudnaté piesky prevažujú nad štrkami.

Petrografické zloženie štrkového a úlomkového materiálu vejárov výrazne závisí od znosovej oblasti. Na rozdiel od uvedených fluviálnych sedimentov *vysokých terás* (33, 32), kde prevládajú vulkanické horniny, v telesách kuželov Požehského potoka, Lučiny, Besnej vody a ďalších menších potokov dominujú muskoviticko-biotitické granodiority, v smere na S s postupným pribúdaním muskoviticko-biotitických porfyrických granitov (dovedna asi 80 %). Zvyšok hmoty telies tvoria metamorfity, najmä ortoruly a pararuly, žilný kremeň a zriedkavo aj kremenec. Typické je veľmi rozdielne zvetranie štrkov s rovnakým petrografickým zložením. Prevažuje však 0,5 – 1 cm hrubá kôra zvetrania.

Výrazne odlišná situácia v petrografickom zložení štrkov je v telese vejára na ľavobreží Hájskeho potoka smerom k nive Turca, kde asi 35 – 40 % celkového obsahu tvoria ortoruly s 0,5 – 1 cm hrubou kôrou zvetrania, 30 – 35 % andezity s 1 – 1,5 cm hrubou kôrou zvetrania a zvyšok obsahu hmoty dopĺňajú granodiority, kremenec, kremeň a rozličné druhy zvetraných vápencov a tmavé vápnité pieskovec. V piesčitej stredno- až jemnozrnnnej frakcii sa zistili prímеси siltu až ílu.

V petrografickom zložení materiálu dominujú muskoviticko-biotitické porfyrické granity, za ktorými nasledujú muskoviticko-biotitické granodiority (dovedna asi 80 %). Zvyšok hmoty tvoria metamorfity, najmä ortoruly a pararuly, žilný kremeň a kremenec. Typické je veľmi rozdielne zvetranie štrkov s rovnakým petrografickým zložením. Prevažuje však 0,5 – 1 cm hrubá kôra zvetrania. Relatívna výška povrchu telesa na území je 18 m, mimo územia ešte narastá na 25 m.

Okrem uvedených paralelných výskytov sa ďalší výskyt synchronných proluviálnych sedimentov zaznamenal na JV od Jasenova, na sútoku Jasenice s potokom tečúcim z Jasenova vo výške asi 25 – 28 m nad miestnymi tokmi. Ide

o plytké, prevažne reziduálne, maximálne do 0,5 – 1 m hrubé akumulácie chaoticky uložených hrubozrnných kremitých sľudnatých pieskov a strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) zvetraných až rozpadavých úlomkov hornín kryštalinika (granitov a granitoidov) ležiacich na íloch *budišského súvrstvia* (38).

Na JV od Rudna v okolí vrcholovej kóty pahorku Háj (507 m n. m.) s výstupom ílov a pieskov *pravnianskych vrstiev* panónu až pontu (36a) sa zistili ďalšie reziduálne sedimenty prolúviálneho vejára pravdepodobne Rudnianskeho potoka. Ide o zahlinené subangulárne až semiangulárne, prevažne stredozrnné (\varnothing 2 – 5 cm), menej hrubozrnné (\varnothing 5 – 10 cm) úlomky hornín až semioválne piesčité štrky s celkovou hrúbkou akumulácie 0,2 – 0,5 m, nachádzajúcej sa v relatívnej výške asi 28 – 32 m nad tokom Jasenice.

V petrografickom zložení materiálu dominujú mierne navetrané kremence (60 %), zvyšok tvoria rozličné druhy zvetraných vápencov a dolomitov (asi 20 až 30 %), ako aj zvetrané granitoidné horniny (10 %). Hrubozrnná piesčitá frakcia je sľudnatá a pochádza z rozpadu granitov.

Plošne veľké teleso *vrchného náplavového vejára* sa nachádza na V od Slovenského Pravna v chotári Veľká Košová. Vplyvom postgenetickej erózie a denudácie je pôvodne rozsiahly vejár náplavov potoka Sokol výrazne plošne zredukovaný len na jeho najhrubšiu osovú časť vetvy v celkovej súčasnej dĺžke do 2 km. Materiál je deponovaný opäť na íly a piesky *pravnianskych vrstiev* panónu až pontu (36a), ktoré však nikde v okolí nevystupujú na povrch. Relatívna výška povrchu sedimentov vejára v proximálnej časti je okolo 25 m nad tokom, pričom na úpätí pohoria sú sedimenty vejára pokryté hrubými vrstvami hlinito-kamenitých delúvií (20). Distálna zóna vejára je limitovaná laterálnym rozsahom vyššej strednej terasy Turca (28a).

Prolúviálne sedimenty sú na povrchu prevažne zahlinené a v celom pásme zobrazenom na mape odkryté orbou. Maximálna hrúbka akumulácie sa podľa Halouzku (in Gašparik et al., 1995) pohybuje od 2 do 5 m. Sedimenty sú tvorené prevažne strednozrnnými (\varnothing 2 – 5 cm), menej hrubozrnnými (\varnothing 5 – 10 cm) a len zriedkavo veľmi hrubými (\varnothing do 11 – 15 cm) frakciami chaoticky deponovaných subangulárnych až semiangulárnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Drobnozrnné štrky (\varnothing 1 – 2 cm) sa v proximálnych zónach našli len zriedka, v distálnych zónach sú častejšie.

Petrografické zloženie štrkového a úlomkového materiálu výrazne závisí od znosovej oblasti. Dominujú navetrané až zvetrané vápence a dolomity, úlomky vápnitých bridlíc a vápnitých pieskovcov. Zriedkavo sa vyskytujú aj kremence.

Reliéf povrchu uvedených kuželov dotvárajú plytké úvaliny s miernym sklonom dna.

30 fluviálne piesčité štrky a reziduálne štrky vrchných terás (*mindel v celku*)

Sedimenty dvoch bližšie nerozlíšených stupňov *vrchných terás* boli identifikované iba na lokalite v Brezanoch na ľavobreží Brezianskeho potoka východne od jeho ústia do toku Nitry v priľahlej časti Hornonitrianskej kotliny. V relatívnej výške povrchu 38 – 40 m nad nivou Nitry sa nachádza erozívny zvyšok sedimentov fluviálnej terasy segmentovaný výmoľovou eróziou dlhý do 500 m a široký maximálne 40 m.

Piesčité štrky a piesky vystupujú na povrch len v stenách početných výmoľov (18, 10), starých ťažobných jám a na hrane terasy. Hrúbka zvyšku fluviálnej akumulácie dosahuje hodnoty od reziduálneho výskytu až do 7 m. Jej podložie čiastočne tvoria vulkanoklastické uloženiny *vtáčnickej formácie* sarmatského veku (41, 40) a piesky, štrky a íly *lelovského súvrstvia* pontu (35). Sedimentačný prechod sa vyznačuje erozívnym kontaktom s diskordanciou.

Terasovú akumuláciu frakčne tvoria prevažne stredné (\varnothing 2 – 5 cm), len ojedinele hrubé (\varnothing 5 – 10 cm) semiangulárne až semioválne (ojedinele suboválne) sivohnedé, sivé až svetlosivé piesčité štrky. Pozoruhodné je vysoké zastúpenie jemno- až strednozrnných sivých kremitých pieskov s obsahom biotitu a muskovitu.

Petrograficky v štrkoch *vrchnej terasy* Nitry a čiastočne aj jej prítoku dominujú jemne až stredne navetrané kremence a kremenné pieskovce (85 – 90 %) v zmesi s menej opracovanými klastami zvetraných granodioritov a granitov (10 – 14 %). Napriek charakteru podložia terasy budovaného vulkanoklastickými sedimentmi v samotnej fluviálnej akumulácii vulkanické horniny úplne absentujú. Zvyšok hmoty (asi 1 %) tvoria opracované zvetrané štrky vápencov. V obliakovom materiáli sa potvrdila prítomnosť hrancov.

Stredný pleistocén

Mladšia časť

- 29 **proluviálne piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín v bližšie nečlenených stredných náplavových vejároch** (*riss v celku*)
- 29a **proluviálne piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín v bližšie nečlenených stredných náplavových vejároch** (*riss v celku*) **s pokryvom deluviálnych hĺn** (*wüirm*)

Do tejto skupiny sú zaradené tie proluviálne akumulácie, pri ktorých nebolo možné na základe morfometrických a sedimentárno-petrografických údajov podrobnejšie, resp. jednoznačne určiť stratigrafický diapazón ich genézy. Takáto

blížšie nečlenená mladšia strednopleistocénna proluviálna akumulácia je v tomto území vyvinutá a zachovaná na v. úpätí Žiaru v miestach vyústenia horských potokov na územie priľahlej časti Turčianskej kotliny, kde tvorí morfológicky nižšiu etáž vložených vejárov (pozri geologickú mapu).

V smere z J na S ide najmä o plochy, menšími potokmi segmentovaný vejár ľavej vetvy kužeľa Hájskeho potoka a strednú vetvu kužeľa Chotárneho potoka. Telesá kužeľov vybiehajú z pohoria do vzdialenosti asi 1,5 km, pričom ich osi sa rovnako ako v prípade staršej generácie (31) stáčajú do smeru JZ – SV. Reliéf povrchu kužeľov dotvárajú početné plytké úvaliny. Relatívna výška povrchu telies sa pohybuje od 10 do 15 m nad hladinou potokov (do 25 m nad tokom Turca) až po vyklinenie telies v distálnej zóne.

Maximálna hrúbka týchto akumulácií sa podľa Halouzku (in Gašparik et al., 1995) pohybuje od 3 do 10 m. Priamy kontakt sedimentov s podložíom budovaným súvrstviami neogénnej sedimentárnej výplne kotliny sa nezistil.

Sedimenty telies kužeľov sú zložené zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených subangulárnych až semiangulárnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé (\varnothing do 11 – 15 cm) a drobnozrnné (\varnothing 1 – 2 cm) štrky sú zriedkavé. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná a výrazne sľudnatá. Na povrchu kužeľov sú deponované piesčité hliny.

Petrografické zloženie proluviálneho materiálu je pri oboch telesách mierne odlišné. Zatiaľ čo v ľavej vetve *stredného vejára* Hájskeho potoka sú približne v rovnakej miere zastúpené navetrané metamorfity (ortoruly, pararuly) a navetrané hrubozrnné muskoviticko-biotitické granodiority s nepatrným množstvom kremencov, stredná vetva kužeľa Chotárneho potoka obsahuje dominantne stredno- až hrubozrnné, do 1 cm navetrané muskoviticko-biotitické granodiority a granity spolu s patinovaným žilným kremeňom.

V smere na S sa ďalšie reziduálne výskyty sedimentov súvekových náplavových vejárov zaznamenali na sútoku Jasenice s potokom tečúcim z Jasenova na Z od Budiša. Ide o plytké, prevažne reziduálne, no miestami až do 1 m hrubé akumulácie chaoticky uložených hrubozrnných kremitých a sľudnatých pieskov a strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) úlomkov hornín kryštalinika (najmä granitoidných hornín) ležiacich na fľoch *budišského súvrstvia* (38).

Ďalší, plošne menší výskyt synchronných sedimentov sa zaznamenal na V od Rudna od vrcholovej časti a ako redepozit až po úpätnú časť svahu na ľavobreží Jasenice. Pravdepodobne ide o erozívny zvyšok vejára potoka Lúčky. Sedimenty sú zložené zo subangulárnych až semiangulárnych zahľinených štrkov (úlomkov) prevažne karbonátových hornín a kremencov v zmesi s hrubozrnným sľudnatým pieskom pochádzajúcim z rozvetraných granitov. Tunajšia akumulácia je hrubá od 0,5 m vo vrcholovej časti do 8 m na svahu a v jeho úpätí. Sedimenty ležia diskordantne na fľoch a pieskoch *pravnianskyh vrstiev* panónu až pontu (36a).

Plošne rozsiahly (dlhý do 1,5 km) *stredný náplavový vejár* je vyvinutý v predpolí medzi potokom Lúčky a Brieštianskym potokom na J až JV od Slovenského Pravna so separovanou ľavou vetvou vejára Brieštianky na jej sútoku s Jasenicou. Ide o laterálne zdvojený, neskôr segmentovaný a terasovaný vejár (kužeľ) oboch uvedených tokov s materiálom vneseným z pohoria do zníženej (neotektonicky mierne poklesnutej) časti na rozhraní Diviackej a Valčianskej pahorkatiny (pozri geologickú mapu). Reliéf povrchu kužeľa dotvárajú početné postgeneticky vyvinuté plytké úvaliny vybiehajúce od centrálnej osi v smere spádnic na obe strany. Najväčšia relatívna výška povrchu telesa sa pohybuje od 10 do 17 m nad hladinou potokov (do 20 m nad tokom Turca) až po vyklenie v distálnej zóne pri osade Liešno. Maximálna hrúbka akumulácie sa odhaduje na 15 m.

Materiál frakčne pozostáva prevažne zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) subangulárnych až semiangulárnych zahlinených a nevytriedených piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Pozoruhodné je pomerne veľké zastúpenie drobnozrnných (\varnothing 1 – 2 cm) nevytriedených štrkov a úlomkov. Veľmi hrubé (\varnothing do 11 – 15 cm) a hrubozrnné (\varnothing 5 – 10 cm) štrky sú zriedkavé. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná, vápnná aj nevápnná. Na povrchu zdvojených kužeľov sú deponované piesčité hliny v hrúbke do 1 m (29b), v dôsledku čoho prolúviálne sedimenty vystupujú na povrch len v exponovaných častiach reliéfu (pozri geologickú mapu).

Posledný prolúviálny vejár s týmto stratigrafickým zaradením sa nachádza severnejšie medzi súčasnými alúviami potoka Sokol a Laclavského potoka. Rovnako ako materiál predchádzajúceho vejára, aj tento materiál je vnesený z pohoria do vzdialenosti asi 1 km, pričom je deponovaný do neotektonicky zníženej časti pahorkatiny paralelne obidvomi uvedenými tokmi. Akumulácia vytvára typickú vejárovú (kužeľovú) formu v apikálnej časti úzku len 50 – 150 m, ale relatívne vysokú, až 22 m. V smere do kotliny sa teleso rozširuje na zhruba 500 m a v distálnej zóne prechádza do najmladšej strednopleistocénnej fluvialnej terasy Turca (26). Zóna styku s terasou je silno podmáčaná a vyniká vývojom slatinných rašelin (2). Reliéf povrchu kužeľa je hladký, bez výraznejších úvalín.

Maximálna hrúbka akumulácie *stredného náplavového kužeľa* sa podľa Halouzku (in Gašparik et al., 1995) pohybuje od 3 do 12 m. Priamy kontakt sedimentov s podložíom budovaným *pravnianskymi vrstvami* (36a) neogénnej sedimentárnej výplne kotliny sa nezistil.

Sedimenty telesa pozostávajú zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených subangulárnych až semiangulárnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé (\varnothing do 11 – 15 cm) a drobnozrnné (\varnothing 1 – 2 cm) štrky sú zriedkavé. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná a vápnná. Okrem centrálnej osi sú na povrchu kužeľa deponované piesčité hliny. V súčasnosti je apikálna časť vejára od pohoria oddelená mladou delúviálno-prolúviálnou akumuláciou.

Petrografické zloženie proluviálneho materiálu zodpovedá znosovej oblasti Laclavského potoka a potoka Sokol. Prevažujú karbonátové horniny.

28 fluviálne piesčité štrky vyšších stredných terás (*starší riss*)

28a fluviálne piesčité štrky vyšších stredných terás (*starší riss*) s pokryvom deluviálnych hĺn (*würm*)

Mladšia strednopleistocénna fluviálna akumulácia obdobne ako staršie uvedené akumulácie (33, 32) sa zachovala len na území priľahlej časti Turčianskej kotliny (Diviackej a Valčianskej pahorkatiny). Spolu s najmladšou strednopleistocénnou (26) a vrchnopleistocénnou terasou (24) tvorí pravobrežný lem alúvia, prerušovaný bočnými prítokmi Turca.

Sedimenty sa začínajú objavovať na S od Skleného, kde vystupujú vo forme 3 erozívnych zvyškov pôvodne súvislejšieho pásma *vyššej strednej terasy* ľavobrežia Turca, dnes oddelených jeho bočnými prítokmi (Prostredný a Hlboký potok). Ďalej na S sa synchronne sedimenty objavujú ako pokračovanie tohto pásma na pravobreží Besnej vody v Dubovom, kde lemujú distálnu zónu *vrchného náplavového vejára* (30). Po kratšom prerušení sa terasa objavuje opäť na SZ od ústia potoka Piešť do nivy Turca. Na tomto území tvoriacom trojuholník medzi Budišom, Kaľamenovou a sútokom Jasenice s Turcom sa nachádza najucelenejšia a najväčšia plocha výskytu syngenetických fluviálnych sedimentov v dĺžke 2,5 km a najväčšej šírke, 1,5 km. Po prerušení alúviami Brieštaniky a Jasenice sa *vyššia stredná terasa* tiahne paralelne s mladšou terasou (26) na V od Slovenského Pravna až po ústie potoka Sokol do nivy Turca. Od tohto územia na S sa zaznamenal už len jediný výskyt v rámci študovaného územia na V od Abramovej pri vyústení potoka Polerieka v miestnej časti Dolné pole (Maglay in Kováčik et al., 2014).

Fluviálne sedimenty terasy sú na povrchu takmer všade zahlinené (28b). Výrazne zahlinené sú medzi Budišom a Kaľamenovou a čiastočne aj na V od Slovenského Pravna. Ich výstupy vo forme voľne roztrúsených piesčitých štrkov sú zreteľné len na konkávných tvaroch reliéfu v blízkosti hrán terasy a na strmších svahoch na povrchu vymodelovaných úvalín. Na okrajoch plôch výskytu sú sedimenty premiešané s hlinami svahovín, resp. deluviálno-fluviálnymi sedimentmi (18, 10). Priame výstupy štrkov sa zistili len v lokálnych opustených ťažobných jamách štrkov v Dubovom a na exponovaných svahoch po orbe. Maximálna hrúbka terasovej akumulácie bez zhruba 1 až 1,5 m hrubého piesčito-hlinitého pokryvu je 6 – 9 m.

Sedimenty sú hlavne na juhu tvorené prevažne hrubými (\varnothing 5 – 10 cm) až veľmi hrubými (\varnothing do 12 – 15 cm) semioválnymi až suboválnymi sivohnedými piesčitými štrkami s malým podielom balvanov (\varnothing do 15 – 25 cm) a ojedinelých

blokov (\varnothing do 40 cm). Stredná frakcia (\varnothing 2 – 5 cm) je lokálne kolísavá, najväčšie percentuálne zastúpenie dosahuje v terase v Dubovom a na V od Budiša, kde zároveň aj dominuje.

V petrografickom zložení štrkov *vyššej strednej terasy* Turca na S od Skleného dominujú navetrané andezity (75 – 80 %) s 0,5 cm hrubou kôrou zvetrania, nasledujú navetrané metamorfity (10 – 15 %) a zvyšok tvoria kremence, žilný kremeň, rozličné vápence a dolomity.

V sedimentoch *vyššej strednej terasy* Turca na S od Dubového a Budiša je situácia odlišná. Najväčšie objemové zastúpenie dosahujú granity, granodiority, ortoruly a pararuly (60 %) s 1 cm hrubou kôrou zvetrania, nasledujú navetrané andezity (35 %) s 0,5 cm hrubou kôrou zvetrania a zvyšok tvoria kremence, žilný kremeň a zvetrané rozličné vápence a dolomity.

Výška povrchu *vyššej strednej terasy* je 13 – 18 (20) m nad hladinou toku Turca s bázou sedimentov pohybujúcou sa vo výškovom rozmedzí 7 – 11 m (Halouzka in Gašparik et al., 1995; Maglay in Kohút et al., 2013).

27 prolúviálne piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín v nižších stredných náplavových vejároch (*mladší riss*)

V regióne boli identifikované a zdokumentované len 2 telesá *nižších stredných vejárov*. Prvé z nich sa nachádza v priľahlej časti Turčianskej kotliny priamo v Kláštore pod Znievom. Prolúviálne sedimenty tu vystupujú vo forme morfológicky výraznej pravej vetvy vejára potoka Vrčica, vo vrchnom pleistocéne a holocéne postgeneticky terasovaného a pripomínajúceho terasu. Teleso sa rozprestiera na pravobreží súčasného toku od horného okraja obce až po rybníky v Slovanoch. Ide zhruba o 2 km dlhý a v centre obce do 500 m široký terasovaný vejár s povrchom do 8 m nad hladinou potoka.

Prolúviálne sedimenty sú pokryté tenkou vrstvou piesčitých hĺn, lokálne vystupujú priamo na povrch v základoch novostavieb. Hrúbka akumulácie sa odhaduje na 10 – 12 m a jej podložie tvoria piesky a štrky *abramovského súvrstvia* sarmatu až panónu (37).

Sedimenty telesa vejára sú zložené prevažne zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm), len ojedinele hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených a chaoticky uložených zahlinených subangulárnych až semiangulárnych sivých piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé (\varnothing do 10 – 15 cm) a drobnozrnné (\varnothing 1 až 2 cm) štrky sú zriedkavé. Vápenná piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná.

Petrografické zloženie prolúviálneho materiálu zodpovedá znosovej oblasti. Dominantne sú zastúpené rozličné druhy vápencov, vápenných bridlíc a dolomity (78 %), zvyšok tvoria spodnotriasové kremence.

Druhé synchronne teleso náplavového vejára sa nachádza na opačnom konci regiónu v priľahlej časti Hornonitrianskej kotliny priamo v obci Nedožery-Bre-

zany. Proluviálne sedimenty tu vystupujú vo forme morfolo­gicky výraznej pravej vetvy vejára Brezianskeho potoka v mieste jeho vyústenia do doliny Nítry. Ide zhruba o 600 m dlhý a v distálnej zóne do 300 m široký vejár terasovaný vo vrchnom pleistocéne a holocéne s povrchom do 18 m nad hladinou Brezianskeho potoka.

Proluviálne sedimenty sú pokryté tenkou vrstvou piesčitých hĺn, lokálne vy­stupujú priamo na povrch v starej štrkovni. Hrúbka akumulácie sa odhaduje na 12 m a jej podložie tvoria piesky, štrky a íly *lelovského súvrstvia* pontu (35).

Sedimenty telesa kužeľa sú zložené prevažne zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm), len ojedinele hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených a chaoticky uložených subangulárnych až semiangulárnych sivých piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé (\varnothing do 11 – 15 cm) a drobnozrnné (\varnothing 1 – 2 cm) štrky sú veľmi zriedkavé. Kremenná piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná a výrazne sľudnatá.

Petrografické zloženie proluviálneho materiálu zodpovedá znosovej oblasti. Dominantne sú zastúpené stredno- až hrubozrnné, do 0,5 cm navetrané muskoviticko-biotitické granodiority (70 %), zvyšok tvoria spodnotriasové kremence a lokálne žilný kremeň. Stredno- až hrubozrnná piesčitá frakcia v telese kužeľa výrazne kolíše, no v celkovom objeme dosahuje až 40 %. Piesky sú kremenné, s vysokým obsahom živcov a sľudy. Okrem sivých vrstiev sú v nich časté aj svetlosivé až biele vrstvy piesku.

26 fluviaálne piesčité štrky nižších stredných terás (*mladší riss*)

26a fluviaálne piesčité štrky nižších stredných terás (*mladší riss*) s pokryvom deluviálnych hĺn (*wüirm*)

Fluviaálne sedimenty predposlednej štrkovo-piesčitej akumulácie a zároveň finálnej strednopleistocénnej akumulácie majú na území regiónu v porovnaní so staršími fluviaálnymi akumuláciami podstatne väčšie plošné rozšírenie a zastúpenie počtom samostatných výskytov. Zachovali sa vo forme *nižšej strednej terasy* a jej najväčšie plošné rozšírenie je zdokumentované na území priľahlej časti Turčianskej kotliny (Diviackej a Valčianskej pahorkatiny) na ľavobreží Turca bezprostredne na styku s jeho aluviaálnou nivou (4).

V pásme medzi Skleným a okolím vyústenia Hlbokého potoka do Turca je terasa úzka a v tylovej časti priamo laterálne vymedzuje okraj staršej súbežnej *vyššej strednej terasy* (28).

V severnejšom úseku, najmä od vyústenia Hájskeho potoka do Turca po ústie potoka Besná voda v Dubovom, sa terasa postupne rozširuje zo zhruba 300 až na 600 m a laterálne vymedzuje rozsah starších (31), resp. synchronných (29) proluviaálnych akumulácií vejárov vybiehajúcich z okraja pohoria. V ďalšom pokračovaní

čovanie smerom na S terasa na kratšom úseku zaniká. Objavuje sa až pri vyústení potoka Piešť a odtiaľ v smere cez Kaľamenovú až po miestnu časť Balážovo medzi nivami Jasenice a Turca dosahuje najväčšie plošné rozmery v šírke do 500 m a celkovej dĺžke vyše 3 km (obr. 3.6-2). V ďalšom úseku od ústia Jasenice cez ústie potoka Sokol a Laclavského potoka je terasa široká do 300 m a aj s prerušeniami spôsobenými bočnými prítokmi je celkovo dlhá do 5 km. V tomto úseku je terasa na povrchu poznačená častými úvalinami. Na S od Laclavej sa výskyty obmedzujú na lokálne výstupy štrkov, výrazne poznačené pozdĺžnymi zníženinami úvalín. V Turčianskom Ďure sa pásmo *nižšej strednej terasy* končí. Nahradené je rozsiahlym náplavovým vejárom potoka Vrčia. Celé terasové pásmo je bočnými prítokmi Turca segmentované na väčšie množstvo samostatných výskyto.



Obr. 3.6-2. Vľavo hrana nižšej strednej terasy Turca pri Kaľamenovej, vpravo povrchové výstupy fluviaálnych štrkov tejto terasy v rozsypoch na poliach.

Okrem príľahlej časti Turčianskej kotliny sa súveké akumulácie najnovšie zistili a zdokumentovali aj v Handlovskej kotline v 3 menších samostatných výskytoch (Maglay a Filo in Kohút et al., 2013). Na pravobreží Handlovky ide o lokality vo svahu na sz. okraji obce Jalovec (miniatúrny výskyt) a vo svahu medzi vyústením potoka Lipníček a Čausianskeho potoka do Handlovky na Z od Lipníka. Na ľavobreží je to jediný výskyt v Ráztočne v mieste vyústenia Morovnianskeho potoka do Handlovky (pozri geologickú mapu).

Výška povrchu *nižšej strednej terasy* je na územiach oboch uvedených kotlín mierne odlišná. V zobrazenej časti Turčianskej kotliny je 8 – 11 m nad hladinou Turca s bázou sedimentov pohybujúcou sa vo výškovom rozmedzí 1 – 3 m nad priemernou hladinou toku (Halouzka in Gašparik et al., 1995). V Handlovskej kotline v doline Handlovky je povrch synchronnej terasy v relatívnej výške 13 až 15 m nad hladinou toku s bázou sedimentov pohybujúcou sa vo výškovom rozmedzí 3 – 5 m (Maglay a Filo in Kohút et al., 2013).

Fluviálne sedimenty *nižšej strednej terasy* Turca vystupujú na povrch len v rozsypoch. V okolí Skleného, pri Dubovom, medzi Budišom a Kaľamenovou a na V od Slovenského Pravna sú pokryté do 1 m hrubou finálnou fluviálnou hlinitou a hlinito-piesčitou akumuláciou, prípadne deluviálno-fluviálnymi hlinitými splachmi (8). Maximálna hrúbka terasovej akumulácie bez zhruba 1 m hrubého piesčito-hlinitého pokryvu je 4 – 10 m, miestami narastá na 12 m.

V sivých až sivohnedých, lokálne aj tmavohnedých piesčitých štrkoch terasy prevažuje stredná až hrubá frakcia (\varnothing 2 – 5 – 10 cm), veľmi hrubá frakcia (\varnothing do 12 – 15 cm) je zriedkavá. Obliaky sú pomerne dobre opracované, prevažujú semioválne až suboválne, ale vyskytujú sa aj oválne. Subangulárne sú zriedkavé.

V petrografickom zložení štrkov terasy v okolí Skleného dominujú takmer nezvetrané až čerstvé andezity (75 – 80 %), nasledujú nezvetrané metamorfity (10 – 15 %) a zvyšok tvoria kremence, žilný kremeň a rozličné druhy mierne až stredne navetraných vápencov a dolomitov. Smerom na S sa pomer horninového zastúpenia v terase mení. Najväčší objem vykazujú mierne navetrané až čerstvé granity, granodiority, ortoruly a pararuly (60 %), nasledujú nezvetrané až čerstvé andezity (35 %) a zvyšok tvoria kremence, žilný kremeň a rozličné druhy mierne až stredne navetraných vápencov a dolomitov.

Fluviálne sedimenty *nižšej strednej terasy* Handlovky sú na povrchu prevažne pokryté asi 0,5 – 1 m hrubou vrstvou svahových hĺn (16) a piesčitých hĺn (17). Na povrch vystupujú len v rozsypoch na hranách, v umelých odkryvoch a na stenách výmoľov, resp. odtrhovej hrane zosuvu (Jalovec). Na obidvoch lokalitách ide o erozívny zvyšok tylového okraja terasy. Akumulácia bez piesčito-hlinitého pokryvu dosahuje hrúbku 8 – 10 m.

Sedimenty sú zložené z prevažne hrubých (\varnothing 5 – 10 cm) až veľmi hrubých (\varnothing 12 – 15 cm) semioválnych až suboválnych tmavo- aj svetlohnedých zahlinených piesčitých štrkov s premenlivým (menším) podielom balvanov (\varnothing do 15 až 25 cm). Nápadná je prítomnosť ojedinelých blokov (\varnothing 40 – 80 cm). Stredná frakcia (\varnothing 2 – 5 cm) je lokálne kolísavá.

Petrografické zloženie štrkov *nižšej strednej terasy* Handlovky je výrazne polymiktné. Približne v rovnakom pomere sú zastúpené slabo navetrané andezity, rozličné druhy paleogénnych pieskovcov s 0,3 – 0,8 cm hrubou kôrou zvetrania, nasledujú mierne navetrané metamorfity (ortoruly a pararuly), kremence, žilný kremeň, rôzne vápence a dolomity. V menšej miere sa na lokalite pri Veľkej Čause vyskytujú aj granity a granodiority. Pozoruhodná je občasná prítomnosť sférických balvanov až blokov pieskovcových konkrécií s rôznym stupňom navetrania až zvetrania, uvoľnených z pieskovcov *bielopotockého súvrstvia* (*chrenovecké pieskovce*) vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny (64 – 62).

Vrchný pleistocén

- 25** **proluviálne piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových vejároch (*würm*)**
- a) **proluviálne piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových vejároch (*würm*) s pokryvom deluviálnych hĺn (*würm/holocén*)**

Vrchnopleistocénne proluviálne akumulácie *nízkych náplavových vejárov* (kužeľov) sú v regióne vyvinuté a zachované viacpočetne tak na príľahlej časti Turčianskej kotliny (Valčianskej pahorkatiny), ako aj na príľahlej časti Hornonitrianskej kotliny.

V Turčianskej kotline ide celkovo o 6 samostatných výskytov. Tri plytké telesá kužeľov sú vyvinuté na ľavobreží Turca v miestach vyústenia Hájskeho potoka, potoka Sokol (na Z od Ivančinej) a potoka Trhanová v Abramovej-Laclavej a ďalšie 3 samostatné telesá v rámci alúvia Vríce v Kláštore pod Znievom v Lazanoch a Slovanoch, ako aj pri vyústení Vríce do alúvia Turca v Turčianskom Ďure (náplavový kužeľ Vríce). Vo všetkých prípadoch ide o vyústenia na okraj alúvií do *dnovej akumulácie*, prípadne *nízkej terasy* Turca (24).

V „ostanci“ *nízkeho vejára* ľavobrežia Hájskeho potoka maximálna hrúbka proluviálnej akumulácie podľa Halouzku (in Gašparik et al., 1995) je do 10 až 12 m. Sedimenty sú zložené hlavne zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm), menej hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených subangulárnych až semiangulárnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Drobnozrnná frakcia (\varnothing 1 – 2 cm) aj veľmi hrubé štrky (\varnothing do 11 – 15 cm) sú zriedkavé. Piesčitá frakcia je strednoaž hrubozrnná a výrazne sľudnatá. Na povrchu kužeľa sú obdobne ako pri starších telesách deponované piesčité hliny v hrúbke do 1 m.

V petrografickom zložení proluviálneho materiálu sú zastúpené čerstvé, prípadne len mierne navetrané metamorfity (ortoruly, pararuly) a čerstvé hrubozrnné muskoviticko-biotitické granodiority s nepatrným množstvom kremencov a žilného kremeňa.

Telesá *nízkych vejárov* pri Ivančinej a v Abramovej-Laclavej sú len jedno- a dvo- vetvové, pravo- alebo ľavostranné, dlhé do 600 m, morfológicky menej výrazné a ploché. Vejár v Laclavej sa smerom do distálnej zóny postupne rozširuje až na zhruba 400 m, vejár potoka Sokol si zachováva šírku okolo 200 m. Oba *nízke*, lokálne mierne terasované vejáre sa spájajú so súvekou *nízkou* fluviálnou terasou Turca. Výška povrchu telies dosahuje hodnotu maximálne 1,5 – 2 m nad vrchom nivy a hrúbka proluviálnej akumulácie sa pohybuje medzi 5 – 9 m.

Sedimenty pozostávajú zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií nevytriedených subangulárnych až semiangulárnych (zriedkavo semioválnych) piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé

úlomky (\varnothing do 11 – 15 cm) sú zriedkavé. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrná. V petrografickom zložení proluviálneho materiálu sú približne v rovnakej miere zastúpené čerstvé, prípadne len mierne navetrané vápence a dolomity s nepatrným množstvom kremencov. Proluviálne sedimenty sú lokálne pokryté tenkou vrstvou (0,3 – 0,5 m) piesčitých hĺn s ojedinelými drobnými úlomkami hornín a štrkami.

Mierne odlišná situácia je v alúviu Vríce. Pôvodne kompaktný *nízky náplavový vejár* s dĺžkou viac ako 4 km (od Lazian až po Turčiansky Ďur) je vplyvom laterálnej erózie spôsobenej presunom koryta počas holocénu postgeneticky terasovaný a segmentovaný na viaceré samostatné časti. Nízky vejár Vríce tvorí spodnú etáž opísaného nižšieho stredného vejára (27). Vejár sa morfológicky, najmä v apikálnej zóne, javí ako fluviaľná terasa, no jeho zvýšená stredová os je opticky viditeľná najmä v Slovanoch od rybníkov smerom na V k nive Turca, kde dosahuje výšku okolo 4 – 5 m. V Lazanoch sú to len 3 m nad nivou. Hrúbka sedimentov vejára Vríce je okolo 8 – 12 m (Halouzka in Gašparik et al., 1995).

Sedimenty pôvodne kompaktného telesa sú zložené prevažne zo strednozrných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií semioválnych až semiangulárnych nevytriedených a chaoticky uložených svetlosivých piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Prítomné sú aj veľmi hrubé (\varnothing 11 – 15 cm) štrky až balvany, ale len v apikálnej časti pri vstupe do Kláštora pod Znievom (v Lazanoch). Drobnozrné štrky a úlomky (\varnothing 1 – 2 cm) sú hojnejšie najmä v distálnej zóne.

V petrografickom zložení proluviálneho materiálu vejára sú dominantne (70 %) zastúpené stredno- až hrubozrné nezvetrané (čerstvé), prípadne mierne navetrané vápence, vápnité pieskovce, dolomity a bridlice. Spodnotriasové kremenné pieskovce a kremence sú zriedkavejšie (10 %). Stredno- až hrubozrná piesčitá frakcia v celkovom objeme dosahuje až 35 %. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrná, obsahuje prevažne úlomky karbonátov.

Na povrchu vejára sú deponované piesčité hliny v hrúbke do 1 m.

V Hornonitrianskej kotline sú zaznamenané synchronne výskyty na ľavobreží Nitry v miestach vyústenia horských potokov na okraj aluviaľnej nivy Nitry do jej *dnovej akumulácie a nízkej terasy* (24) v úseku medzi Pravencom-Kolóniou a Nedožermi-Brezanmi. Významný je aj ďalší výskyt súvekeho vejára Mlynského potoka priamo v Handlovej.

Teleso *nízkeho vejára* v Pravenči-Kolónii tvorí do 600 m dlhý, morfológicky menej výrazný plochý vejár, ktorý sa smerom do nivy Nitry postupne rozširuje až na zhruba 700 m. Proluviálne sedimenty sú pokryté tenkou vrstvou (0,3 až 0,5 m) piesčitých hĺn s ojedinelými drobnými úlomkami hornín a štrkami. Hrúbka akumulácie sa odhaduje na 12 – 16 m.

Sedimenty telesa sú zložené prevažne zo strednozrných (\varnothing 2 – 5 cm) až hrubozrných (\varnothing 5 – 10 cm) frakcií semioválnych až semiangulárnych nevytriedených a chaoticky uložených svetlosivých piesčitých štrkov a úlomkov hornín.

Veľmi hrubé (\varnothing 11 – 15 cm) štrky sú zriedkavé. Drobnozrnné štrky a úlomky (\varnothing 1 – 2 cm) sú hojnejšie najmä v distálnej zóne.

V petrografickom zložení proluviálneho materiálu sú dominantne zastúpené stredno- až hrubozrnné nezvetrané (čerstvé) muskoviticko-biotitické granodiority (60 %), zvyšok tvoria úlomky spodnotriasových kremenných pieskovcov a kremenecov *lúžňanského súvrstvia* (127) a lokálne žilný kremeň. Stredno- až hrubozrnná piesčitá frakcia v celkovom objeme dosahuje až 35 %. Piesčitá frakcia je stredno- až hrubozrnná, obsahuje prevažne kremeň a kremenec a veľké množstvo biotitu a muskovitu.

Obdobná situácia je vo výskyte torza proluviálneho telesa Rysného potoka na S od Nedožier-Brezian, kde piesčité štrky a úlomky hornín vystupujú priamo na povrch.

Nízky vejár Mlynského potoka v Handlovej pozostáva z dvoch morfológicky výrazných vetiev dlhých do 500 m, rozdelených v postglaciáli. Každá vetva je hlavne na povrchu a v distálnejších zónach antropogénne modelovaná a do značnej miery stavebne upravená. Relatívna výška oboch vetiev je približne rovnaká a pohybuje sa od 15 m nad tokom v apikálnej časti do 2 – 3 m pri nive Handlovky. Hrúbka akumulácie je rôzna, celkove sa však odhaduje na 3 – 13 m.

Na základe umelých odkryvov (najmä v záreze železnice) sa zistilo, že proluviálne sedimenty pozostávajú prevažne z hrubozrnných (\varnothing 5 – 10 cm), menej strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) frakcií semioválnych až semiangulárnych nevytriedených a chaoticky uložených tmavosivých až sivohnedých, silno zahlinených až zaílovaných piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Veľmi hrubé (\varnothing 11 – 15 cm) štrky sú prítomné najmä v pravej (severnejšej) vetve vejára. Drobnozrnné štrky a úlomky (\varnothing 1 – 2 cm) sú hojnejšie najmä v distálnej zóne.

V horninovom zložení proluviálneho materiálu sú dominantne zastúpené vulkanické horniny v podobe rozličných druhov andezitov (95 %), zvyšok tvoria úlomky kremenných ílovcov menilitového typu, pieskovcov paleogénu a drobné úlomky kremeňa.

24 fluviaľne piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách (*wüirm*)

24a fluviaľne piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách (*wüirm*) s pokryvom deluviaľných hĺn (*wüirm/holocén*)

Fluviaľne sedimenty vrchného pleistocénu predstavujú poslednú periglaciálnu štrkovú akumuláciu. Zaberajú zo všetkých kvartérnych uloženín dovedna druhé najrozsiahlejšie a najucelenejšie plochy na skúmanom území. Objemovo a plošne sú rozsiahlejšie len sedimenty tzv. *horského kvartéru*, t. j. zvetraniny (23) a deluviaľne sedimenty v podobe svahovín a sutín (22 – 16) a ich kombinácií s deluviaľno-proluviaľnými (15 – 12) a deluviaľno-fluviaľnými sedimentmi (11 – 8).

Väčšina vrchnopleistocénnych fluviálnych sedimentov tzv. *dnovej akumulácie* na povrch nevystupuje v dôsledku ich pokrytia mladšími, holocénnymi fluviálnymi uloženinami nivnej fácie (4), prípadne (3), alebo deluviálnymi hlinami (16) a deluviálno-fluviálnymi splachmi (24b). Povrchové výstupy sú známe len z menšieho počtu drobných lokálnych umelých (opustených štrkovní) a prirodzených odkryvov (nárazové brehy tokov), no hlavne z erozívnych zvyškov („ostancov“) svojej pôvodnej akumulačnej úrovne, dnes zachovanej vo forme nadnivej, tzv. *nízkej terasy*.

Objemovo najväčší výskyt uvedených sedimentov sa nachádza v priľahlých zobrazených častiach Turčianskej kotliny a Hornonitrianskej kotliny. *Dnová akumulácia* tam plošne zodpovedá rozsahu zobrazených úsekov nív Turca a Nitry vrátane paralelných pásiem *nízkyh terás*, ktoré lemujú obe nivy a sú preušované bočnými prítokmi.

V Turčianskej kotline sa k *dnovej akumulácii* v rozsahu nivy Turca s ľavobrežnými *nízkymi terasami* v pásme od Dubového po Turčiansky Ďur s pokračovaním na S mimo regiónu priradujú aj vekovo zodpovedajúce akumulácie jeho väčších žiarskych prítokov – Piešť, Jasenica, Lúčky, Sokol, Polerieka, Bystrica a Vedžer, no hlavne *dnová akumulácia* Vríce na úseku jej nivy medzi Predvrícom a Turčianskym Ďurom, kde sa spája s *dnovou akumuláciou* Turca. Pri týchto tokoch ide o dolné úseky v pohorí a pred vyústením z pohoria, no najmä o kotlinové úseky.

V Hornonitrianskej kotline sa k *dnovej akumulácii* Nitry medzi Kľačnom, Nitrianskym Pravnom, Pravencom-Kolóniou a Nedožermi-Brezanmi s pokračovaním mimo regiónu do Prievidze priradujú dolné úseky nív jej väčších horských prítokov – Tmavá, Vyšehradský potok, Linutský potok, Rysný potok a Breziarsky potok.

Za uvedenými akumuláciami nasleduje *dnová akumulácia* v rozsahu nivy a občasných výskytov *nízkej terasy* Handlovky vrátane kotlinových úsekov nív jej väčších prítokov, ako sú Mlynský potok, Hraničný potok, Morovniarsky potok, Chrenovecký potok a Čausiansky potok.

Medzi najrozsiahlejšie povrchové výskyt *nízkyh terás* v piesčito-štrkovom vývoji v skúmanom regióne patrí už uvedené pásmo medzi Dubovým a Turčianskym Ďurom. Presnejšie ide o výskyt medzi Dubovým a ústím potoka Piešť v miestnej časti Nevoľné, ďalšie menšie izolované výskyt na ľavobreží Turca po ústie Jasenice v miestnej časti Balážovo, izolované výskyt pri ústí potoka Sokol a priamo v osade Laclavá. Zo z. strany je to pásmo medzi Pravencom-Kolóniou a Nedožermi-Brezanmi alebo ojedinele sa vyskytujúce „ostance“ *nízkyh terás* pozdĺž toku Handlovky najmä v Chrenovci-Brusne, medzi Ráztočným a Jalovcom a v Jalovci (pozri geologickú mapu).

Úroveň povrchu odkrytých *nízkyh terás* reprezentuje všade pôvodnú úroveň povrchu sedimentov *dnovej akumulácie* z obdobia pred eróziou v neskorom gla-

ciáli až holocéne. Jeho relatívna výška sa v regióne pohybuje v rôznych hodnotách. V priľahlej časti Turčianskej kotliny je to asi 2 – 4 m nad povrchom nivy Turca (Halouzka in Gašparik et al., 1995) a podľa posledných zistení v rámci vlastného výskumu na úseku medzi ústím Jasenice a potoka Sokol do Turca je výška povrchu terasy nad povrchom nivy Turca len 1 – 2 m (Maglay in Kováčik et al., 2014). V priľahlej časti Hornonitrianskej kotliny je to zhruba 2 – 6 m nad povrchom nivy Nitry a v doline Handlovky je to len 1,5 – 2,5 m (Pristaš in Šimon et al., 1997).

Reliéf povrchu *nízkyh terás* je prevažne plochý, len mierne zvlnený a smerom od toku k úpätiám, resp. k staršej terase (26) sa mierne zvyšuje. V príslušných úsekoch dolín Turca a Nitry *nízka terasa* priamo nadväzuje na synchronné telesá *nízkyh vejárov* (25) potokov (napr. v okolí ústia potoka Sokol a v Laclavej). Niektoré menšie erozívno-denudačné zvyšky terasy v Dubovom pri poľnohospodárskom družstve a na ľavobreží Handlovky v Jalovci nemajú zachovaný plochý tvar povrchu a sú len súčasťou úpäťnej časti svahu. V takomto prípade sa výška hrany terasy zvyšuje na zhruba 6 m.

Vo zvodnených piesčitých štrkoch *dnovej akumulácie* a *nízkej terasy* Turca prevažuje stredná až hrubá frakcia (\varnothing 2 – 5 – 10 cm), veľmi hrubá frakcia (\varnothing do 15 cm) je zriedkavá a nachádza sa prevažne na báze. Obliaky sú pomerne dobre opracované, prevažujú semioválne až suboválne, ale vyskytujú sa aj oválne. Subangulárne sú na styku so staršími proluviálnymi sedimentmi.

V petrografickom zložení štrkov *dnovej akumulácie* Turca v južnejšom úseku v rámci nivy dominujú takmer čerstvé andezity (75 – 80 %), nasledujú nezvetrané metamorfity (10 – 15 %) a zvyšok tvoria kremence, žilný kremeň a rozličné druhy mierne až stredne navetraných vápencov a dolomitov. Smerom na S sa pomer horninového zastúpenia v akumulácii mierne mení. Najväčší objem opäť vykazujú nezvetrané až čerstvé andezity (50 – 60 %), nasledujú čerstvé granity, granodiority, ortoruly a pararuly (35 %) a zvyšok tvoria rôzne druhy mierne až stredne navetraných vápencov a dolomitov a napokon kremence a žilný kremeň (Halouzka in Gašparik et al., 1995).

Na povrchu piesčitých štrkov terasy sa lokálne vyskytuje do 0,5 – 1 m hrubý pokryv svetlých sivohnedých prachovitých až jemne piesčitých hĺn finálnych fluviaálnych náplavov a deluviaálno-fluviaálnych hlinitých splachov (24b).

Hrúbka *dnovej akumulácie* Turca bez hlinitého pokryvu kolíše v rozmedzí 3 – 6 m v nive a 5 – 9 m v *nízkej terase*.

Väčšinu sedimentov *dnovej akumulácie* v nive aj *nízkej terase* Nitry podľa Pristaša (in Šimon et al., 1997) tvoria zvodnené piesčité štrky. Štrky tvoria čerstvé suboválne až semiangulárne (stredne zaoblené), zriedkavo dokonale zaoblené drobné až strednozrné ($\varnothing < 5$ cm) obliaky. Hrubozrné štrky (\varnothing 5 – 10 cm) sa zistili len na báze výplne.

V petrografickom zložení mierne prevládajú kremence (50 – 55 %). Z ďalších hornín sú prevažne v s. úseku zastúpené rôzne vápence, dolomity a vápnité bridlice (20 – 25 %). V južnejšom úseku namiesto uvedených vápencov a dolomitov nasledujú granity, granodiority a kryštalické bridlice (15 – 20 %), zvyšok tvoria pieskovce (kremenné, arkóзовé...) a kremeň. Piesky *dnovej akumulácie* sú v s. časti prevažne vápnité, smerom na J viac kremenné, sľudnaté, stredno- až hrubozrnné ($\varnothing < 1,8$ mm), len zriedka jemnozrnné ($\varnothing < 0,2$ mm) a veľmi slabo zrnitostne vytriedené. Piesky sú v súvrství nerovnomerne rozptýlené, v stredných a vrchných polohách je ich zastúpenie vyššie.

Hrúbka *dnovej akumulácie* Nitry v nive kolíše v rozmedzí 3 – 4 m, v *nízkej terase* dosahuje 5 – 8 m.

Fluviálne sedimenty *dnovej akumulácie* a *nízkej terasy* Handlovky tvorí prevažne stredná až hrubá ($\varnothing 2 – 5 – 10$ cm), na báze až veľmi hrubá ($\varnothing 12 – 15$ cm) frakcia semioválnych až suboválnych tmavo- aj svetlohnedých, pomerne zahlienených piesčitých štrkov s premenlivým, zväčša však menším podielom balvanov (\varnothing do 15 – 25 cm). Obdobne ako pri štrkoch staršej terasy (28), pozoruhodná je prítomnosť ojedinelých blokov ($\varnothing 40 – 80$ cm).

V petrografickom zložení štrkov *nízkej terasy* Handlovky sú v hornom úseku prevažne (80 %), neskôr do 50 % zastúpené čerstvé, občas mierne navetrané andezity, rôzne druhy čerstvých paleogénnych pieskovcov (do 40 %), nasledujú mierne navetrané metamorfity (ortoruly a pararuly), kremence, žilný kmeň, rôzne vápence a dolomity. V mieste, kde tok Handlovky opúšťa región, sa v menšej miere vyskytujú aj granity a granodiority. Pozoruhodná je občasná prítomnosť sférických balvanov až blokov pieskovcových konkrécií s rôznym stupňom navetrania, uvoľnených z pieskovcov *bielopotockého súvrstvia* (*chrenovecké pieskovce*) vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny (64 – 62).

Povrch *nízkej terasy* Handlovky tvoria lokálne 0,5 – 1 m hrubé svahové hliny (16, 24b), piesčité hliny (17) a kamenité hliny (20, 22). Hrúbka akumulácie bez uvedeného pokryvu je 1,5 – 3 m v nive a 3 – 5 m v *nízkej terase*. Sedimenty sú zvodnené.

Sedimenty dnových výplní potokov nesú viaceré odlišné znaky. Pri vyústeniach z pohoria a v medzivejárových (medzikužel'ových) a medzipahorkových priestoroch kotlín ide všeobecne o slabo vytriedené až nevytriedené piesčité štrky. V štrkovej frakcii sa vyskytujú prevažne nezvetrané čerstvé, ale aj selektívne navetrané aj zvetrané, slabo zrnitostne vytriedené a prevažne menej opracované semioválné, semiangulárne až subangulárno-angulárne stredno- až hrubozrnné ($\varnothing 2 – 10$ cm) obliaky a čiastočne aj úlomky hornín. Občas sa vyskytujú aj balvany. Piesky sú prevažne hrubozrnné ($\varnothing 0,5 – 1,8$ mm) a slabo zrnitostne vytriedené, v okolí Dubového v Handlovskej kotline miestami silno zahlienené. Farba pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú.

V petrografickom zastúpení štrkov potokov na okrajoch Hornonitrianskej kotliny a Turčianskej kotliny dominujú v s. časti vápence a dolomity, nasledujú kremence, granity, metamorfity a žilný kremeň (80 – 90 %). V južnej časti dominujú kremence, granity, metamorfity a žilný kremeň (75 – 80 %). V Handlovskej kotline sa výrazne pridružujú v j. časti andezity, ktoré v okolí Handlovej dominujú, z ostatných hornín sú to najmä pieskovce, vápence, dolomity a ílovce. Hrúbka *dnovej akumulácie* potokov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1,5 (2) m.

Pleistocén – holocén

23 eluviálno-deluviálne piesky a piesčité hliny s úlomkami vo zvetraninových kôrach

Zvetraniny tvoria jeden z primárnych zdrojov materiálu deluviálnych sedimentov. Na rozdiel od iných jadrových pohorí, v pohorí Žiar zvetraniny dosahujú sumárne najväčšie plošné rozšírenie a podľa odhadov na odkryvoch aj najväčšiu hrúbku. Predstavujú významný fenomén paleoklimatických, nielen kvartérnych, ale aj predkvartérnych procesov. Vyvinuli sa a zachovali v mnohopočetných, rozlohou veľkých aj menších lokalitách, najmä na povrchu rozsiahlejších, mierne zvlnených plošín *stredohorského systému zarovnaní (stredohorskej rovne)* a na medzidolinových chrbtoch vnútri pohoria (pozri geologickú mapu). Rozšírené sú najmä na miestach, ktorých povrch tvoria hrubé zvetraninové kôry hrubo zrných muskoviticko-biotitických granitov, granodioritov a stredozrných dioritov, ale aj ortorúl a biotitických pararúl.

Plošne najucelenejšie a najrozsiahlejšie výskyty zvetranín sa zaznamenali na plochých chrbtoch až plošinách od masívu Nemcovej (831,2 m n. m.) až po Chrenovské lazy a ďalej na JV od kóty 838 Kolárovo cez masív Rúbane (833,4 m n. m.) na V do časti Piesky a do širšieho okolia kóty 882,2 Horeňovo. Ďalšie výskyty sú na plochých chrbtoch medzi dolinami Veľká Jasenica a Malá Jasenica v okolí kóty 665 Predné kaly, pri v. okraji pohoria nad dolinou potoka Piešť v častiach Kalné vrchy (619 m n. m.) a Kabasejove jamy a na V od Malého Vyšehradu (766 m n. m.) v časti Rakovské lazy (637 m n. m.). Okrem uvedených väčších lokalít je známe veľké množstvo drobných výskytov zvetranín, hrúbkou neprevyšujúcich 2 m.

Zvetraniny pozostávajú prevažne z hrubo zrných a stredozrných tmavosivých až svetlosivých aj okrovobielych až bielych stmelených sľudnatých pieskov až pieskovcov, miestami z hnedých, sivých a hrdzavých siltov, ale aj z úlomkov rúl a granitoidov. Kôry zvetrania nesú znaky pôvodných textúr (bridličnatosti, odlučnosti a puklinovitosti). Zvetraniny vzniknuté na granitoidoch až granitoch si zachovávajú pôvodný tvar odlučnosti a puklinovitosti. V pieskoch sú časté úlomky rozvetraných granitov (obr. 3.6-3), občas sa nájdu

aj bloky nezvetraných a nerozpadnutých častí pevnejších hornín. Spodná hranica zvetrania je ťažšie zreteľná a najčastejšie veľmi pozvoľna prechádza do pevnej nezvetranej horniny.

Kvartérne zvetraniny lokálne vertikálne (do podložia) aj laterálne nadväzujú aj na staršie (neogénne aj paleogénne) pozostatky zvetraninových plášťov, vyznačujúce sa prítomnosťou svetložltého až bieleho kaolínu a bielych kaolinických pieskov. Kaolonické piesky až hliny sú často druhotne redeponované a stávajú sa súčasťou hlinito-piesčitých svahovín (19, 17) a deluviálno-fluviálnych akumulácií na úpätiach svahov horských dolín, v dnách suchých dolín a ich záverov, ako aj vo svahoch výmoľov.



Obr. 3.6-3. Hrubozrné stmelené sľudnaté piesky a úlomky granitoidov vo zvetraninovej kôre pri Chrenovských lazoch.

Hrúbka zvetranín je v dôsledku nerovnomerného zvetrávania a rozdielnej denudácie nerovnomerná. Najhrubšie zvetraniny sú na ľahšie zvetrávajúcich zónach a tiež v konkávných úsekoch reliéfu najmä v dôsledku ich pokrytia eluviálno-deluviálnymi resedimentmi z vyšších polôh. Tu dosahuje hrúbka podľa údajov z početných výmoľov 3 – 10 m. Na ostatných miestach je zvetraninová kôra hrubá len do 1 – 2 m.

V dôsledku zabezpečenia zodpovedajúcej výpovednej hodnoty geologickej mapy regiónu je reálny plošný rozsah pokrytia územia pohoria zvetraninami lokálne zredukovaný a na mape je zaznamenaná len hrúbka zvetranín prevyšujúca odhadom 2 m.

22 deluviálne sedimenty v celku, litofaciálne nečlenené svahoviny a sutiny

Napriek tomu, že deluviálne sedimenty pozostávajú z veľkého množstva litologických subtypov, prechodných derivátov, resp. variet deluviálnych sedimentov, pre ktoré je charakteristická prevaha príslušnej, napr. kamenitej, štrkovitej, piesčitej či hlinitej frakcie, na študovanom území sa vyskytujú aj gravitačné svahoviny a sutiny, pre ktoré nebolo možné stanoviť reprezentačný litofaciálny typ. Príčinou je časté striedanie frakcií a problematické technické zobrazenie na geologickej mape pre maloplošný výskyt. Pri tomto subtype ide teda prevažne o zmes deluviálnych až deluviálno-soliflukčných akumulácií, frakčne pozostávajúcich od balvanovito-blokovitých a piesčito-kamenitých a piesčitých akumulácií cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po hlinité akumulácie.

Striktne vzaté, tieto sedimenty sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných oddelených, zväčša maloplošných výskytoch priebežne na celom zobrazenom území. Ich výskyty sa viažu najmä na dná a svahy kratších suchých dolín, resp. na závery dolín s občasným tokom. Na mape sú vyznačené drobné výskyty, ktorých hrúbka prevyšuje odhadom 2 m.

Na tvorbe zmiešaných delúvií sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že v centrálnejších a najexponovanejších častiach pohoria sú tieto sedimenty často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie. Dovedna s ostatnými subtypmi deluviálnych akumulácií sa označujú aj ako „horský kvartér“. Ich stratigrafický význam z hľadiska vývoja územia počas kvartéru je málo vypovedný.

21 deluviálne piesčito-kamenité, balvanovité až blokované sutiny a skalné zlomiská

Ide o špecifický hruboklastický derivát deluviálnych sedimentov (20, 19). Na celom území sa zaznamenali početné samostatné výskyty tohto subtypu, a to najmä v rozsahu výstupu tektonickej jednotky hronika a na jz. okraji regiónu v príľahlej časti Vtáčnika.

Najväčšie a mnohopočetné výskyty balvanovitých až blokovitých sutín sa nachádzajú v dnách strmých suchých dolín a žľabov s. aj j. úboče masívu Sokola s kótami hrebeňa 1 013, 1 026 a 1 024, na v. úboči zručaniny hradu Zniev (985 m n. m.), v záveroch a dnách suchých dolín ústiach do doliny potoka Vedžer a pod skalným masívom Vyšehradu (829 m n. m.), kde ide o menší plošný výskyt blokoviska vo svahu pod skalným zrubom (skalnou stenou).

Po prerušení výskytov na území s výstupom granitoidných hornín a metamorfítov sa zodpovedajúce deluviálne sedimenty nachádzajú na rozhraní podcelkov Horeňovo a Rovne na SV od Ráztočna pod s. stenou Skalky (852 m n. m.).

Aj tu ide len o malý plošný výskyt blokoviska vo svahu pod skalnou stenou budovanou jurskými krinoidovými vápencami (91) a triasovými kremencami a dolomitmi karpatského keuperu (94). V úpätnej časti svahu v predĺžení do záveru doliny sa vyvinulo a zachovalo blokovisko ílovito-piesčitých, výrazne balvanovitých (\varnothing do 50 cm) a ojedinele až blokovitých (\varnothing 0,8 – 1 m) sedimentov. Hrúbka akumulácie sa odhadom pohybuje v rozmedzí 1 – 2 m.

Posledné dva výskyty sa nachádzajú v príľahlej časti Vysokého Vtáčnika na Z od Handlovej, kde rozsiahle blokoviská lemujú výstupy vrchnobádenských bazaltických andezitov formácie Kľackej doliny (43). Väčšiu plochu zaberajú blokoviská po obvode Malého Griča (876 m n. m.) vrátane príľahlého pahorku na V od kóty a menšiu plochu blokoviská na z. a s. svahu Kňazovho kopca (692 m n. m.).

V zahľinených hrubozrnných pieskoch sa nachádza veľké množstvo prevažne subangulárnych až angulárnych blokov a balvanov (\varnothing 30 – 50 cm). Okrem toho sa v sedimente nachádzajú aj veľmi veľké bloky (\varnothing 1 – 1,5 m). Miestami sa našli aj bloky s \varnothing do 2 m. Hlavnú horninovú náplň tvoria andezity. Podobne ako na iných miestach, najväčšie rozmery aj početnosť dosahujú bloky nachádzajúce sa bezprostredne pod skalnými výstupmi. Ďalej od skalných výstupov sa nachádzajú bloky prenesené soliflukčnými prúdmi, prípadne len vlastnou gravitáciou pri opade.

Z celkového pohľadu ide o primárne gravitačný opad zo skalných stien a produkt skalného rútenia. Sedimenty sú druhotne rozpadnuté mrazovým zvetrávaním, soliflukčne a čiastočne aj fluviálne rozvlečené. Sú hlavne balvanovito-blokovité, dnes majú podobu hrubých blokovísk a na menších plochách až kamenných morí. Hrúbka akumulácií je veľmi premenlivá – vyjmúc veľké bloky, pohybuje sa v rozmedzí 1,5 – 4 m, zriedkavo dosahuje aj 5 m.

Osobitným fenoménom sú druhotne (CaCO_3) spevnené kamenné osypy do formy brekcií. Ich výskyty sa zistili v záveroch severne orientovaných žľabov pod výstupmi skalného podložja (pod skalnými stenami) tvoreného wettersteinskými (73) a ramsauskými (86) dolomitmi hronika v masíve Sokola v častiach Studenec a Zásálná.

20 deluviálne hlinito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny

19 deluviálne hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny

Striktne vzaté, deluviálne sedimenty vrátane prechodných subtypov pokrývajú okrem priamych výstupov skalného podložja a miest s výskytom zvetranín (23) či fluviálnych a proluviálnych akumulácií v dolinách (25, 24, 7, 5, 4) celé územie regiónu. Kvôli výpovednej hodnote geologickej mapy o stavbe a vývoji územia sú výskyty deluviálnych sedimentov na mape plošne zredukované a vyznačené len v hrúbke, ktorá odhadom presahuje 2 m. Napriek tomu je možné

konštatovať, že oba uvedené litogeneticky príbuzné sedimenty tvoria dovedna s opísanými nečlenenými svahovinami a sutinami (22) a balvanovito-blokovitými sutinami (21) plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší litologický typ kvartérnej akumulácie na území zobrazenej severnej časti pohoria Žiar a príľahlých častí Vtáčnika, Kremnických vrchov, Handlovskej kotliny, Hornonitrianskej kotliny a Turčianskej kotliny. Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podloží hornín a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne aj blokovými, ako je to na príľahlých okrajoch Vtáčnika a Kremnických vrchov.

Napriek tomu, že na celom študovanom území sa zistilo veľké množstvo roztrúsených maloplošných výskytov s hrúbkou presahujúcou 2 m, zachovali sa aj plošne výraznejšie a ucelenejšie pokryvy až tzv. deluviálne plášte. Tie sa vyskytujú najmä na úpätiach východných okrajových svahov Žiaru v styku s medzidolinovými chrbtami kotliny v pásme od Skleného cez Dubové po Jasenovo a po prerušení nivou Jasenice cez Rudno, Slovenské Pravno a Polerieku po Kláštor pod Znievom. Najmä úpätný úsek medzi Poleriekou a Kláštorom pod Znievom sa vyznačuje rozsiahlymi a hrubými akumuláciami tohto typu sedimentov.

Na západnom úpäti okrajových svahov Žiaru sa delúviá tohto typu zachovali na ľavobreží Nitry od dolného konca Kláča po ústie Vyšehradného potoka, v Nitrianskom Pravne a na svahoch pohoria v okolí Pravenca. Tu sa pásmo výskytov smerom na JV zužuje a viaže sa len na svahy horských dolín v miestach ich výstupov do Hornonitrianskej kotliny. Ďalej pokračuje prerušovane na styku pohoria s kotlinou od Nedožier-Brezian po Malú Čausu. Na juhozápadnej úboči pohoria sa zodpovedajúce sedimenty vyskytujú na S od Chrenovca-Brusna a v okolí Ráztočna.

Najväčšie a najucelenejšie plošné rozšírenie majú tieto sedimenty v jv. časti Handlovskej kotliny v okolí Handlovej a na okrajoch príľahlých častí Kremnických vrchov a Vtáčnika (pozri geologickú mapu), kde okrem iného lemujú destabilizované a gravitačne rozpadnuté kryhy pevných vulkanických hornín (rôznych druhov andezitov). V pohorí sedimenty lemujú úpätia horských dolín, vypĺňajú dná dolín bez aktívneho toku a nachádzajú sa aj v medzirázsochách chrbtov. Často nadväzujú na opísané eluviálno-deluviálne zvetraniny (23) a laterálne sa zastupujú aj s príbuznými deluviálnymi štrkovito-piesčitými sedimentmi okrajových častí pohoria. V Handlovskej kotline na pravobreží Handlovky medzi Jalovcom a Malou Čausou tvoria výplň spodnej časti svahov úvalinovitých dolín a úvalín (19).

Časté sú aj výskyt viažuce sa len na svahy horských dolín v miestach ich výstupov do Hornonitrianskej kotliny a Turčianskej kotliny (pozri geol. mapu).

Hliny a piesčité hlíny (v Handlovskej kotline aj piesky) tohto litogenetického typu obsahujú premenlivé množstvo úlomkov hornín. V časti masívu Sokol, v okolí Vyšehradu, na v. okraji pohoria medzi Kláštorom pod Znievom a Pole-

riekou, v okolí Handlovej a medzi Čausou a Jalovcom okrem menších úlomkov obsahujú aj balvany, ktoré v nich často prevažujú. Hlinito-kamenité sedimenty v celku sú zložené zo sivých, sivohnedých až hrdzavých piesčitých hĺn s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohrannej drviny. V jadre pohoria pozostáva kamenitá zložka z granitov, granodioritov a rúl, v častiach Sokol, Vyšehrad a v podcelku Rovne z rozličných typov mezozoických vápencov, dolomitov, kremencov a paleogénnych pieskovcov, v jv. časti Handlovskej kotliny a po obvodě Vtáčnika a Kremnických vrchov z andezitov, v ostatnej časti Handlovskej kotliny aj zo zlepencov, pieskovcov a ílovcov paleogénu.

Petrografické zloženie úlomkov hornín závisí od zdrojovej oblasti, t. j. od podložných hornín. Napriek tomu, že sedimenty sú zväčša uložené chaoticky, v profiloch niektorých odkryvov je možné sledovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viac kamenité až blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými intraformačnými vložkami hĺn a humózných hlinitých pôdných sedimentov. V okolí výstupov granitoidov a na paleogénnych súvrstviach sú sedimenty viac piesčité, na JZ od Kláštora pod Znievom a v okolí Handlovej viac ílovité.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-hlinito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevládajú s hrúbkou 2 až 3 m a zväčša nepresahujú 5 m. V okolí Handlovej, najmä na J a JV od mesta, sú tieto sedimenty najčastejšou zložkou materiálu početných a plošne rozsiahlych zosuvov, resp. zosuvných telies. V takomto prípade je ich hrúbka do 20 m. Na geologickej mape je vyznačená len hrúbka, ktorá odhadom presahuje 2 m.

18 deluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky

Sedimenty tvoria litologický derivát so svahovinami (20, 19). V podstate ide o príbuzné a lokálne aj priestorovo ťažko vzájomne odlíšiteľné druhy svahových sedimentov. Na mape sú tieto uloženiny špeciálne vyčlenené len na základe prevahy obsahu štrkovej zložky nad zložkou poloopracovaných až neopracovaných úlomkov hornín (skalnej drviny).

Piesčito-hlinité svahové štrky majú na študovanom území pomerne limitované zastúpenie tak počtom výskytov, ako aj ich plošným rozsahom. Nachádzajú sa hlavne na v. okraji pohoria v príľahlej pahorkatinnej časti Turčianskej kotliny (hlavne Valčianskej pahorkatiny). Z juhu na sever sú to výskyt v pásme od Skleného a okolia po vyústenie Hájskeho potoka z pohoria. V uvedenom pásme tieto svahoviny lemujú výstupy neogénnych pieskov a štrkov *diviackeho súvrstvia* (34), no vystupujú hlavne po obvodě fluviálnych (33, 32, 28, 26) sedimentov riečnych terás Turca, situovaných na uvedených vyšších neogénnych kryhách.

V ďalšom pokračovaní sa sedimenty nachádzajú medzi Rudnom a Slovenským Pravnom, kde občas vystupujú po obvodě fluviálnych sedimentov (28, 26) riečnych terás Turca a po obvodě proluviálnych sedimentov potokov ústiacich

z pohoria (Lúčky, Sokol, Brieštiansky potok a i.). Rozsah výstupov sedimentov je v tomto prípade limitovaný častým a hrubým pokryvom deluviálnych hĺn (16). Severnejšie sú známe výskyty opäť na vyšších kryhách v pásme od ľavobrežia potoka vyúsťujúceho z pohoria pri osade Trhanová a ústiaceho do nivy Turca pri Laclavej a ďalšie až po nivu Vríce medzi Kláštorom pod Znievom a Turčianskym Ďurom. V tomto pásme svahoviny lemujú výstupy neogénnych štrkopieskov *abramovského súvrstvia* (37) (pozri geologickú mapu).

Pri uvedenom type sedimentov ide o štrky, piesky a hliny pôvodných fluviaálnych terasových a proluviaálnych sedimentov, no najmä sedimentov neogénneho podložia, na krátku vzdialenosť resedimentované a rozvlečené na svahy a do úvalín. Deluviálne štrkové sedimenty celkovo pozostávajú zo zahlinených štrkov, čiastočne aj úlomkov hornín a hlinitých pieskov. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené litologickým zložením tak podložných neogénnych sedimentov, ako aj kvartérnych fluviaálnych sedimentov terás Turca. Hliny na povrchu majú miestami až charakter sprašových hĺn. Sú však viac ílovité, v nižších úrovniach viac piesčité, občas obsahujú aj samostatné hrubšie telesá jemnozrnejších pieskov. Farba hĺn je žltosivá, hnedá až hrdzavohnedá, pri prevahe ílu svetlá sivohnedá. Ak povrchové hliny presahujú hrúbku 1 m alebo sa hliny nachádzajú v celom profile (16), ich opis je v nasledujúcich kapitolách.

V nižších vrstvách akumulácií prevažujú hrubozrnné piesčité štrky s prímiesou menej opracovaných úlomkov hornín, ktoré pochádzajú z podložia, ale môžu pochádzať aj z proluviaálnych kvartérnych akumulácií prítokov Turca.

Piesky sú prevažne strednozrnné, v zónach premiešania s klastami granitoidov výrazne hrubozrnné a sľudnaté, v prípade mezozoických hornín, naopak, výrazne jemnozrnné. Po obvode fluviaálnych terás sú piesky stredno- až hrubozrnné a sľudnaté. Vo farebných odtieňoch pieskov dominuje sivohnedá a hrdzavohnedá farba, občas sú bielo až okrovo šmuhované. Štrky andezitov a kremencov sú po obvode terás dobre opracované, granity, granodiority a vápence sú opracované menej, pričom sú zároveň viac zvetrané a v okolí starších terás až rozpadavé. V celku sa z nich tvorí hrubozrnný piesok. V južnej časti pásma majú prevahu hrubozrnné štrky (\varnothing 5 – 10 cm) s ojedinelými balvanmi (\varnothing 10 – 30 cm), v s. časti prevažujú strednozrnné (\varnothing 2 – 5 cm) štrky. V sedimentoch na medzidolinových svahoch a okrajoch plošíniek v okolí Skleného sa občas vyskytujú aj bloky andezitov s priemerom do 50 cm.

Litologicky v sedimentoch južnej časti pásma prevažujú rôzne andezity nad metamorfítni kryštalinika, kremencami, vápencami, dolomitmi a žilným kremennom. V severnej časti pásma, naopak, dominujú rozličné druhy vápencov a dolomit. Hrúbka piesčito-hlinitých a štrkovitých deluviálnych sedimentov sa na uvedenom sv. okraji pohoria pohybuje odhadom od 0,5 do 4 m.

17 deluviálne piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín

Výskyt deluviálnych hlinito-piesčitých sedimentov sa na študovanom území viaže len na zdrojové horniny s dostatkom piesčitej zložky. Najviac sú preto rozšírené na miernejších plochých svahoch, prípadne úpätiach svahov dolín a úvalín v rozsahu neogénnych tektonických krýh priľahlých okrajov oboch kotlín. V Turčianskej kotline je to v zobrazenom úseku Diviackej pahorkatiny medzi Dubovým a Budišom a čiastočne aj pri Rudne, kde vystupujú podložné piesky, pieskovce, íly a tufity *budišského súvrstvia* (38), a v Hornonitrianskej kotline na miestach s výstupom pieskov a štrkov *lelovského súvrstvia* (35) prerušovane v pásme od Pravenca cez Pravenec-Kolóniu po Nedožery-Brezany. Pásmo výskytov sa na tejto strane pohoria ďalej po kratšom prerušení stáča na JV a rozširuje sa do mnohopočetných plôch pozdĺž úpätných častí svahov dolín potokov v rozsahu Handlovskej kotliny od Malej Čausy a Veľkej Čausy až po Ráztočno a Morovno, kde svojím výskytom indikuje prítomnosť výstupov paleogénnych *chrenoveckých pieskovcov* bielopotockého súvrstvia (62) a pieskovcov chrenoveckého typu (63) (pozri geologickú mapu).

Litofaciálne zloženie hlinito-piesčitých až prevažne piesčitých deluvií je okrem spomínaných zdrojových výstupov piesčitých neogénnych a pieskovcových paleogénnych súvrství ovplyvnené aj prítomnosťou ílov, ílovcov a prachovcov, prípadne aj resedimentovaných deluviálnych a polygenetických hĺn (16) vrátane splachov recentného pôdneho pokryvu, ktoré sú obsiahnuté v uvedených súvrstviach. Ide prevažne o sivé až sivohnedé a hnedé odvápnené hlinité piesky až piesky s prítomnosťou hlinitých závalkov, fantomických sférických pieskovcových konkrécií a drobných úlomkov pevnejších hornín, resp. drobných štrkov.

Celková hrúbka sedimentov sa pohybuje väčšinou v rozmedzí 1 – 3 m, no na úpätiach svahov môže zriedkavo dosahovať 6 – 8 m. Väčšina akumulácií stratigraficky prináleží do obdobia najmladšieho pleistocénu až spodného holocénu. Stavba sedimentov je poznačená eróziou a vložkami sedimentov geneticky blízkych deluviálnych variet, s ktorými tvoria časté litofaciálne prechody.

16 deluviálne hliny až piesčité hliny s ojedinelými úlomkami hornín

Svahové hliny tvoria zrnitostne okrajový litogenetický subtyp deluviálnych sedimentov. Zároveň sú prechodným litotypom medzi polygenetickými hlinami (najmä sprašovými hlinami), ktorých výskyty však neboli na skúmanom území regiónu doložené, a ostatnými varietami deluviálnych sedimentov, najmä opísaných piesčitých hĺn (17), prípadne deluviálno-fluviálnych splachov (9, 8).

Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviálno-fluviálnych piesčito-hlinitých až hlinitých splachov (9, 8), viazaných hlavne na dná úvalín v kotlinách a dná suchých dolín v pohorí, sa tento subtyp sedimentov vyskytuje na mierne sklonených svahoch, na plošinkách, vrcholoch plochých medzidolinových chrbtov a na povrchu fluviálnych terás a náplavových kužeľov.

Najväčšie plošné rozšírenie hlinitých svahovín sa zistilo v zníženej časti Diviackej pahorkatiny na fluviálnych sedimentoch terás Turca na V až SV od Budiša a po prerušení nivou Jasenice na proluviálnych sedimentoch medzi Liešnym, z. okrajom Slovenského Pravna až po pokryvy náplavových kužeľov potoka Sokol a severnejšieho bezmenného potoka. Všetky uvedené výskyty deluviálnych hĺn sa viažu na blízkosť výskytu podložných neogénnych ílov a siltov *pravnianskych vrstiev* (36a). Okrem toho sa tieto sedimenty nachádzajú aj na plošinkách a mierne sklonených svahoch v okolí Skleného až po dolinu Hájskeho potoka, a to vždy (pozri geologickú mapu).

Ďalšie významné plošné rozšírenie hlinitých svahovín sa zistilo v jv. časti Žiaru na krasových plošinách v podcelku Rovne na V od Ráztočna a na S od Hraničného potoka, budovaných hlavne vápencami a dolomitmi.

Na pahorkoch okraja Turčianskej kotliny tvoria akumuláciu rôzne odvápnene hliny, a to už od výrazne humusových v nižších úrovniach svahov až po prachovité a sporadicky jemne piesčité hliny s detritom aj bez detritu. Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi piesčitých ílov neogénu, prípadne iných variet deluviálnych sedimentov. Ich farba má mnoho odtieňov, od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú. Miestami tieto hliny vizuálne pripomínajú až sprašové hliny.

Na krasových plošinách akumuláciu reprezentujú svetlohnedé, svetlookrové a svetlosivé vápnité prachovité až piesčité hliny s obsahom drobných úlomkov dolomitov a vápencov. Predmetom výskumu do budúcnosti je občasná prítomnosť obliakov a angulárnych klastov andezitov v týchto sedimentoch.

Genéza svahových hĺn je výsledkom kombinácie viacerých procesov. Spodnú, jemne piesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ a neskôr bola narušená soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu aj habitus podobné sprašovým hlinám. V hline je možné badať pohyb hmôt po svahu, sprevádzaný intraformačnými splachmi. Hrúbka svahových hĺn v kotline nepresahuje 4 m, na plošine je menšia (0,5 – 2 m).

Významným fenoménom v regióne je skutočnosť, že v uvedenom pásme Turčianskej kotliny tvoria deluviálne hliny výrazné pokryvy najmä strednopleistocénnych fluviálnych terás a náplavových kužeľov. Deluviálne hliny tvoria v takomto prípade súčasť vrchného komplexu fluviálnych a proluviálnych uloženín a popri deluviálnej genéze sa v nich uplatnila následná deluviálno-fluviálna až fluviálna genéza (29b, 28b, 26b, 24b).

- 15 **deluviálno-proluviálne piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kužel'och**
- 14 **deluviálno-proluviálne piesčité hliny so štrkami v dejekčných kužel'och**
- 13 **deluviálno-proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité piesky v dejekčných kužel'och**
- 12 **deluviálno-proluviálne hliny až piesčité hliny v dejekčných kužel'och**

Deluviálno-proluviálne sedimenty predstavujú kombináciu deluviálnych sedimentov (svahovín a sutín) redeponovaných na kratšiu vzdialenosť. Sú akumulované v typickej forme proluviálnych vejárov výnosových (dejekčných) kužel'ov. Väčšinou ide o strmšie aj menej strmé (plytšie), morfológicky výrazné formy kónusov menších až nepatrných rozmerov (obr. 3.6-4).



Obr. 3.6-4. Dejekčný kužel' s hlinito-piesčitým až piesčito-kamenitým materiálom a nevhodne umiestnenou stavbou rodinného domu v Chrenovci.

Materiál všetkých dejekčných kužel'ov predstavuje svojím charakterom produkt sporadických aj cyklických, zväčša však náhlych prívalových vôd, spôsobených náhlymi klimatickými udalosťami. Litologická náplň telies kužel'ov je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov (11 – 8) dnovej výplne úvalín, dolín, výmoľov a iných znížení reliéfu, na ktoré tieto deluviálno-proluviálne sedimenty geneticky nadväzujú. Petrografická náplň zodpovedá horninám príslušnej znosovej oblasti. Na základe toho sa deluviálno-proluviálne sedimenty

členia na celý rad litologických variet, ktoré sú na geologickej mape regiónu znázornené štyrmi základnými, vzájomne odlišiteľnými subtypmi (15 – 12). Sedimenty kužeľov sú uložené chaoticky a sú zrnitostne nevytriedené. Prevládajúci typ klastov závisí od typu horniny znosovej oblasti.

Najpočetnejšie výskyty dejekčných kužeľov sa na študovanom území zaznamenali priamo v pohorí Žiar v miestach vyústenia kratších, prevažne suchých dolín do dolín a nív väčších horských potokov, prípadne v miestach vyústení úvalinovitých suchých dolín pahorkatinných častí kotlín do nív Nitry, Handlovky a Turca (pozri geologickú mapu).

Priamo v pohorí sa vyvinuli kužele s prevahou hlinito-kamenitého až hlinito-piesčito-kamenitého, chaoticky uloženého materiálu (15, 13), prinášaného občasnými privalovými vodami. V pahorkatinných dolinách kotlín prevažujú kužele s hlinito-piesčitým a hlinitým materiálom (13, 12). Na vyšších kryhách Valčianskej pahorkatiny medzi Abramovou a Kláštorom pod Znievom dominujú dejekčné kužele s hlinito-štrkovitým materiálom (14).

Formovanie dejekčných kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, no podstatná časť telies sa sformovala až v období holocénu. Sedimentačne je miestami spätá aj s formovaním nívneho krytu, do ktorého môže prstovito zasahovať. Hrúbka telies dejekčných kužeľov sa pohybuje medzi 2 – 10 m.

- 11 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín**
- 10 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) piesčité hliny so štrkami**
- 9 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky**
- 8 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny**

Výskyty uvedeného typu sedimentov sú v regióne veľmi časté a priebežne rozšírené po celej jeho ploche (pozri geologickú mapu). Vyčlenené uloženie tvoria prechodnú fáciu medzi rôznymi varietami deluviálnych sedimentov a fluviálnymi nívnyimi sedimentmi. Vyskytujú sa ako priame a bezprostredné pokračovanie fluviálnej nívnej výplne dien dolín smerom nahor do úvalinovitých dolín, úvalín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku alebo ako pozdĺžne lemy nív na úpätiach svahov dolín. Na okraji pohoria často prechádzajú do deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov (15 – 12).

Najvýraznejšie plošné rozšírenie majú v dnách úvalinovitých dolín a na úpätiach miernych svahov kotlinových pahorkatín, ako aj na telesách a medzi telesami proluviálnych vejárov a fluviálnych terás Hornonitrianskej kotliny a Turčianskej kotliny a v dnách úvalinovitých dolín a úvalín hlavne Diviackej pahorkatiny, Valčianskej pahorkatiny a Handlovskej kotliny. Hojne sa vyskytujú aj na

úpätiach a v suchých dolinách zobrazenej časti Žiaru, Kremnických vrchov a Vtáčnika (pozri geologickú mapu). Akumulácie sú sústredené do nepravidelných, často veľmi dlhých a tenkých línií, končiacich sa buď kontinuálnym prechodom do fluviaálnych holocénnych nív (4), alebo, naopak, smerom nahor do svahovín (22, 20, 17, 16).

Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria v závislosti od dominujúcej faciálnej zložky celý rad jednotlivých litologických derivátov, ktoré sú na mapách sústredené do štyroch základných subtypov (11 – 8). Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronom) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu (hnedozeeme, hnedé lesné pôdy, rendziny a i.), ale aj jeho materského substrátu (kvartérne deluviálne, fluviálne a proluviálne piesky, štrky a úlomky hornín; neogénne íly, silty, piesky, štrky a úlomky sedimentárnych hornín). Spláchnuté sú aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť obsahujúce klastický horninový materiál starších geologických útvarov, prípadne sedimenty pochádzajúce zo starších kvartérnych akumulácií fluviaálnych terás a proluviálnych kužeľov. Splachy niekedy prechádzajú na strmších svahoch úvalín do výmoľovej erózie, čím sa narúšajú aj podložné pieskovcovo-ílovcové súvrstvia paleogénu a pieskovo-ílové a štrkové súvrstvia neogénu, resp. kvartérne aj staršie zvetraniny (23).

Na ílovito-piesčitom a ílovitom neogénnom podloží sa vyskytujú hlinité splachy s menším obsahom piesku (9, 8). Na štrkovito-piesčitom podloží, tvorenom napr. *abramovským súvrstviem* (37), sa zasa vyskytujú hlinito-piesčité splachy s premenlivým obsahom štrku (10, 9). V pohoriach sú splachy zložené z hlinitých pieskov s úlomkami hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú (11, 9). Materiál v pohorí je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený a na niektorých úsekoch dominuje kamenitá zložka. Najväčšia hrúbka splachov na úpätiach svahov je 2 – 5 m.

7 proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších nívnych náplavových vejároch (*neskorý würm – holocén*)

Na území regiónu, resp. v priľahlých častiach kotlín bolo identifikovaných a zdokumentovaných niekoľko výskytov proluviálnych akumulácií *vyšších nívnych vejárov* tvoriacich prechodné štádium medzi *nízkyami* (25) a *nívnymi* (5) *vejarmi*.

Plošne najväčšie telesá, v holocéne segmentované vlastnými tokmi, boli identifikované v jv. časti Handlovskej kotliny priamo v Handlovej a v doline (nive) Handlovky v Ráztočne.

V oddelených vetvách *vyšších nívnych kužeľov* potokov Struhár a Chotárny potok v Handlovej ide prevažne o zahlinené piesčito-kamenité, chaoticky uložené sedimenty, ktoré smerom na povrch prechádzajú do piesčito-hlinitých vrstiev.

Petrograficky okrem hrubého kemitého piesku v úlomkoch hornín a suboválnych štrkoch s priemerom 2 – 5 cm výrazne prevažujú andezity. Okrem vulkanitov sa v sedimentoch zistili aj úlomky rozličných pieskovcov a ílovcov paleogénu a žilného kremeňa. Akumulácia dosahuje v osových častiach kužeľov hrúbku odhadom 5 – 7 m a maximálna relatívna výška povrchu telies je 5 m.

Sedimenty súvekeho kužeľa na pravobreží Handlovky v z. časti Ráztočna sú tvorené piesčitými hlinami s množstvom strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) aj hrubších (\varnothing 6 – 10 cm) opracovaných štrkov a úlomkov hornín. Štrky a úlomky sú chaoticky premiešané s kemitou hrubopiesčitou frakciou a hlinami. Petrograficky ide opäť o horniny zdrojovej oblasti. Sedimenty sú vysoko polymiktné a tvoria ich pieskovce, kremence, vápence, ruly a granity. V najhrubších častiach dosahuje teleso hrúbku 6 m a jeho povrch sa nachádza maximálne 5 m nad úroveň nivy Handlovky.

Telesá vejárov prechodného obdobia vrchného pleistocénu až staršieho holocénu boli identifikované taktiež v Turčianskej kotline-Valčianskej pahorkatine a na s. okraji Diviackej pahorkatiny.

Prvé dve telesá sa nachádzajú medzi Kláštorom pod Znievom a Turčianskym Ďurom a obe tvoria akumulácie kratších pravostranných prítokov Vríce. Ďalší, južnejší výskyt je v mieste vyústenia potoka Sokol do kotlinovej pahorkatiny na S od Slovenského Pravna a jeden pri vyústení Brieštianskeho potoka priamo v Slovenskom Pravne.

Vejáre na pravobreží Vríce sú morfológicky dobre rozoznateľné. Prvý z nich pri rybníkoch je mierne terasovaný, druhý je holocénnou nivou rozdelený na dve vetvy. V prípade oboch kužeľov (vejárov) ide prevažne o zahlinené piesčito-štrkovité až piesčito-kamenité, chaoticky uložené sedimenty, ktoré smerom na povrch prechádzajú do piesčito-hlinitých vrstiev so štrkom. Petrograficky okrem hrubého vápniteho zahlineného piesku v úlomkoch hornín a semioválnych až semiangulárnych strednozrnných štrkoch (\varnothing 2 – 5 cm) výrazne prevažujú dolomity a vápence. Zistili sa aj vápnite pieskovce a čiastočne kremence. Akumulácia vejárov dosahuje v osových častiach hrúbku odhadom 4 – 6 m a maximálna relatívna výška povrchu telies je 4 m.

Vejáre potokov vybiehajúcich z pohoria na S od Slovenského Pravna a priamo v obci sú plošne rozsiahlejšie, plynulejšie a menej morfológicky zreteľné. Pri oboch z nich je vyvinutá len pravá vetva, v prvom prípade dlhá vyše 1 km, v druhom do 800 m. Materiál je hlinito-kamenitý, s absolútnou prevahou karbonátových hornín mezozoika (vápence, dolomity). Prevažujú subangulárne až semiangulárne úlomky, semioválné sú menej časté. Aj v týchto náplavových vejároch prevažuje strednozrnný materiál (\varnothing 2 – 5 cm). Piesčitá zložka je zastúpená v menšej miere. Telesá dosahujú hrúbku odhadom 5 m a maximálna relatívna výška osi povrchu telies nad nivou je len 2 m.

Zo západnej strany pohoria sú vyvinuté malé vejáre v miestach vyústenia potokov do nivy Nitry na J od Nitrianskeho Pravna-Solky a v Nitrianskom Pravne. Sedimenty súvekých vejárov na ľavobreží Nitry v Nitrianskom Pravne sú zložené z piesčitých hlien s množstvom strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm) aj hrubších (\varnothing 6 – 10 cm), slabo opracovaných štrkov a častejšie len úlomkov hornín. V strmšom a morfológicky výraznejšom vejári v Nitrianskom Pravne-Solke sú štrky a úlomky chaoticky premiešané s kemitou hrubopiesčitou frakciou a s hlinami. Petrograficky ide opäť o horniny zdrojovej oblasti. Sedimenty sú vysoko polymiktné a tvoria ich pieskovce, kremence, vápence a granity. V najhrubších častiach dosahuje teleso hrúbku 8 – 10 m a jeho povrch sa nachádza maximálne 8 m nad úrovňou nivy Nitry. Sedimenty vejára v Nitrianskom Pravne sú tvorené hlinami s množstvom hrubozrnných subangulárnych až semiangulárnych úlomkov (\varnothing 6 – 10 cm) a svetlým vápnitým ílom. Petrograficky ide o rozličné druhy vápencov. Výška telesa je do 4 m, hrúbka materiálu 6 m.

Všetky akumulácie sú sedimentačne úzko späté s formovaním bázy nivného krytu (pozri geologické mapy).

Holocén

6 chemogénno-organogénne vápence – penovce

Na severnej časti územia bol identifikovaný jediný výskyt juvenilných pramenných vápencov v závere doliny pravostranného prítoku Tmavej (Bazová dolina) na SZ od kóty 912 Závozy. Ide o maloplošný výskyt svetlookrových, slabo spevnených penovcov v dne miestnej úžľabiny, stmelujúcich klasty strednozrnných skalných osypov pochádzajúcich zo skalného opadu gutensteinských vápencov hronika (87).

5 prolúviálne piesčité hliny až hlinité piesky s úlomkami hornín v nivných náplavových vejároch

Prolúviálne sedimenty *nivných vejárov* sú syngenetické s fluvialnými nivnými sedimentmi vodných tokov (4), ktoré priamo na ne nadväzujú. Ich materiál buď prekrýva sedimenty holocénneho nivného krytu, alebo sa prstovito do nich vклиňuje.

Uvedený typ sedimentov s týmto vekovým zaradením sa vyskytuje priebežne na viac ako 20 lokalitách a prevažne na menších plochách v miestach vyústenia horských potokov nielen do nív Nitry, Turca a Handlovky, ale aj do nív väčších horských tokov, akým je napr. potok Vríca (pozri geologickú mapu). Plošne aj objemovo najväčšie paralelne vyvinuté *nivné vejáre* sa nachádzajú na ľavobreží Nitry v pásme medzi Pravencom, Pravencom-Kolóniou a Nedožermi-Bre-

zanmi. Menšie vejáre sa vyvinuli napr. v Kľačane po obvode nivy Nitry v Jalovci, Chrenovci-Brusne a vo Veľkej Čause.

Z východnej strany pohoria sú vyvinuté syngenetické vejáre v mieste vyústenia potoka Sokol do nivy Turca v Ivančinej a v miestach vyústení tokov Polerieka a Bystrica z pohoria do pahorkatinnej časti Turčianskej kotliny. Menšie syngenetické vejáre sa vyvinuli napr. medzi Predvríckom a Kláštorom pod Znievom po obvode nivy Vríce.

Všetky, najmä však prvé uvedené plošne väčšie nívne vejáre sú pomerne ploché a na rozdiel od dejekčných kuželov (15 – 12) zväčša ťažšie morfológicky rozoznateľné. Obsahujú veľa hlinitej zložky (hlavne na povrchu). Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hĺn. Materiál je v s. častiach pohoria zväčša vápnitý, resp. slabo vápnitý, občas sa v ňom vyskytujú aj preplavené vápnité konkrécie a drobné horninové úlomky. V južnej časti pohoria prevláda odvápnenny materiál. Od nívnych sedimentov sa sedimenty vejárov často odlišujú len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov na povrchu. Distálne zóny vejárov sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené zvýšeným obsahom hĺn (3).

Proluviálne sedimenty *nívnych vejárov* sú zastúpené hlinami, pieskami a piesčitými hlinami. Tvoria výplavy, zložené prevažne z jemnozrnných sedimentov neogénneho a paleogénneho podložia kvartéru, zo samotných kvartérnych sedimentov podložia kvartéru a zo samotných kvartérnych sedimentov, najmä preplavených hĺn a pieskov s obsahom drobných úlomkov hornín. Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hĺn. Hrúbka sedimentov v náplavových vejároch sa pohybuje v rozmedzí od 1 do 7 m.

4 fluviálne, litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov

Sedimenty sú produktom najmladšej (postglaciálnej) fluviálnej akumulácie. Na študovanom území vystupujú vo forme holocénnych nív Nitry, Turca, Handlovky a nív ich prítokov, resp. horských potokov v rozsahu zobrazenom na mape. Fluviálne nívne sedimenty tvoria prevažnú časť povrchového krytu novej akumulácie (24) uvedených hlavných tokov a dnových akumulácií väčších potokov. Tam, kde sa vrchnopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, čo je časté najmä v prípade menších potokov v pohoriach, vyplňajú nívne sedimenty celý priečny profil dolinných nív. V suchých úvalinovitých dolinách zobrazených okrajových častí kotlinových pahorkatín alebo v občas prietočných a suchých dolinách Žiaru a zobrazených častí Vysokého Vtáčnika a Kremnických vrchov nívne sedimenty kontinuálne prechádzajú do opísaných deluviálno-fluviálnych splachov (11 – 8).

Fluviálne nívne sedimenty tvoria litofaciálne pestré, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Jeho genéza úzko súvisí s množstvom a intenzitou zmien hydrodynamického režimu jednotlivých tokov. Vplyvom povodňových vln z privalových vôd nastávali v priebehu holocénu drobné zmeny najmä hydrografickej siete Nitry, Turca a Handlovky. Prejavovalo sa to rýchlo sa meniacim mikrorelieфом.

Povodňové nívne sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch vrchnopleistocénnych *dnových akumulácií* (24), ak sa tieto akumulácie pod nimi zachovali. Ich sled je v nivách hlavných tokov zhruba rovnaký. Na báze sa nachádzajú sivé ílovité hliny, íly až ílovité jemnozrnne zaštrkované piesky. Celý tento bazálny horizont, ak sa v nivách Nitry a Turca vyskytuje, dosahuje hrúbku 0,5 – 1 m. V nive Handlovky nebol preukázaný.

Na bazálnych sedimentoch (len ak sa vyskytujú) je sformovaný tmavosivý humózný horizont pochovanej nivnej pôdy hrubý okolo 0,3 – 0,4 m. Toto teleso miestami podmieňuje napätú hladinu podzemnej vody.

V nadloží fosílného pôdneho horizontu, alebo ak sa nevyskytuje, tak priamo na podložných sedimentoch vrchnopleistocénnej *dnovej akumulácie* sú rozšírené litologicky pestrejšie, väčšinou hlinité, prachovité a ílovité, jemne piesčité humózne sedimenty nivnej fácie, ktoré dominujú už aj v povrchovej stavbe nív ostatných potokov. V závislosti od miesta výskytu sa mení prítomnosť a kvalita piesčitej a droбноštrkovitej zložky v sedimente a rovnako aj obsah organických slatiných sedimentov. Hrúbka vrchných sedimentov sa často mení, najmä v blízkosti výskytu mŕtvych ramien alebo iných zvodnených a podmáčaných zníženín (3, 2). Vo všeobecnosti sa pohybuje medzi 0,5 – 1,5 m, zriedkavo dosahuje aj 2 m. Sfarbenie sedimentov vrchného horizontu je najčastejšie sivé, tmavosivé a hnedosivé.

Nívne sedimenty horských potokov sú budované prevažne málo vytriedeným, chaoticky uloženým hlinitým až hlinito-štrkovitým materiálom, alebo ak sa vyskytuje horizont povrchových nivných pôd, tak je často prerušený šošovkami pieskov s obsahom drobných (\varnothing 0,5 – 1 cm) štrkov a úlomkov hornín. Hrúbka nivných hĺn klesá na 0,4 m. Ďalej do centra pohoria sú hliny nahradené piesčitými hlinami s kamenitým detritom v celom profile.

Celková hrúbka nivných sedimentov Nitry a Turca nie je rovnaká a pohybuje sa od 1,5 do 3 m. V nivách Handlovky a horských potokov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1,5 m.

3 fluviálne až fluviálno-organické kalové humózne a piesčité hliny

Sedimenty úzko súvisia s vývojom holocénnych nív hlavných tokov (4), ale vyvinuli sa aj v nivách horských potokov, ako aj v iných lokálnych zníženiach s nepriepustným, prevažne ílovitým a ílovito-hlinitým podložím (pozri geologickú mapu). Väčšina primárnych mŕtvych ramien a mokradí bola vplyvom

meliorácie a iných agrárnych zásahov rekultivovaná, prípadne sa zachovali len ich zvyšky, alebo bola ich plocha v rôznej miere redukovaná.

Vývoj močaristých, resp. podmáčaných znížení reliéfu súvisel so zmenami hydrodynamického režimu tokov. Najväčšie plochy a najpočetnejšie výskyty sa zaznamenali v priľahlej časti nivy Turca medzi vyústeniami nív Jasenice a Sokola v pásme miestnych častí Hôrka – Balážovo – Sokol – Záblatie, sporadicky v nive Nitry a v nivách niektorých horských potokov v miestach ich vyústenia z pohoria do medzivejárových priestorov v rámci pahorkatinnej časti Turčianskej kotliny. Známe sú aj výskyty po obvode *nízkej* terasy (24), resp. v zníženinách na povrchu *nižšej strednej* terasy Turca v uvedenom pásme. Na báze ich tvoria tmavosivé až čiernosivé piesčité, resp. ílovité hliny až tmavosivé íly, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých nivných hnilokalových hlín a iných čiernych, silno humózných sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva nedostatočne rozloženej organickej hmoty.

Sedimenty sú na báze zložené z tmavosivých až čiernosivých piesčitých, resp. ílovitých hlín až tmavosivých ílov, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých nivných kalových hlín a iných čiernych, veľmi humózných sedimentov (humolitov) s obsahom nedostatočne rozloženej organickej hmoty.

Celkove v týchto sedimentoch prevláda pôvodná fluvialna zložka ílov a hlín, obohatená o prímies polorozloženej organickej hmoty. Okrem bazálnej ílovito-piesčitej vrstvy sú ostatné sedimenty výplne mladších ramien väčšinou zvodené až zaplavené. Na vyvýšených okrajoch prechádzajú do humózných až rašelinových hlín (2). Celková hrúbka fluvialno-organickej hmoty neprevyšuje 1,5 m.

2 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny (humolity)

Tieto sedimenty sa v regióne vyskytujú na viacerých malých lokalitách na priľahlej časti Turčianskej kotliny. Najjužnejšie sú to výskyty v rámci znížení nivy Jasenice v Budiši pri prameni minerálnej vody. Na ľavobreží Turca sú 3 menšie lokality v distálnych zónach *nízkyh a nivných náplavových vejárov* (24, 7) a na povrchu *nižšej strednej terasy* (26) na Z od Ivančinej. Známy je aj výskyt rašelinových hlín na S od Ondrašovej v nive potoka Vedžer a pri vodnej nádrži (pozri geologickú mapu).

Vo všetkých prípadoch ide o prechodné typy slatinných rašelinísk, uložených v nadloží menej priepustných ílovito-hlinitých až ílovito-piesčitých fluvialných sedimentov holocénnej nivnej bázy tokov (4). V sedimentoch prevládajú tmavosivé až hnedočierne piesčité rašelinové hliny a humózne hliny s podielom nedostatočne rozloženej organickej hmoty a rašelinníka. Spodné vrstvy sú podmáčané infiltrovanou vodou z okolia a smerom na povrch sú viac porézne a prevzdušené. Po okrajoch výskytu sa nachádzajú výrazne suchšie a svetlejšie slatinné

pôdy, ktoré smerom do centra prechádzajú do tmavosivočiernych až hnedočier-
nych rašelinových hĺn. Hrúbka rašelinových hĺn a slatinných pôd sa pohybuje
v rozmedzí 0,5 – 1 m.

1 antropogénne navážky, násypy, skládky a haldy (subrecent – recent)

Ide o najmladšie kvartérne uloženiny, ktoré majú oproti všetkým predchádza-
júcím sedimentom výnimočné postavenie v tom, že sú produktom ľudskej čin-
nosti. Na geologickej mape sú vyznačené len tie antropogénne uloženiny, ktoré
svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého
materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj
súčasné ekologické pomery. Z technických dôvodov, ako aj z dôvodu možného
zníženia výpovednej hodnoty geologickej mapy nie sú v nich zobrazené napr.
stavebné navážky a násypy uložené v rámci sídelných plôch alebo stavieb cest-
ných a iných líniových komunikácií, s výnimkou násypov tvorených materiálom
z razenia železničných tunelov v úseku Handlová – Sklené a väčších železnič-
ných násypov (úsek Ráztočno – Handlová a i.).

Antropogénne uloženiny tvoria rozličné akumulčné formy, ktoré často vý-
razne vplývajú nielen na charakter primárneho reliéfu, ale aj na celkový ráz
krajiny z geografického hľadiska. Okrem toho, v niektorých prípadoch svojim
obsahom v rôznej miere ovplyvňujú ekologické pomery daného územia (napr.
haldy v Handlovej).

V haldách a násypoch v okolí lomov na dolomit v doline Hraničného potoka
a v okolí 3 lomov na dolomit a vápenec v časti Šibenica na SV od Nitrianskeho
Pravna je obsiahnutý prevažne úlomkový horninový materiál. Drobný úlomkový
horninový materiál obsahujú navážky a haldy v maloplošných lomoch na dolo-
mit na v. úbočí pohoria medzi Kláštorom pod Znievom a Slovenským Pravnom.

Úlomkový horninový materiál ako hlušina po banskej ťažbe je sústredený v po-
četných haldách a násypoch priamo v Handlovej a v jej bezprostrednom okolí.

Štrkovito-piesčitý materiál je obsiahnutý v haldách početných opustených
lomov vybudovaných v priľahlej časti Valčianskej pahorkatiny medzi Kláštorom
pod Znievom, Moškovcom, Ondrašovou a Abramovou, časťou Pod baňou.

Menšie vybudované skládky domového, stavebného a priemyselného odpadu
sa v súčasnosti nachádzajú v úvaline medzi Pravencom-Kolóniou a Nedožermi-
-Brezanmi, ako aj v úvaline na JV od Jasenova. Staré, resp. divoké skládky pre-
važne domového a stavebného odpadu sú na území časté. Ide prevažne o drobné
smetiská, ale zriedkavejšie aj o výplne jám a väčších ťažobných priestorov (pies-
kovňa – lom v Chrenovci-Brusne, hlinisko v Dubovom, štrkovisko v Rudne).
Ekologickým problémom sa javia drobné neorganizované (divoké) skládky
domového odpadu, zaznamenané takmer vo všetkých hlbších výmofoch a úvo-
zoch, na okrajoch poľných ciest a vedľajších ciest nižších tried a na iných
miestach v extravilánoch obcí.

3.7. GEOCHÉMIA, PETROGRAFIA A IZOTOPOVÉ ÚDAJE Z HORNÍN KRYŠTALINIKA A MEZOZOIKA

V nasledujúcich dvoch statiach venujeme priestor klasifikačnému a genetickému zatriedeniu hornín na základe mikroskopického a celohorninového geochemického štúdia. Vybrané vzorky z kryštalinika, najmä z granitoidných hornín, mezozoických klastických sedimentov a neovulkanitov (sú spracované v kap. 3.5.2), boli podrobené kompletnej celohorninovej chemickej analýze v geoanalytickom laboratóriu ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi. Súborná tabuľka 3.7-1 obsahuje prehľad analyzovaných hornín.

3.7.1. Petrograficko-geochemické zhodnotenie kryštalinika

Granitoidné horniny

Petrograficky a geochemicky sme vyhodnotili vzorkový materiál granitoidov zo súčasných mapovacích prác spolu so vzorkami získanými z prieskumného vrtu RAO-4 (Kohút et al., 2004). Na základe modálneho zloženia (diagram QAP, obr. 3.7.1-1) môžeme povedať, že študované muskoviticko-biotitické, „nevýrazne porfyrické“ typy aj dvojsľudové porfyrické, žiarske typy sa dajú podľa nomenklatúry IUGS označiť ako monzogranity až granodiority. Aj keď oba zmapované typy granitických hornín podľa petrografických kritérií sú takmer zhodné, časť nevýrazne porfyrických granitoidov má väčšiu afinitu ku granodioritom. Diorit z oblasti Talenia podľa obsahu kremeňa, K-živca a plagioklasu spadá do poľa tonalitu (pretože obsah amfibolu sa v tomto diagrame nezobrazuje), viac melanokratné biotitické granodiority z okna kryštalinika pod Vyšehradským sedlom čiastočne reprezentujú typické granodiority. Drobnozrné aplitoidné granity majú väčšinou zloženie monzogranitov (hrubozrné žilné variety s dominanciou kremeňa, K-živca, prípadne plagioklasu neboli planimetrované).

Vyhodnotenie chemického zloženia granitoidov (tab. 3.7-1) sa urobilo štandardným spôsobom, pričom je zdokumentované súborom diagramov na obr. 3.7.1-1 až 3.7.1-6. Granitoidné horniny masívu Žiar geochemicky patria k plutonickým peraluminóznym horninám stredne až vysoko draselnej vápenato-alkalickej granodioriticko-monzonitickej série (ASI = 1,03 ~ 1,36, s výnimkou dioritu ASI = 0,6; Peacockov index celej série hornín je 58,5). Obsah SiO₂ z analyzovaných vzoriek granitov/granodioritov varíruje od 65,7 do 75,4 hm. %, kým diorit má obsah SiO₂ = 52,3 hm. %. Pomer Na₂O a K₂O v granitoch/granodioritoch je väčšinou vyrovnaný, aj keď celkove varíruje od 0,8 do 1,9; hodnoty pomeru Rb/Sr = 0,1 – 2,1 poukazujú na relatívnu diferencovanosť týchto granitoidov.

Tab. 3.7-1. Zoznam chemických analýz hornín kryštalinika, klastických hornín mezozoika a neovulkanitov (GAL SNV 2012-2013).

V hlavičke je označenie vzorky a horninového typu, prípadne jej tektonickej príslušnosti (T – tatrikum, F – fatrikum, H – hronikum).

Obsah oxidov, halogenidov, síry až po stratu žháním sa uvádza v hm. %, stopové prvky v mg · kg⁻¹ (ppm). *Si, Al, Fe, Ti, Ca, Mg, Mn, Na, K a P* boli stanovené na energiovo-disperznom röntgenovo-fluorescenčnom spektrometri po vytavení vzorky; *CaO karb.* – AES-ICP po rozklade vzorky HCl; *TOC a CO₂* – stanovené vysokoteplotnou oxidáciou uhlíka, ktorý sa deteguje na nedisperznom infračervenom detektore; *F* – stanovený elektrometricky sintráciou s NaOH; *FeO* stanovený titračne; *H₂O⁻, H₂O⁺, SŽ* – stanovené gravimetricky; *S_{celk.}, S_{sulfid.}, SO₃* – gravimetricky ako BaSO₄ z pevnej vzorky po vyžrážaní s BaCl.

Ag, As, Bi, Ba, Cr, Cs, Cu, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Se, Sb, Sn, Sr, U, Ta, Te, Th, V, W, Y, Zn, Zr, Cl – stanovené metódou energiovo-disperznej röntgenovo-fluorescenčnej spektrometrie; *Be a Sc* – stanovené metódou AES-ICP po rozklade vzorky zmesou kyselín (HF, HNO₃ a HClO₄); *Cd, Co a Li* – stanovené metódou AAS po rozklade zmesou kyselín (HF, HNO₃ a HClO₄); *B* – stanovené metódou AES-ICP po rozklade pevnej vzorky sintráciou s Na₂O₂; *Hg* – metódou AAS na jednoúčelovom analyzátoe ROMA – 254.

Prvky vzácných zemín, Ce, Hf a La boli stanovené metódou AES-ICP po rozklade vzorky sintráciou s Na₂O₂ a po rozpustení zrazeniny R₂O₃ v HCl sa stanovili Nd, Eu, Yb, Sm, Ce a La. Po následnom vyžrážaní prvkov vzácných zemín kyselinou oxálovou a po rozpustení oxidov stanovovaných prvkov v HCl sa stanovili Gd, Er, Lu, Ho, Tm, Dy, Pr, Tb, Nd, Eu, Yb a Sm.

(Informácie o použitých analytických metódach poskytla Ing. J. Nováková, GAL SNV).

Hornina	Rula	Rula	Rula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Diorit
č. vz.	Z-128	Z-129	MK-383	Z-160	Z-48	Z-117	Z-133	Z-67	Z-58
SiO ₂	70,0	64,3	63,8	67,1	68,4	73,6	67,9	69,8	52,2
TiO ₂	0,72	0,73	0,96	0,67	0,56	0,21	0,54	0,52	1,22
Al ₂ O ₃	13,8	14,1	15,8	15,1	16,3	14,6	16,3	14,4	12,5
Fe ₂ O ₃	4,91	5,41	6,23	5,9	3,27	1,37	3,24	3,91	7,19
FeO	3,49	3,31	4,31	3,66	2,30	1,04	2,23	2,8	4,63
MnO	0,09	0,15	0,08	0,08	0,04	0,02	0,02	0,05	0,12
MgO	1,66	1,96	2,84	1,99	1,02	0,28	1,16	1,29	9,66
CaO	2,04	9,28	0,59	1,98	3,09	1,21	2,44	1,68	6,70
CaO karb.	< 0,3	< 0,3			< 0,3	< 0,3	< 0,3		< 0,3
Na ₂ O	3,7	0,7	1,8	3,8	4,8	3,7	4,7	3,00	2,8
K ₂ O	1,96	0,43	5,36	2,46	1,57	3,92	2,28	3,74	3,11
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,07	0,15	0,16	0,12	0,16	0,18	0,38
S celk.	< 0,01	0,35	0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,26
SZ ⁻	< 0,01	0,10	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,03
F	< 0,05	< 0,05	0,07	< 0,05	0,06	< 0,05	< 0,05	0,06	0,16
Cl	0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
H ₂ O ⁺	0,38	0,27	0,3	0,31	0,36	0,29	0,33	0,2	0,25
H ₂ O ⁻	0,13	0,20	0,41	0,3	0,21	0,16	0,23	0,18	0,23
CO ₂	0,11	0,06	< 0,05	< 0,05	0,03	0,20	0,18	< 0,05	0,16
TOC	0,05	0,08	< 0,05	< 0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05
Str. žih.	0,81	1,92	2,2	1,28	0,64	0,75	1,05	1,12	2,70
Ag			< 1	< 1				< 1	
As	0,5	1,2	26	< 2	0,8	1,2	0,8	12	1,1

Tab. 3. 7-1 – pokračovanie.

Hornina	Rula	Rula	Rula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Ortorula	Diorit
č. vz.	Z-128	Z-129	MK-383	Z-160	Z-48	Z-117	Z-133	Z-67	Z-58
B	< 5	6	13	9	< 5	< 5	< 5	7	< 5
Ba	339	92	672	577	397	1445	697	693	11 080
Be	1,2	1,0	2	1,8	1,8	1,0	0,9	2,1	2,0
Bi	< 0,1	0,5	< 5	< 5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 5	< 0,1
Ce	55	62	62	53	75	55	69	88	93
Cd	< 0,1	0,2	< 0,5	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,5	< 0,1
Co	11	12	9	< 5	4	< 3	5	< 5	32
Cr	72	82	111	74	15	14	20	31	401
Cs	< 3	< 3	7	6	< 3	4	< 3	4	< 3
Cu	14	29	21	< 5	< 5	< 5	< 5	92	29
Dy	3,97	4,50	5,5	3,7	2,11	1,39	2,17	7,4	4,12
Eu	1,15	1,24	1,59	1,5	0,6	0,39	0,54	0,96	1,98
Er	2,51	2,68	2,9	2	1,08	0,76	1,06	3,8	2,07
Gd	4,39	5,25	6,2	4,3	5,05	4,03	4,65	7,7	6,46
Hf	5	5	3	4	5	7	7	3	39
Hg	< 0,01	< 0,01	0,36	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01
Ho	0,82	0,93	1	0,7	0,39	0,24	0,36	1,4	0,75
La	31,8	38,7	31	30	48,5	28,0	39,0	56	55,0
Li	34	16	84	36	34	12	38	36	33
Lu	0,39	0,38	0,44	0,31	0,11	0,08	0,10	0,5	0,25
Mo			< 3	< 3				< 3	
Nb	10	10	14	9	9	6	9	12	9
Nd	23,6	25,5	36,1	22,3	31,6	19,1	29,7	40	44,0
Ni	23	28	36	30	< 4	5	6	13	160
Pb	16	7	112	25	23	34	25	31	15
Pr	6,55	7,26	9,6	7,3	8,78	5,56	7,65	10,6	11,8
Rb	54	28	168	43	68	116	101	95	99
Sc	11	12	15	12	5	2	6	9	20
Se	< 0,1	0,4	< 1	< 1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 1	< 0,1
Sb	< 0,1	0,6	6	< 2	3,5	0,2	0,4	5	0,2
Sm	4,05	4,72	6,8	4,2	5,20	3,25	5,95	6,5	7,24
Sn	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	14	< 2
Sr	254	377	114	352	451	225	248	218	736
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	3	4
Ta	< 5	< 5	< 10	< 10	< 5	< 5	< 5	< 10	< 5
Tb	0,65	0,78	0,97	0,75	0,48	0,22	0,44	1,29	0,87
Te	< 5	< 5	< 1	< 1	< 5	< 5	< 5	< 1	< 5
Th	8	7	7	8	12	12	19	15	14
Tm	0,48	0,44	0,43	0,28	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,71	0,32
V	94	96	136	94	61	20	64	60	185
W			< 10	< 10				< 10	
Y	21	25	25	17	9	6	11	37	18
Yb	2,24	2,28	3	2,1	0,66	0,47	0,67	3,6	1,54
Zn	68	69	381	104	80	33	76	57	89
Zr	163	165	235	159	173	100	187	209	146

Tab. 3. 7-1 – pokračovanie.

Hornina	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Granit	Granit
č. vz.	Z-385	Z-186	Z-232	Z-268	Z-302	MK-381	MK-75 A	MK-99	Z-173
SiO ₂	65,7	68,0	70,3	70,2	74,7	63,1	64,9	74,8	75,4
TiO ₂	0,69	0,59	0,49	0,44	0,14	0,84	0,83	0,1	0,02
Al ₂ O ₃	16,5	15,1	14,9	15,2	14,1	17,1	16,9	14,5	14,4
Fe ₂ O ₃	3,95	1,80	0,81	0,84	0,34	4,46	4,26	0,78	0,49
FeO	2,69	1,90	1,48	1,87	0,89	2,87	3,16	0,4	0,43
MnO	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03	0,07	0,06	0,03	0,01
MgO	1,45	1,51	0,92	0,98	0,30	1,82	1,67	0,1	0,19
CaO	2,62	3,12	2,14	2,07	1,15	3,41	3,31	0,55	0,45
CaO karb.		< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3		< 0,3	< 0,3	< 0,3
Na ₂ O	4,4	4,1	4,25	3,83	3,94	5,1	4,1	4,1	4,3
K ₂ O	3,16	2,07	2,85	2,89	3,10	2,64	2,54	3,85	3,40
P ₂ O ₅	0,22	0,16	0,25	0,18	0,12	0,3	0,24	0,13	0,22
S celk.	< 0,01	0,08	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01
S ²⁻	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01
F	0,07	0,05	< 0,05	0,07	0,06	0,07	0,13	< 0,05	< 0,05
Cl	< 0,01	0,02	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01
H ₂ O ⁺	0,24	0,40	0,30	0,49	0,24	0,29	0,38	0,3	0,36
H ₂ O ⁻	0,29	0,16	0,13	0,26	0,2	0,29	0,24	0,21	0,16
CO ₂	< 0,05	0,04	0,06	0,06	0,08	< 0,05	< 0,01	0,02	0,06
TOC	< 0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	< 0,05	0,04	0,04	0,05
Str. žih.	1,4	1,33	0,89	1,22	1,60	0,97	0,99	0,96	0,96
Ag	< 1					< 1	< 0,4	< 0,4	
As	6	9,5	0,9	1,9	1,5	< 2	3,9	3,1	0,7
B	13	12	7	17	24	7	7	7	9
Ba	1 224	1 035	357	927	880	908	792	711	276
Be	1,9	1,9	5,5	1,3	1,6	2,2	3	3,8	2,4
Bi	< 5	< 0,1	0,3	< 0,1	0,2	< 5	0,2	< 0,1	0,5
Ce	73	48	59	52	41	60	78	28	6
Cd	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Co	< 5	6	< 3	6	13	< 5	8	< 3	< 3
Cr	33	31	9	10	26	31	23	12	7
Cs	4	11	6	7	< 3	< 3	< 3	4	< 3
Cu	< 5	< 5	< 5	9	45	< 5	< 5	< 5	< 5
Dy	2,2	1,21	1,17	2,10	2,64	1,9	1,89	2,13	0,76
Eu	1,14	0,79	0,81	0,70	0,58	1,68	1,16	0,4	0,09
Er	1	0,73	0,61	1,07	1,52	0,7	1,14	1,15	0,42
Gd	3,9	2,71	3,18	2,78	2,71	4,1	3,51	2,93	0,72
Hf	4	8	< 3	10	5	4	9	4	< 3
Hg	0,01	0,04	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,01
Ho	0,3	0,20	0,15	0,38	0,55	0,2	0,31	0,4	0,11
La	35	27,0	28,3	24,5	21,2	32	38	17	3,1
Li	40	18	91	42	47	63	66	26	21

Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Grano- diorit	Granit	Granit
č. vz.	Z-385	Z-186	Z-232	Z-268	Z-302	MK-381	MK-75 A	MK-99	Z-173
Lu	0,1	0,05	0,06	0,10	0,20	0,09	0,16	0,14	0,05
Mo	< 3					< 3	< 3	< 3	
Nb	8	9	8	7	6	8	7	10	10
Nd	32,9	21,0	25,3	21,3	19,2	35,1	31,1	14,3	2,5
Ni	14	12	5	7	11	11	8	8	5
Pb	29	27	25	13	11	18	26	19	10
Pr	8,9	6,03	3,19	14,9	5,58	9,4	8,83	4,2	0,83
Rb	91	58	92	144	87	68	87	122	117
Sc	7	7	2	6	10	8	6	3	1
Se	< 1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sb	< 2	0,2	0,3	0,4	< 0,1	< 2	0,7	0,6	0,4
Sm	5,8	3,47	4,58	3,85	3,39	6	4,56	2,7	0,71
Sn	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2	< 2	2	2
Sr	700	557	273	171	233	655	639	111	64
U	< 3	< 3	< 3	< 3	3	< 3	< 3	< 3	< 3
Ta	< 10	< 5	< 5	< 5	< 5	< 10	< 5	< 5	< 5
Tb	0,51	0,26	< 0,2	0,55	0,44	0,53	0,31	0,34	< 0,2
Te	< 1	< 5	< 5	< 5	< 5	< 1	< 5	< 5	< 5
Th	10	6	5	15	5	5	7	4	< 3
Tm	0,08	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,28	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
V	86	61	10	105	122	90	84	12	-5
W	< 10					< 10	< 10	< 10	
Y	9	5	7	8	12	5	8	11	5
Yb	0,8	0,31	0,34	0,62	1,18	0,6	0,97	0,86	0,38
Zn	78	79	39	98	82	91	91	31	16
Zr	202	157	65	287	145	220	231	58	9

Hornina	Granit	Granit	Granit	Aplit	Aplit- granit	Aplit	SpT kvarcit	SpT kvarcit	keuper. piesk. T
č. vz.	Z-5	Z-278	Z-322	Z-172	Z-246	MK-30	MK-49b	MK-57a	MK-418
SiO ₂	75,2	74,0	74,7	73,9	74,5	75,7	90,6	90,2	82,2
TiO ₂	0,11	0,12	0,13	0,02	-0,01	0,02	0,16	0,19	0,3
Al ₂ O ₃	14,2	14,2	14,1	15,2	14,4	13,9	4,74	5,26	9,3
Fe ₂ O ₃	0,87	0,38	0,46	0,76	0,77	0,45	0,55	0,57	1,76
FeO	0,58	0,86	0,69	0,68	0,58	0,22	0,36	0,18	0,18
MnO	0,01	0,04	0,04	0,25	0,10	0,03	< 0,01	< 0,01	0,03
MgO	0,15	0,33	0,26	0,10	< 0,05	< 0,05	0,19	0,22	1,96
CaO	1,07	0,84	1,13	0,36	0,38	0,35	0,09	0,11	0,17
CaO karb.	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	
Na ₂ O	3,8	4,00	3,98	5,0	4,4	3,6	< 0,2	< 0,2	0,7
K ₂ O	3,45	3,83	3,16	3,33	4,42	4,67	2,8	2,23	0,9
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,13	0,23	0,15	0,18	0,03	0,03	0,05

Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Granit	Granit	Granit	Aplit	Aplit- granit	Aplit	SpT kvarcit	SpT kvarcit	Keuper. piesk. T
č. vz.	Z-5	Z-278	Z-322	Z-172	Z-246	MK-30	MK-49b	MK-57a	MK-418
S celk.	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
S ²⁻	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
F	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cl	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
H ₂ O ⁺	0,28	0,29	0,26	0,28	0,25	0,14	0,24	0,3	0,3
H ₂ O ⁻	0,13	0,18	0,14	0,11	0,17	0,16	0,17	0,2	0,44
CO ₂	0,08	0,20	0,05	0,27	0,02	0,03	0,05	0,06	< 0,05
TOC	0,03	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07	< 0,05
Str. žih.	0,83	1,18	0,42	0,70	0,66	0,99	0,72	1	2,73
Ag	< 0,4					< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 1
As	1,0	0,6	0,5	0,4	0,5	0,7	1	1,1	2
B	< 5	7	< 5	9	< 5	< 5	27	26	39
Ba	885	319	460	15	44	82	341	208	120
Be	1,9	1,4	2,5	4,4	3,9	3,5	0,4	0,6	0,7
Bi	0,1	4,3	0,1	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 5
Ce	39	44	42	< 5	< 5	< 5	13	22	27
Cd	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,5
Co	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 5
Cr	15	6	7	< 5	7	6	11	14	45
Cs	10	< 3	< 3	< 3	< 3	4	< 3	< 3	< 3
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8
Dy	1,73	1,31	1,81	0,60	0,85	0,65	1,24	1,31	2,3
Eu	0,67	0,65	0,62	0,09	0,10	0,08	0,22	0,26	0,49
Er	1,00	0,94	1,03	0,40	0,54	0,4	1,7	1,4	1,2
Gd	2,33	2,88	2,85	0,88	0,85	0,59	1,6	1,24	2,4
Hf	4	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	4	4	3
Hg	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01
Ho	0,26	0,24	0,34	0,10	0,11	0,12	0,26	0,32	0,4
La	18,9	21,8	20,9	2,3	2,1	1	9	12	24
Li	29	28	10	18	4	13	29	32	41
Lu	0,11	0,13	0,12	0,05	0,06	0,05	0,14	0,16	0,2
Mo	< 3					< 3	< 3	< 3	< 3
Nb	6	10	3	13	8	8	4	6	7
Nd	16,6	19,6	18,9	2,05	1,97	1,76	6,46	10,3	21,6
Ni	4	< 4	5	< 4	< 4	< 4	7	5	15
Pb	22	35	36	9	23	12	14	9	12
Pr	4,04	1,75	1,61	0,84	0,85	0,79	2,19	2,98	6
Rb	84	121	92	150	120	131	69	56	34
Sc	3	3	< 1	< 1	1	1	< 1	< 1	3
Se	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 1
Sb	0,3	0,2	0,1	< 0,1	0,2	0,8	0,8	0,7	< 2
Sm	2,79	3,60	3,41	0,85	0,88	0,76	1,22	1,86	3,6
Sn	2	2	< 2	4	< 2	2	3	< 2	< 2

Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Granit	Granit	Granit	Aplit	Aplit- granit	Aplit	SpT kvarcit	SpT kvarcit	Keuper. piesk. T
č. vz.	Z-5	Z-278	Z-322	Z-172	Z-246	MK-30	MK-49b	MK-57a	MK-418
Sr	232	159	242	7	19	38	48	46	51
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Ta	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 10
Tb	0,26	< 0,2	0,23	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,4
Te	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 1
Th	4	4	< 3	< 3	< 3	< 3	4	6	6
Tm	< 0,2	< 0,2	0,21	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
V	17	6	5	-5	5	< 5	17	11	31
W	< 10					< 10	< 10	< 10	< 10
Y	9	8	10	4	6	4	9	9	11
Yb	0,71	0,79	0,84	0,38	0,41	0,39	0,85	0,96	1,4
Zn	31	35	11	29	16	11	12	10	22
Zr	75	29	31	24	19	15	102	156	141

Hornina	Keuper. brid. T	Verfén. brid. H	Porub. s. brid. T	Keuper. kvarcit	Keuper. brid. F	Lunz. piesk. H	Lunz. brid. H	Lunz. piesk. H
č. vz.	MK-419	MK-72 Aa	MK-322	MK-138	MK-342 ch	MK-132	MK-428B	MK-428C
SiO ₂	45,4	50,8	54,6	91,8	46,3	74,7	68,3	79,8
TiO ₂	0,69	0,51	0,81	0,12	0,67	0,56	0,63	0,34
Al ₂ O ₃	15,6	11	19,3	4,24	16	11,8	13,8	9,64
Fe ₂ O ₃	4,43	5,73	7,37	0,41	5,96	1,34	5,1	1,85
FeO	0,9	0,5	3,38	0,22	1,37	0,5	0,93	0,86
MnO	0,33	0,21	0,05	0,01	0,05	< 0,01	0,05	0,02
MgO	4,25	1,37	3,75	0,44	6,9	0,51	1,45	0,54
CaO	11,7	11,3	1,73	0,14	6	0,12	0,36	0,13
CaO karb.		9,19		< 0,3		< 0,3		
Na ₂ O	< 0,2	0,4	2,8	0,7	< 0,2	0,4	1	0,8
K ₂ O	3,79	5,7	3,72	1,7	5,26	6,85	6,33	5,41
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,15	0,04	0,09	0,09	0,14	0,05
S celk.	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,01
S ²⁻	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
F	0,09	0,13	0,09	< 0,05	0,09	< 0,05	0,06	< 0,05
Cl	< 0,01	0,02	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
H ₂ O ⁺	0,33	0,75	0,53	0,25	0,11	0,52	0,72	0,21
H ₂ O ⁻	0,9	0,37	0,63	0,19	0,58	0,39	0,83	0,32
CO ₂	8,65	8,76	0,96	0,05	8,4	0,03	0,33	< 0,05
TOC	< 0,05	0,07	0,14	0,06	< 0,05	0,12	< 0,05	< 0,05
Str. žih.	13,5	13,3	5,6	0,88	12,4	3,46	2,82	1,24
Ag	< 1	< 0,4	< 1	< 0,4	< 1	< 0,4	< 1	< 1
As	< 2	4,2	16	0,4	2	6	6	4
B	101	89	174	34	182	39	56	26

Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Keuper. brid. T	Verfén. brid. H	Porub. s. brid. T	Keuper. kvarcit	Keuper. brid. F	Lunz. piesk. H	Lunz. brid. H	Lunz. piesk. H
č. vz.	MK-419	MK-72 Aa	MK-322	MK-138	MK-342 ch	MK-132	MK-428B	MK-428C
Be	3,1	2,8	3,3	0,4	2,7	0,9	1,7	0,9
Bi	< 5	0,2	< 5	< 0,1	< 5	0,2	< 5	< 5
Ce	44	46	49	56	53	49	51	54
Cd	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,5
Co	< 5	11	11	< 3	< 5	< 3	7	< 5
Cr	80	52	110	23	86	67	73	66
Cs	10	13	12	< 3	11	5	10	< 3
Cu	43	< 5	34	< 5	< 5	9	14	7
Dy	4,5	4,32	5,8	1,22	4,4	3,7	5,2	2,8
Eu	1,1	0,85	1,33	0,59	1,7	0,88	1,43	1,2
Er	2,2	2,24	3,1	0,76	2,3	2,27	2,7	1,5
Gd	4,4	4,43	6,2	2,51	4,9	4,7	5,9	3,7
Hf	2	4	3	< 3	2	7	3	3
Hg	0,02	< 0,01	0,02	< 0,01	0,02	0,02	0,04	0,04
Ho	0,7	0,74	1,2	0,15	0,8	0,74	1	0,5
La	28	25	30	28	31	26	29	29
Li	58	44	99	23	36	16	31	17
Lu	0,31	0,31	0,47	0,1	0,33	0,35	0,39	0,21
Mo	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Nb	16	13	17	4	16	10	13	8
Nd	26,1	21,7	34,9	23	31,9	23	32,6	28,1
Ni	53	32	68	8	46	12	41	27
Pb	20	8	14	< 5	23	13	21	12
Pr	7,6	6,58	8,7	6,43	8,9	6,3	8,3	7,3
Rb	158	170	168	36	223	126	101	79
Sc	10	8	17	< 1	11	9	10	4
Se	< 1	< 0,1	< 1	< 0,1	< 1	< 0,1	< 1	< 1
Sb	< 2	6,8	3	1,8	< 2	0,2	< 2	2
Sm	5,4	4,36	6,7	3,54	5,9	3,98	6,2	4,9
Sn	3	3	4	< 2	3	< 2	2	< 2
Sr	181	79	52	147	127	34	67	58
U	< 3	< 3	3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Ta	< 10	< 5	< 10	< 5	< 10	< 5	< 10	< 10
Tb	0,85	0,65	1,5	< 0,2	0,83	0,61	0,96	0,54
Te	< 1	< 5	< 1	< 5	< 1	< 5	< 1	< 1
Th	12	9	14	6	13	8	9	6
Tm	0,26	0,38	0,52	< 0,2	0,39	0,42	0,4	0,27
V	115	58	148	19	77	62	70	36
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	24	25	30	6	22	21	26	13
Yb	2,3	1,9	3,2	0,57	2,3	2,5	2,7	1,5
Zn	42	47	119	11	43	17	65	51
Zr	168	120	143	83	150	197	187	126

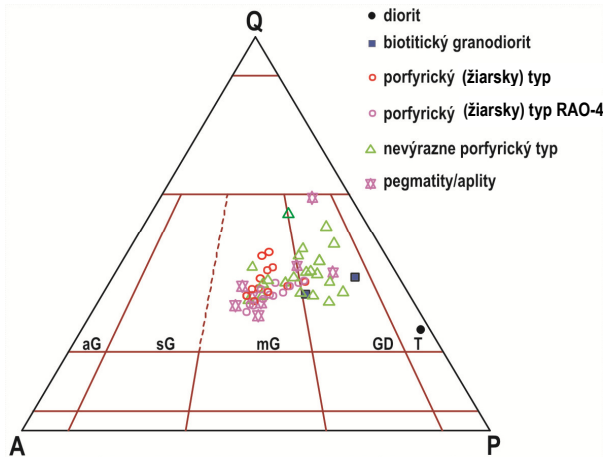
Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Andezit					
	V-07	ML-1	V-33	V-12	V-17	V- 25
SiO ₂	59	60,6	60,7	57,2	56,6	57,4
Al ₂ O ₃	17,5	18,4	18,2	17,6	18,2	17,6
Fe ₂ O ₃	3,46	5,42	2,36	2,66	4,29	3,72
FeO	3,66	0,79	3,2	4,96	3,31	4,1
CaO	6,25	5,69	5,8	7,19	7,9	7,17
MgO	2,68	2,15	1,87	3,67	3,6	3,72
TiO ₂	0,83	0,66	0,59	0,87	0,85	0,86
MnO	0,09	0,11	0,1	0,15	0,13	0,12
K ₂ O	1,9	1,89	2,9	1,83	1,73	1,81
Na ₂ O	3,6	3,2	3,1	2,3	2,80	2,9
P ₂ O ₅	0,16	0,1	0,15	0,15	0,12	0,12
S celk.	< 0,01	< 0,01	0,11	0,07	< 0,01	0,06
SO ₃	< 0,01	< 0,01	0,01	0,03	< 0,01	0,01
Cl	0,01	< 0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
F	< 0,05	0,06	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Str. žih.	0,6	0,75	1,56	0,03	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,45	0,52	1,7	1,13	1,6	0,45
H ₂ O ⁻	0,97	0,47	0,83	0,36	0,31	0,51
CO ₂	0,07	0,04	0,04	0,09	0,02	0,02
Ag	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
As	7,7	7,2	1,9	1,3	9	3,3
B	6	8	14	16	11	12
Ba	431	444	491	364	351	343
Be	1,4	1,4	1,7	1,4	1,4	1,3
Bi	1,8	0,4	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Ce	41	36	40	28	28	27
Cd	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Co	13	11	9	15	15	15
Cr	12	15	12	25	21	21
Cs	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Cu	10	5	6	7	6	9
Dy	4,2	3,46	3,1	3,86	3,6	3,8
Eu	1,8	0,97	0,93	0,93	0,89	0,94
Er	2,48	2,15	1,87	2,4	2,21	2,34
Gd	4,3	3,73	3,55	3,89	3,6	3,78
Hf	5	4	5	4	4	4
Hg	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ho	0,82	0,75	0,57	0,8	0,72	0,79

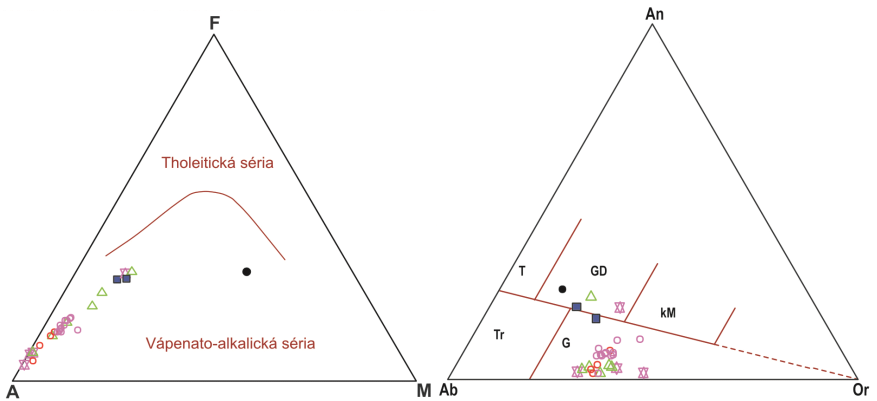
Tab. 3.7-1 – pokračovanie.

Hornina	Andezit					
	V-07	ML-1	V-33	V-12	V-17	V- 25
La	23	20	24	16	15	16
Li	15	9	13	10	10	12
Lu	0,39	0,33	0,28	0,36	0,34	0,32
Mo	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Nb	12	10	11	9	9	8
Nd	19,5	17,3	18,6	16,5	14,5	14,9
Ni	< 4	< 4	< 4	7	6	< 4
Pb	10	15	19	13	13	13
Pr	5,64	4,99	5,52	4,66	4,47	4,46
Rb	61	49	66	54	53	54
Sc	14	10	10	20	20	20
Se	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Sb	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Sm	3,86	3,42	3,46	3,37	3,23	3,27
Sn	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Sr	291	279	312	262	263	259
Ta	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Tb	0,62	0,53	0,53	0,65	0,6	0,59
Te	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	5	7	8	6	5	6
Tm	0,45	0,41	0,31	0,43	0,4	0,39
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V	120	55	61	137	124	134
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	23	20	16	22	20	22
Yb	2,22	1,92	1,61	2,7	1,97	1,94
Zn	69	71	72	79	-	66
Zr	140	139	145	118	118	113

Z diagramu AFM (obr. 3.7.1-2a) je evidentná príslušnosť všetkých študovaných vzoriek granitoidov pohoria Žiar k diferencovaným vápenato-alkalickým magmatickým horninám. V diagrame podľa O'Connora (1965) na základe normatívneho obsahu albitu, anortitu a ortoklasu (obr. 3.7.1-2b) spadajú študované



Obr. 3.7.1-1. Modálne zloženie študovaných granitoidov Žiaru.

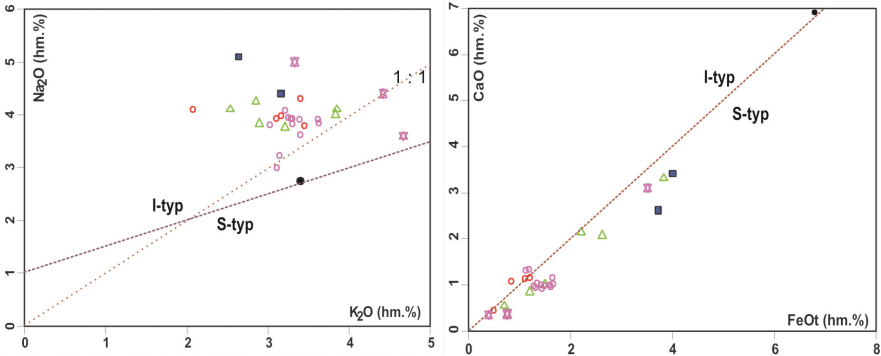


Obr. 3.7.1-2a. AFM diagram na rozlíšenie magmatických sérií.

Obr. 3.7.1-2b. O'Connorov (1965) diskriminačný diagram na základe normatívnych hodnôt.

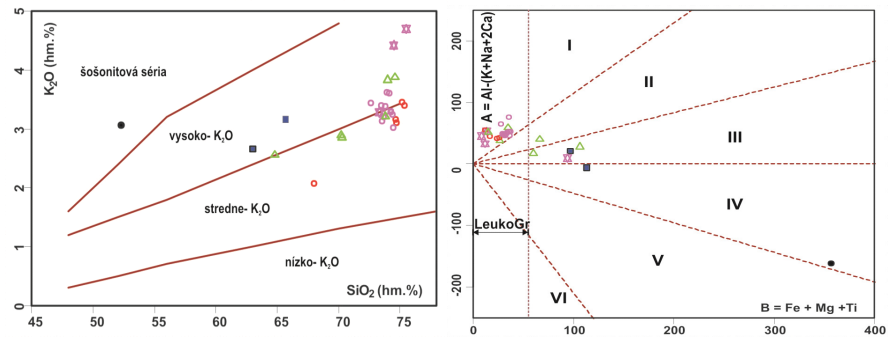
horniny do poľa granitu (G), pričom v dôsledku ich diferencovaného charakteru majú relatívne nižší obsah anortitovej zložky v porovnaní s menej frakcionovanými granitoidmi ZK typu I. Bázickejšie variety biotitického granodioritu a jedného porfyrického granitoidu majú zvýšený obsah normatívneho anortitu. Na základe klasickej I/S typológie ich zaradujeme k typickým kôrovým granitom

typu S. Odráža sa to aj v nižších hodnotách obsahu železa, a najmä vápnika (obr. 3.7.1-3b), aj keď v diagrame Na_2O vs. K_2O (obr. 3.7.1-3a) ich priemerné body spadajú medzi granity typu I. Odrážajú typický západokarpatský fenomén relatívneho prebytku sodíka nad draslíkom, hoci pri ich porfýrickom charaktere by sa dal očakávať opak.



Obr. 3.7.1-3a, b. Diskriminačné diagrame podľa Chappella a Whitea (1974).

Granitoidné horniny z pohoria Žiar zaraďujeme k stredne až vysoko draselným granitom, pretože zvýšený obsah kremíka je kompenzovaný dostatočným množstvom draselných živcov, aj keď na sume K_2O sa čiastočne podieľa draslík z biotitov (obr. 3.7.1-4a).

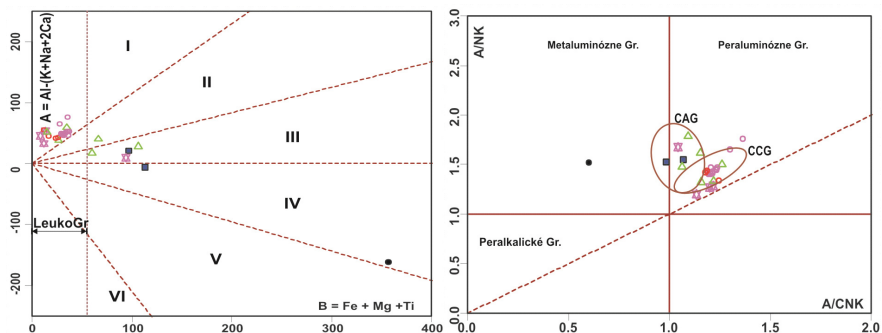


Obr. 3.7.1-4a. Diagram podľa Peccerila a Taylora (1976).

Obr. 3.7.1-4b. Diagram podľa Debona a Le Forta (1983).

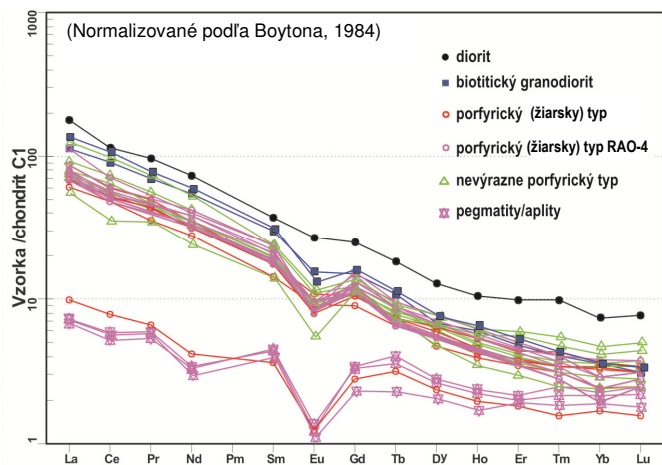
Petrografické štúdium preukázalo relatívne felzitický charakter týchto granitov pri celkovom nedostatku mafických minerálov, s výnimkou biotitu, preto nie je prekvapujúca pozícia týchto hornín v rámci poľa leukogranitov v diagrame Debona a Le Forta (1983) (pozri obr. 3.7.1-4b). Mierne prekvapujúca je pozícia

väčšiny vzoriek v doméne muskovitických hornín (I), keďže sú to väčšinou dvojsľudové (II), prípadne až muskoviticko-biotitické granity (III), kým diorit spadá do poľa (IV) amfibolicko-biotitických granitoidov. Z geotektonického hľadiska predstavujú tieto granity typickú analógiu kôrových kolíznych granitov. Odráža sa to v ich peraluminóznom charaktere a pozícii vzoriek v rámci diagramov na obr. 3.7.1-5a, b (pole synkolíznych granitov, respektíve CCG – kontinentálnych kolíznych granitov, CAG – granitoidov kontinentálnych oblúkov).



Obr. 3.7.1-5a. Diagram podľa De La Rochea et al. (1980).

Obr. 3.7.1-5b. Diskriminačný diagram podľa Maniara a Piccolioho (1989).



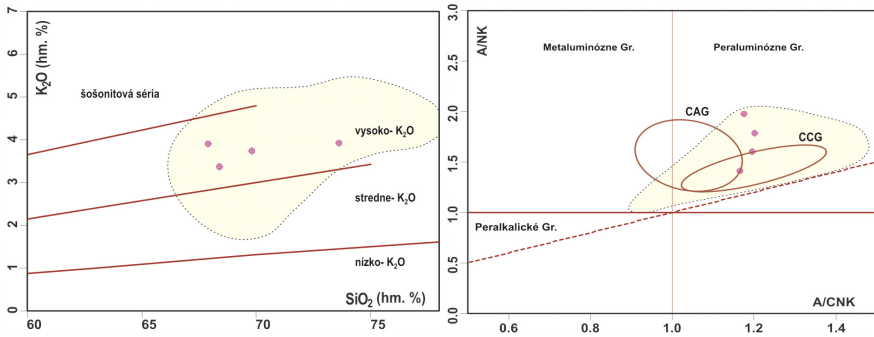
Obr. 3.7.1-6. Chondriticky normalizovaný diagram prvkov vzácnych zemín granitoidov Žiaru.

Frakcionovaný charakter porfyrických a nevýrazne porfyrických granitov vykazuje aj normalizovaný záznam REE s $LaN/YbN = 18,6 - 39,3$ spolu s nevýraznou negatívnou Eu anomáliou (obr. 3.7.1-6). Odlišnosť záznamu vykazuje,

samozrejme, vzorka dioritu, ako aj pegmatiticko-aplitické vzorky granitických hornín Žiaru s typickým záznamom frakcionovaných žilných derivátov a výraznou negatívnou Eu anomáliou a s $\text{LaN/YbN} = 3,2 - 5,9$.

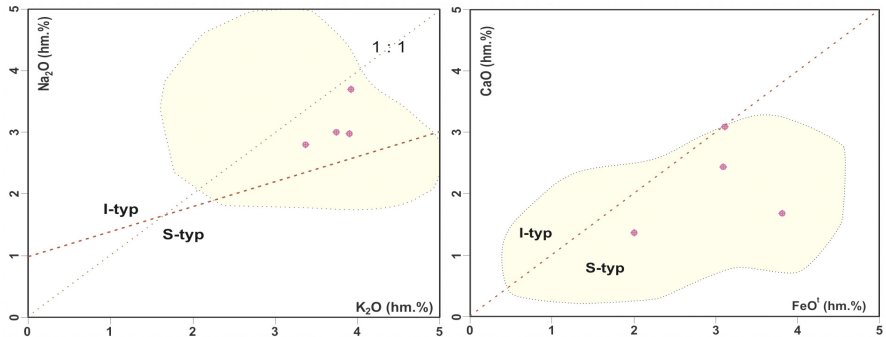
Geochemická charakteristika ortorúl

Zloženie ortorúl (OG) Žiaru varíruje na rozhraní poľa granodioritov a monzogranitov s vyšším zastúpením normatívneho kremeňa. Geochemicky ako pôvodné granitické horniny typu S reprezentujú typické, vysoko draselné magmatity vápenato-alkalickej série ($\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$) (pozri obr. 3.7.1-7a) peraluminózneho charakteru s $\text{ASI} = 1,16 \sim 1,20$ (obr. 3.7.1-7b).



Obr. 3.7.1-7a. Diagram podľa Peccerila a Taylora (1976) OG zo Žiaru s vyznačením poľa ortorúl ZK z práce Kohúta (2004).

Obr. 3.7.1-7b. Diskriminačný diagram podľa Maniara a Piccoliho (1989) s poľom OG zo ZK.

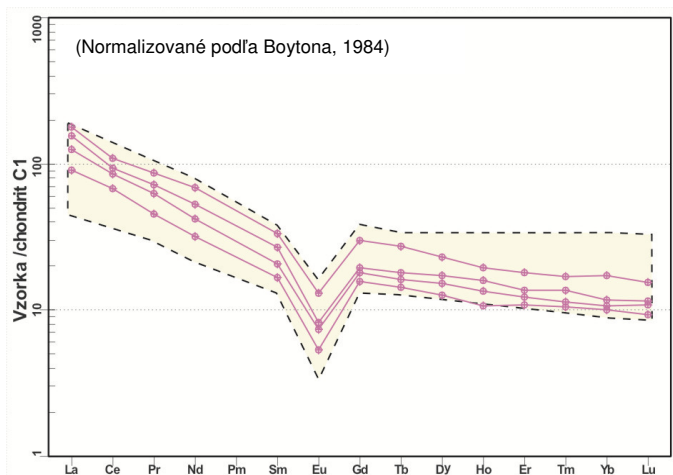


Obr. 3.7.1-8a, b. Diskriminačné diagramy podľa Chappella a Whitea (1974).

Podľa pomeru draslíka a sodíka (Na_2O vs. K_2O) sa OG Žiaru zaraďujú k prechodným granitickým horninám typu I/S (obr. 3.7.1-8a). Podľa pomeru vápnika k železu však vidíme, že vyššie hodnoty FeO nie sú saturované prí-

tomnosťou amfibolov, ale len biotitom. Je to v zhode s petrografiou a celkove peraluminóznym charakterom študovaných ortorúl. Tým sa jednoznačne potvrdil ich kôrový charakter typu S (obr. 3.7.1-8b) v zmysle Chappella a Whitea (1974).

OG z pohoria Žiar sa vyznačujú uniformnými, nevýrazne frakcionovanými záznamami REE s výrazne negatívnou Eu anomáliou, pričom celková distribúcia REE v študovaných ortorulách je najpravdepodobnejšie kontrolovaná prítomnosťou monazitu a apatitu v hornine (obr. 3.7.1-9).



Obr. 3.7.1-9. Normalizovaný záznam distribúcie REE v OG Žiaru v porovnaní s poľom OG zo ZK (Kohút, 2004).

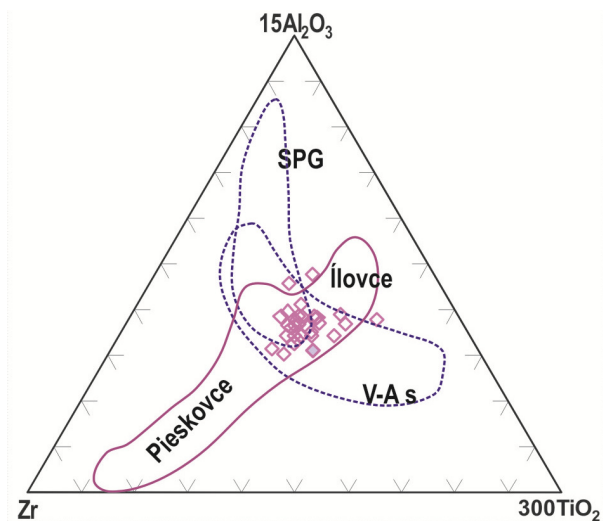
Geochemické zhodnotenie pararúl

Pararuly predstavujú dôležitý stavebný element kryštalinického podkladu Západných Karpát. Pararuly ZK predstavujú metamorfované sedimentárne horniny (najmä psamity a pelity) recyklované zo starších preddevónskych (pred-paleozoických?) hornín, progresívne metamorfované v sillimanitovej zóne amfibolitovej fácie regionálnej metamorfózy, miestami aj parciálne natavené počas hercýnskeho orogénu. V pohorí Žiar sa hojne vyskytujú v južnom cípe kryštalinika, na severnom zakončení kryštalinika sa objavujú len sporadicky. Pri súčasnom geologickom mapovaní sa nám nepodarilo zdokumentovať pestrú suitu petrografických variet rúl, zistených hlavne z vrtných prac (Miko in Gašparik et al., 1991), preto ich vyhodnocujeme sumárne ako biotitické pararuly.

Pri riešení genézy pararúl z pohoria Žiar na základe chemického zloženia sme využili hlavné a stopové prvky, ako aj prvky vzácnych zemín (tab. 3.7-1). Podľa diskriminácie Fe_2O_3 tot vs. Na_2O vs. K_2O v klasifikácii Blatta et al. (1972) majú všetky študované vzorky pararúl zloženie podobné litickým pieskovcom.

V klasifikácii Floyd et al. (1989) podľa obsahu TiO_2 vs. Ni študované vzorky pararúl zodpovedajú menej zrelým sedimentom a majú trend zodpovedajúci litickým pieskovcom. Takýto pieskovcový charakter protolitu dokumentuje aj pozícia študovaných pararúl v diagrame Garciu et al. (1994), derivovaných z peraluminózných hornín (SPG) vápenato-alkalickej série (V-A s) magmatických hornín pochádzajúcich z aktívneho okraja kontinentu (obr. 3.7.1-10).

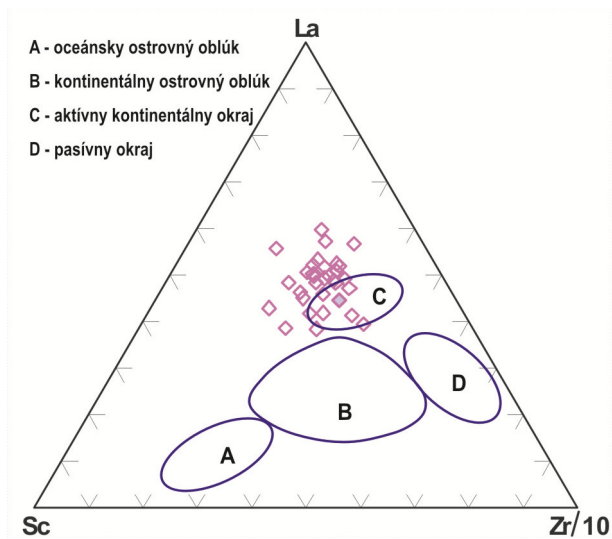
Hodnoty indexu chemickej alterácie (Nesbitt a Young, 1984) v pararúlách Žiaru (CIA = 51 ~ 64) svedčia o nízkej alterácii pri zvetrávaní v pôvodných sedimentoch. Všetky študované vzorky pararúl majú v projekcii Al_2O_3 vs. ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) vs. K_2O (Fedo et al., 1995) trend charakteristický pre zvetrávanie granitoidov.



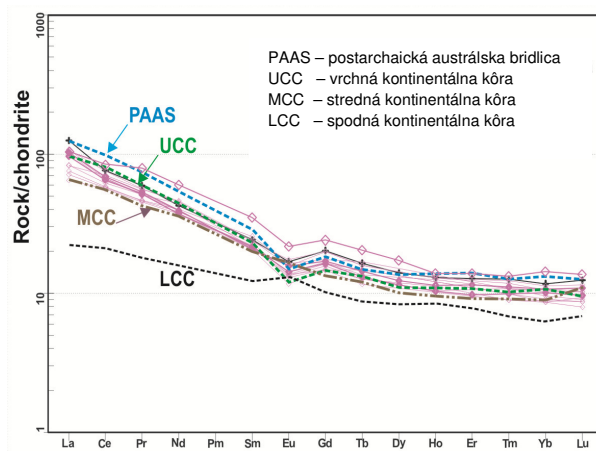
Obr. 3.7.1-10. Diagram z práce Garciu et al. (1994) pararúl z pohoria Žiar.

Z chemického zloženia pararúl kryštalinika Žiaru vyplýva, že protolit tvorila kontinentálna kôra, najskôr magmatické/vulkanické horniny, zložením podobné granodioritom/ryodacitom. Intenzita zvetrávania v zdrojovej oblasti bola nízka, respektíve zvetrávanie prebiehalo krátko. Môže to dokumentovať intenzívnu tektonickú aktivitu v zdrojovej oblasti. Podľa kritérií Bhatia (1983) na diskrimináciu tektonického prostredia protolit študovaných pararúl sedimentoval v geotektonickom prostredí aktívneho kontinentálneho okraja (obr. 3.7.1-11).

Z uvedených diagramov (obr. 3.7.1-10 a 3.7.1-11) je zrejmé, že študované pararuly Žiaru majú relatívne malý rozptyl v chemickom zložení. Ruly z pohoria Žiar sa vyznačujú uniformnými, nevýrazne frakcionovanými záznamami REE s nevýraznou negatívnou Eu anomáliou, pričom celková distribúcia REE v študovaných pararúlách je pravdepodobne kontrolovaná prítomnosťou apatitu a moznazitu s minimom granátu v hornine (obr. 3.7.1-12).



Obr. 3.7.1-11. Diagram Bhatia (1983) pararúl z pohoria Žiar.



Obr. 3.7.1-12. Normalizovaný záznam distribúcie REE pararúl zo Žiaru v porovnaní so zložením kontinentálnej kôry.

S prihliadnutím na geologickú pozíciu a petrografický opis biotitických pararúl (133) je zrejmé, že tieto najstaršie horniny pohoria Žiar boli zásadne pretvorené v procese hercýnskej periplitonickej metamorfózy až čiastočnej granitizácie, ako miestami naznačuje migmatitická textúra. Látkovo sa vplyv granitoidov prejavil vývojom novotvoreného prierečného muskovitu, K-živca a kremeňa. Spolu s nalože-

nými lokálnymi alteráciami (sericitizácia, chloritizácia) to môže viesť k istému skresľovaniu geochemických parametrov hornín. Na orientačnej vzorke (MK-401) bola na mikrosonde stanovená bazicita metamorfovaného plagioklasu na An_{28} , čo predstavuje v danom type hornín relatívne vyššiu hodnotu. Na základe petrografického a mnohorakého geochemického zhodnotenia možno generálne predpokladať, že magmatické horniny s granodioritovo-tonalitovým zložením boli hlavným zdrojovým materiálom pieskovcového protolitu skúmaných rúl.

3.7.2. Petrografická a geochemická charakteristika klastických sedimentov mezozoika

Z vybraných lokalít jednotiek tatrika, fatrika a hronika regiónu Žiar sa odobrali vzorky pieskovcov na podrobnejšiu petrografickú a geochemickú analýzu. Uprednostnili sa pieskovce zložené z pestrejšieho materiálu (na úkor čistých kremenných arenitov – kvarcitov). Celkovo sa odobralo 60 vzoriek, z ktorých sa zhotovili kryté a leštené výbrusy. Z lúžňanského súvrstvia tatrickej jednotky sa petrograficky študovalo 35 výbrusov, z verfenských vrstiev tatrickej jednotky 5 výbrusov, z karpatského keuperu tatrickej jednotky 8 výbrusov, z karpatského keuperu fatrickej jednotky 5 výbrusov, z lunzských vrstiev fatrika 5 výbrusov a z hronika 2 výbrusy. Prehľad vzoriek vhodných na planimetrickú analýzu udáva tabuľka 3.7.2-1a, b.

Pri geologickom mapovaní sa odobralo aj 11 vzoriek na geochemickú analýzu. Z tatrika: lúžňanské súvrstvie – MK-49b, MK-57a, verfenske vrstvy – MK-72Aa, karpatský keuper – MK-418A, MK-419, porubské súvrstvie MK-322; z fatrika: karpatský keuper – MK-138, MK-342 ch, lunzské vrstvy – MK 132; z hronika: lunzské vrstvy – MK-428B a MK-428C.

Metodika

Na zhotovených výbrusoch sedimentov z vybraných lokalít sa pomocou bodového integrátora Eltinor 4 spočítalo okolo 500 zrn. Pri hrubozrnných až veľmi hrubozrnných pieskovcoch to bolo len okolo 300 zrn. Počítali sa zrná kremeňa (polykryštalický, monokryštalický), živcov (draselný živec, plagioklas), litických úlomkov (úlomky sedimentárnych, metamorfovaných, magmatických a vulkanických hornín), sl'úd (muskovit, biotit), akcesorických ťažkých minerálov (zirkón, turmalín, rutil a i.), ako aj zastúpenie základnej hmoty a cementu. Na základe modálneho zloženia (udávané v %) sa sedimenty klasifikovali (Pettijohn et al., 1972), stanovili sa ich petrofaciálne parametre a bola definovaná tektonická pozícia zdrojovej oblasti (Dickinson, 1985).

Tab. 3.7.2-1a. Modálne zloženie spodnotriasových pieskocov tatrika.

Vysvetlivky: Qm – monokryštalický kremeň, Qp – polykryštalický kremeň, Sil – silicit (rohovec), Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, Ls – úlomky sedimentárnych hornín, Lm – úlomky metamorfovaných hornín, Lv – úlomky magmatických a vulkanických hornín, Ms – muskovit, Bt – biotit, Zrn – zirkón, Rut – rutíl, Tur – turmalín, My – základná hmota (matrix), Cm – cement.

Tatriká jednotka – lúžňanské súvrstvie															
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lm	Lv	Ms	Bt	Zrn	Rut	Tur	Mx	Cm
MK-1	35,01	34,17	1,12	1,96	3,92	1,40	0,00	1,96	5,32	2,52	1,12	0,00	0,00	11,48	0,00
MK-4	40,07	34,84	1,05	1,05	1,74	0,70	0,70	4,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,23	10,45
MK-12	40,16	40,98	0,00	3,28	8,20	0,82	0,00	2,46	0,41	0,00	0,41	0,00	0,00	3,28	0,00
MK-13a	33,80	40,64	0,60	3,02	4,63	1,01	0,00	3,22	2,01	1,61	1,01	0,00	0,20	8,25	0,00
MK-13b	37,18	46,76	1,13	1,41	3,94	3,38	0,00	2,25	0,85	0,00	0,28	0,00	0,56	2,25	0,00
MK-14a	73,23	10,10	0,00	2,53	10,10	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,51	0,00	0,51	2,27	0,00
MK-14b	78,36	3,43	0,00	1,06	9,23	1,32	0,00	0,00	1,32	1,32	0,26	0,00	0,00	3,69	0,00
MK-45a I	54,71	18,24	0,91	1,52	4,86	1,22	0,00	0,00	5,17	0,61	1,52	0,00	0,61	10,64	0,00
MK-49b	53,46	31,91	0,41	0,81	1,83	0,81	0,41	0,41	2,24	0,00	0,41	0,00	0,00	6,10	1,22
MK-51	62,16	17,42	0,30	2,40	9,01	1,80	0,00	0,60	2,10	0,00	0,60	0,00	0,30	3,30	0,00
MK-57a	64,89	14,31	0,00	0,95	2,10	1,72	0,00	0,38	3,24	0,95	1,53	0,00	0,38	7,63	1,91
MK-57b	60,37	24,23	0,21	0,41	1,64	0,82	0,00	0,41	5,13	0,62	2,46	0,21	1,03	2,46	0,00
MK-58a	33,99	40,85	0,65	1,31	2,94	2,94	0,00	0,98	3,27	0,33	0,00	0,00	0,00	9,48	3,27
MK-58b	67,93	23,84	0,63	0,84	1,69	1,27	0,00	0,63	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	2,74	0,00
MK-70	74,38	10,10	0,00	1,72	5,42	0,00	0,00	0,49	2,71	0,00	0,74	0,00	1,23	3,20	0,00
MK-73	52,59	29,01	0,00	1,89	5,90	1,18	0,00	0,00	1,65	1,18	0,94	0,24	1,18	4,25	0,00
MK-73-A	40,60	33,58	0,50	3,26	8,77	1,25	0,00	3,26	1,50	1,50	0,00	0,00	0,25	5,51	0,00
MK-74	39,85	45,76	0,26	0,26	1,80	0,00	0,00	2,06	2,06	0,00	1,29	0,26	0,77	5,66	0,00
MK-75	50,00	31,58	0,99	0,66	1,97	0,99	0,00	2,30	1,64	0,00	0,33	0,00	0,33	9,21	0,00

Tab. 3.7.2-1a – pokračovanie.

Tatická jednotka – lužňanské súvrstvie															
	Qm	Qp	Slh	Pig	Kfs	Ls	Lm	Lv	Ms	Bt	Zrn	Rut	Tur	Mx	Cm
MK-92	36,88	33,75	0,94	1,25	3,13	2,50	0,63	1,88	3,44	4,06	2,19	0,00	0,00	9,38	0,00
MK-95c	54,81	14,87	0,58	4,66	9,91	2,33	0,00	0,87	2,92	0,58	0,87	0,00	0,29	7,29	0,00
MK-119 I	49,34	27,15	0,99	0,99	3,97	2,98	0,00	2,32	2,65	0,99	0,00	0,00	0,00	7,28	1,32
MK-119 III	44,80	32,27	0,53	0,80	4,00	2,40	0,00	3,47	2,40	0,27	0,80	0,00	0,27	8,00	0,00
MK-119A III	28,38	31,03	0,80	1,59	7,96	1,33	0,00	4,77	5,04	6,90	0,53	0,00	0,00	11,67	0,00
MK-124A	68,11	13,67	0,68	2,28	7,97	1,37	0,00	0,91	0,91	0,00	0,23	0,00	0,68	3,19	0,00
MK-301	28,06	48,47	1,02	2,55	5,61	4,08	0,00	2,55	2,04	0,00	0,51	0,00	0,00	5,10	0,00
MK-301 II	52,42	18,48	0,23	1,85	11,32	1,15	0,00	0,00	4,85	0,69	1,15	0,00	0,92	6,93	0,00
MK-385B	38,42	37,29	0,56	1,13	7,34	1,69	0,00	5,65	2,26	0,00	0,00	0,00	0,00	5,65	0,00
MK-389	48,32	33,03	0,61	0,31	3,36	1,53	0,31	6,12	1,53	0,00	0,31	0,00	0,00	4,59	0,00
MK-389B	47,97	36,90	0,74	0,00	3,32	0,00	0,00	4,06	1,11	0,00	0,00	0,00	0,37	5,54	0,00
MK-390Aa	75,08	9,46	0,00	0,00	1,89	0,95	0,00	0,00	5,05	0,00	0,63	0,00	0,63	6,31	0,00
MK-401a	52,53	41,14	0,63	0,00	0,63	0,63	0,00	2,22	0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	1,58	0,00
MK-401b	44,06	34,20	0,29	0,58	7,25	1,16	0,00	2,61	1,74	0,58	0,29	0,00	0,00	7,25	0,00
MK-404a	52,46	28,69	0,82	0,55	5,74	0,82	0,00	1,09	1,64	0,00	0,55	0,27	0,55	6,83	0,00
MK-404b	36,22	34,69	0,77	0,26	6,12	1,02	0,51	5,10	2,55	3,06	0,00	0,00	0,00	9,69	0,00

Tab. 3.7.2.-Ib. Modálne zloženie pieskovcov tatríka, fatríka a hroníka.

Vysvetlivky: Qm – monokrystalický kremeň, Qp – polykrystalický kremeň, Sil – silicit (rohovec), Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, Ls – úlomky sedimentárnych hornín, Lm – úlomky metamorfovaných hornín, Lv – úlomky magmatických a vulkanických hornín, Ms – muskovit, Bt – biotit, Zrn – zirkón, Rut – rutíl, Tur – turmalín, My – základná hmota (matrix), Cm – cement.

Spodný trias – verfén															
	Qm	Qp	Sil	Plg	Kfs	Ls	Lm	Lv	Ms	Bt	Zrn	Rut	Tur	Mx	Cm
MK-11a	58,59	14,58	0,52	1,04	2,60	2,60	0,52	1,56	7,03	2,86	0,78	0,00	0,78	6,51	0,00
MK-11b	50,75	17,48	0,64	1,28	1,71	1,71	0,00	1,71	5,54	4,26	0,85	0,00	0,21	13,86	0,00
MK-29I	55,05	10,75	0,00	1,29	3,01	1,72	0,43	0,00	2,58	3,23	1,08	0,22	0,22	17,42	3,01
MK-390	49,73	19,02	0,54	0,82	5,98	1,36	0,00	4,08	4,08	0,00	0,54	0,00	0,27	13,59	0,00
Karpatský keuper tatríka															
MK-230	44,18	35,60	1,54	3,08	2,20	2,86	0,00	1,76	0,66	0,22	0,22	0,44	0,22	7,03	0,00
MK-231 I	51,13	14,12	0,56	4,80	1,41	0,56	0,00	0,85	0,56	0,00	0,28	0,00	0,28	2,82	22,60
MK-260 A	48,45	39,15	1,55	0,39	1,16	1,94	0,00	0,78	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	5,81	0,00
MK-295	46,67	46,67	0,00	0,00	1,18	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,71	0,00
MK-297	53,22	10,87	0,00	0,55	2,03	2,03	0,00	0,00	1,84	0,00	0,18	0,18	0,37	17,68	11,05
MK-331	44,44	40,89	0,44	1,78	3,11	2,22	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,67	0,00
MK-336	40,97	44,19	0,65	0,97	3,23	0,65	0,00	1,94	1,29	0,00	0,97	0,00	0,00	5,16	0,00
MK-418Aa	48,92	30,65	0,54	2,15	6,72	0,00	0,00	1,88	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	8,60	0,00
Karpatský keuper fatríka															
MK-133 I	56,66	14,16	0,57	10,20	7,08	1,42	0,00	0,00	2,27	0,57	0,57	0,00	0,85	5,67	0,00
MK-138	42,51	38,46	1,21	2,43	4,05	1,62	0,00	0,00	0,40	0,00	0,40	0,00	0,00	8,91	0,00
MK-174-C	54,33	11,94	0,70	2,34	7,26	2,81	0,00	0,00	2,81	0,47	1,87	0,70	1,87	12,88	0,00
MK-174 CI	49,64	14,46	0,72	5,78	3,61	0,48	0,00	0,00	4,82	1,20	2,89	0,72	1,45	14,22	0,00
MK-229	38,64	7,26	1,87	0,00	4,68	2,34	11,71	2,34	4,92	1,87	0,23	0,00	1,17	17,10	5,85
Lunzské vrstvy fatríka															
MK-276	57,64	9,02	0,50	0,25	0,50	0,75	0,00	0,00	4,51	6,27	0,50	0,00	0,00	20,05	0,00
MK-132 I	61,20	8,87	0,22	0,22	0,89	0,89	0,00	0,00	3,77	5,32	0,67	0,00	0,22	17,74	0,00
MK-132 III	55,94	11,08	0,53	0,26	1,85	1,58	0,00	0,00	5,28	4,22	0,26	0,00	1,06	17,94	0,00
Lunzské vrstvy hroníka															
MK-428C	58,24	10,64	0,80	0,53	5,32	1,60	0,27	1,60	2,13	1,33	0,27	0,00	0,27	17,02	0,00

Petrografická charakteristika klastických sedimentov

Výbrusový materiál bol zaradený podľa litostratigrafických členov a príslušnosti k tektonickej jednotke do piatich skupín, v rámci ktorých sa analyzované pieskovce ďalej členili podľa zrnitosti (jemnozrnné, strednozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné).

Tatrická jednotka

Spodný trias – lúžňanské súvrstvie

V pohorí Žiar je v podobe pestrej zrnitostnej škály pieskovcov lúžňanské súvrstvie rozšírené len v tatriku. Prítomné sú veľmi jemnozrnné až jemnozrnné (kremenné arenity až subarkózy), strednozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné (subarkózy až sublitenity, resp. jemnozrnné polymiktné ortozlepence). Jemnozrnné pieskovce sú veľmi dobre až dobre vytriedené a prevažne slabo opracované. Strednozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné pieskovce a jemnozrnné zlepence sú prevažne veľmi slabo až slabo vytriedené a rôzne opracované (ostrohranné až oválne zrná).

Klasy kremeňa sú rôzne vytriedené a opracované. Prevládajú zrná monokryštalického kremeňa (od 28 do 78, priemerne 50 %) nad zrnami polykryštalických kremeňov (od 3,5 do 48,5, priemerne 29 %). V prípade polykryštalických kremeňov môžeme občas pozorovať metamorfované zrná (zubovité, usmernená štruktúra zrn v rámci klastov) až mylonitizované zrná. Silicity v priemere pozorujeme len v množstve do 1 %.

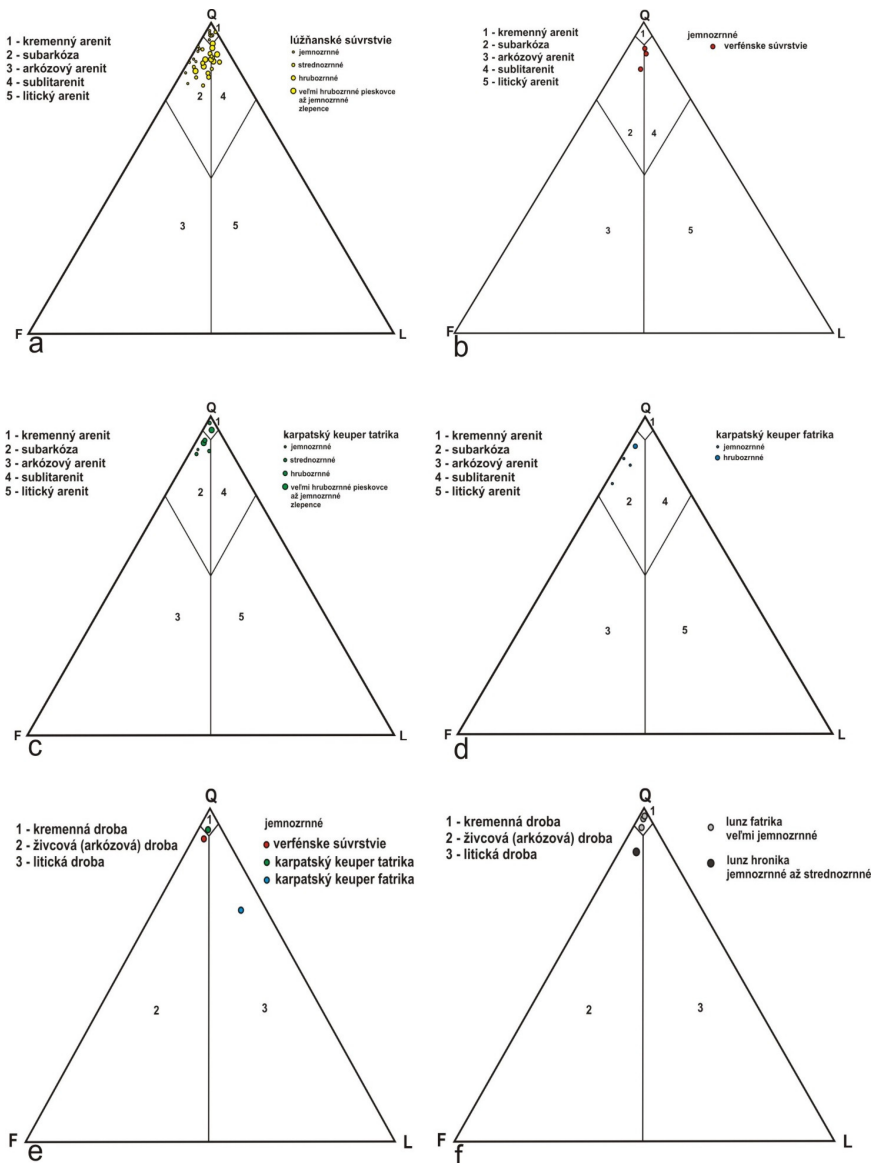
Živce sú v pieskovcoch prítomné bežne. Majoritne prevládajú draselné živce (od 0,6 do 11, priemerne 5 %) nad plagioklasmi (od 0 do 3,3 %). Plagioklasy sú však viditeľne zredukované alteráciou (hlavne sericitizáciou). Stupeň alterácie je rôzny, väčšinou však veľmi intenzívny až totálny (úplná premena plagioklasov).

Zastúpenie klastických slúd je taktiež rôzne. Generálne prevládajú svetlé šupinky muskovitov (od 0 do 5,3, priemerne 2,4 %) nad biotitmi (od 0 do 6,9, priemerne 0,8 %). Biotity občasne úplne absentujú, resp. sú úplne baueritizované, ojedinele aj chloritizované. Niektoré nealterované zrná biotitov môžu obsahovať ihličky sagenitu.

Z litických úlomkov najčastejšie pozorujeme úlomky felzitov a ryolitových tufov (od 0 do 6, priemerne 2 %), arenitov, siltovcov, pelítov (od 0 do 4, priemerne 1,4 %), menej fylitov, svorov a rúl (od 0 do 0,7, priemerne 0,07 %).

Z akcesorických ťažkých minerálov boli najčastejšie pozorované detritické (hlavne oválne, menej morfológicky ohraničené) zrná zirkónov a turmalínov, ojedinele rutilov, spinelov a apatitov.

Základnú hmotu tvorili ílové minerály (prevažne sericit) a drobné agregáty kremeňa. Obsah základnej hmoty sa pohyboval od 1,6 do 11,7, priemerne 6 %.



Obr. 3.7.2-1a – f. Klasifikácia arenitov a drôb v zmysle Pettijohna et al. (1972).

Len okolo 15 % pozorovaných pieskovcov obsahovalo kalcitový cement (od 1,2 do 10,5, priemerne 3,6 %). Kalcitový cement vytváral väčšinou zhluky v medzizrnovom priestore, resp. vznikal ako výsledný minerál po premene živcov. Fosílné organické zvyšky v pieskovcoch sa nezistili.

V zmysle Pettijohna et al. (1972) definujeme jemnozrnné pieskovce lúžňanského súvrstvia ako kremenné arenity až subarkózy (obr. 3.7.2-1a). Strednozrnné pieskovce majoritne zodpovedajú subarkózam a hrubozrnné až veľmi hrubozrnné pieskovce až jemnozrnné zlepence definujeme ako subarkózy, menej sublitenarity. Trend na základe zrnitosti veľkosti možno pozorovať aj v diagrame Lv – Lm – Ls (obr. 3.7.2-2a), kde jemnozrnejšie pieskovce zodpovedajú hlavne kalklitom a hrubozrnejšie pieskovce vulkanickým arenitom. Aj v diagrame Q – F – L (obr. 3.7.2-3a) je ako zdrojová oblasť jemnozrnejších pieskovcov vyčlenený vnútorný kratón a v prípade hrubozrnejších pieskovcov je to hlavne recyklovaný orogén. Podrobnejší diagram Qm – F – Lt (obr. 3.7.2-3b) priraduje k jemnozrnejším pieskovcom ako zdrojovú oblasť kremenný recyklovaný orogén až vnútorný kratón. Pre hrubozrnejšie pieskovce je vyčlenená oblasť prechodného recyklovaného orogénu.

Spodný trias – verfénske vrstvy

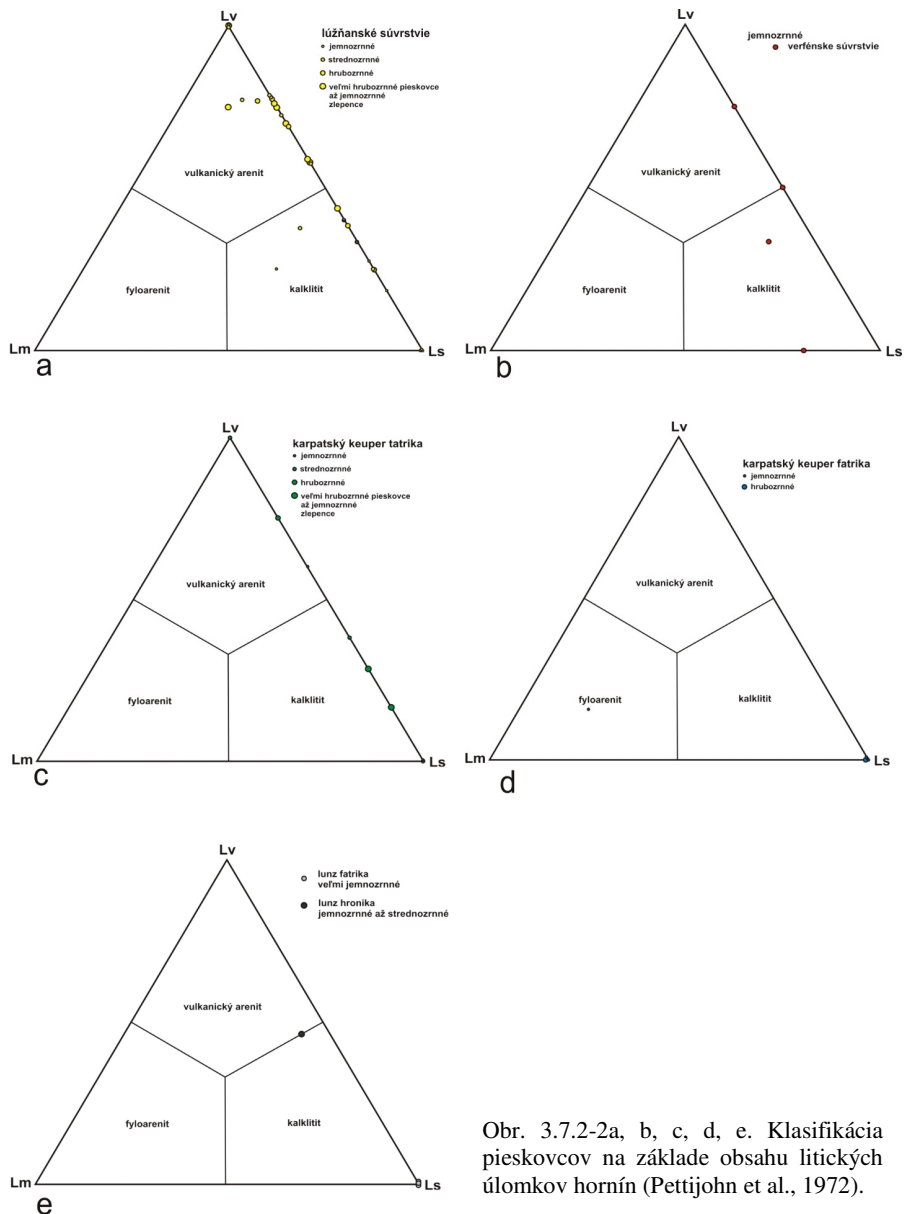
Vyskytujú sa tu veľmi jemnozrnné až jemnozrnné, dobre vytriedené kremenné arenity, subarkózy, živcové droby a siltovce. Klasty kremeňov sú dobre až veľmi dobre vytriedené a prevažne slabo opracované. Prevládajú monokryštalické kremene (50 až 59 %) nad polykryštalickými kremeňmi (11 až 19 %). Silicity (rohovce) buď absentujú, alebo ich pozorujeme len vo veľmi malej miere.

Obsah živcov sa pohybuje od 3 do takmer 7 %, pričom prevládajú draselné živce nad plagioklami. Plagioklasy boli výrazne alterované, preto predpokladáme, že veľká časť bola úplne sericitizovaná. Klastické sľudy sú zastúpené pomerne hojne (4 až takmer 10 %). Muskovity majoritne prevažujú nad biotitmi. Pri biotitoch bola často pozorovaná baueritizácia (odmiešavanie Mg – vybielovanie), občasne aj chloritizácia. Z litických úlomkov sa vyskytli úlomky siltovcov, pelitov, fylitov a kyslých vulkanitov (felzity, ryolitové tufy). Akcesorické ťažké minerály zastupovali detritické úlomky zirkónov a turmalínov, ojedinele aj rutilov.

Základnú hmotu tvorili prevažne ílové minerály (sericit) a drobné agregáty kremeňa. Obsah základnej hmoty sa pohyboval od 6,5 do 17,4, v priemere okolo 12,8 %. Kalcitový cement nebol v pieskovcoch bežný. Vyskytol sa len ojedinele, aj to len v množstve okolo 3 %. Fosílné organické zvyšky sa v pieskovci nevyskytli.

Verfénske pieskovce definujeme ako subarkózy až sublitenarity a arkózovú drobu (obr. 3.7.2-1b, e). Podľa obsahu a variability litických úlomkov zodpovedajú kalklitom až vulkanickým arenitom (obr. 3.7.2-2b). Na základe petrofa-

ciálnych parametrov definujeme ich zdrojovú oblasť ako recyklovaný orogén až vnútorný kratón (obr. 3.7.2-3c). Podrobnejší diskriminačný diagram ich zaraďuje do kremenného recyklovaného orogénu (obr. 3.7.2- 3d).



Obr. 3.7.2-2a, b, c, d, e. Klasifikácia pieskovcov na základe obsahu litických úlomkov hornín (Pettijohn et al., 1972).

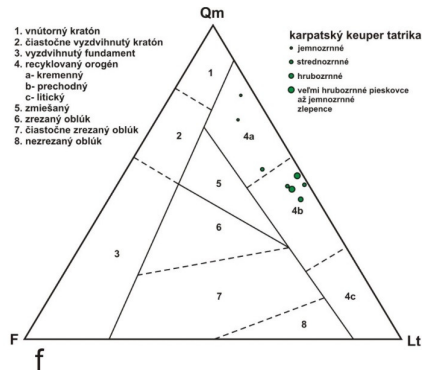
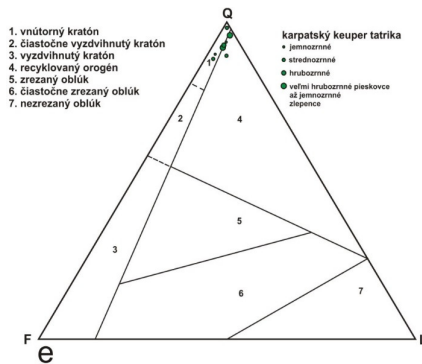
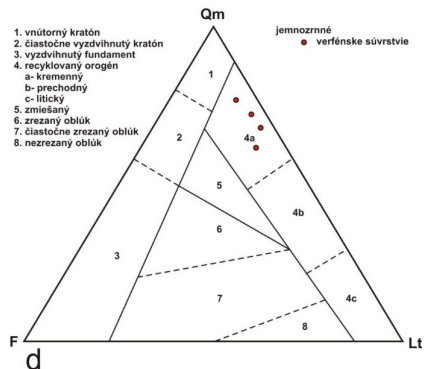
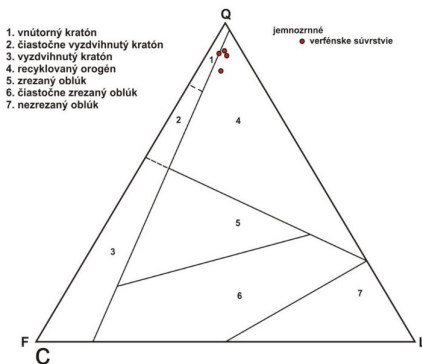
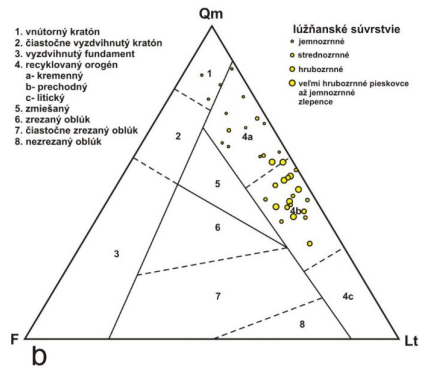
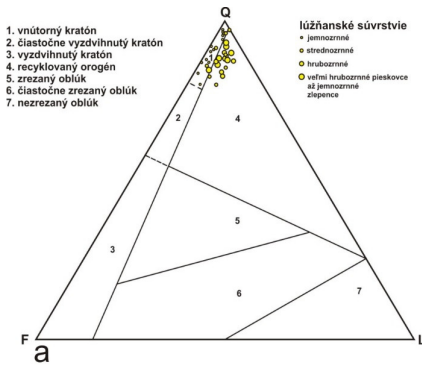
Zrnitostná škála pieskovcov tatrického keuperu je variabilná. Pozorovali sme jemnozrnné, stredozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné, prevažne slabo až dobre vytriedené kremenné arenity, kremenné droby, subarkózy až jemnozrnné oligomiktne (kremenné) až petromiktne ortozlepence. Klasty kremeňov sú slabo až mierne vytriedené a rôzne opracované, prevažne však stredne. Obsah monokryštalického kremeňa sa pohyboval od 41 do 53, priemerne 47 %. Zastúpenie polykryštalického kremeňa bolo variabilnejšie, od 14 do 47, priemerne 33 %. V prípade polykryštalického kremeňa sa vyskytli aj metamorfované variety, občasne aj mylonitizované zrná. Silicity (rohovce) sa vyskytovali len ojedinele.

Zastúpenie živcov v pieskovcoch je variabilné – od 1 (kremenné arenity) do takmer 9 % (subarkózy). Prevládajú klasty draselných živcov nad plagioklasmi. Zastúpenie plagioklasu bolo zredukované výraznou alteráciou, hlavne sericitizáciou.

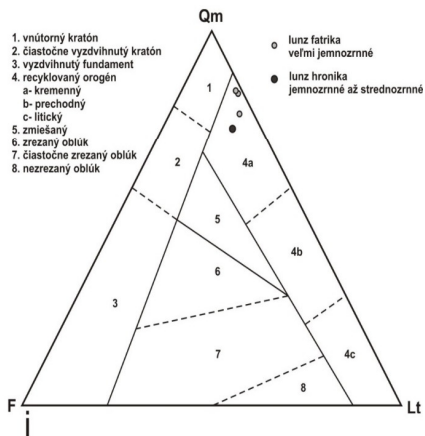
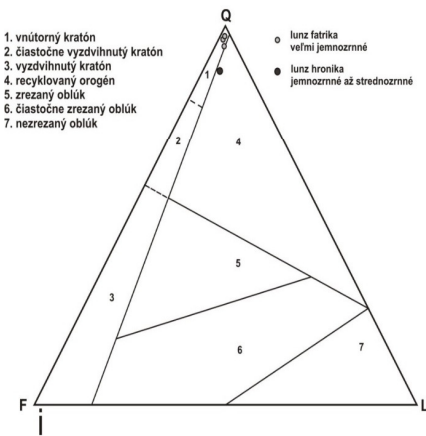
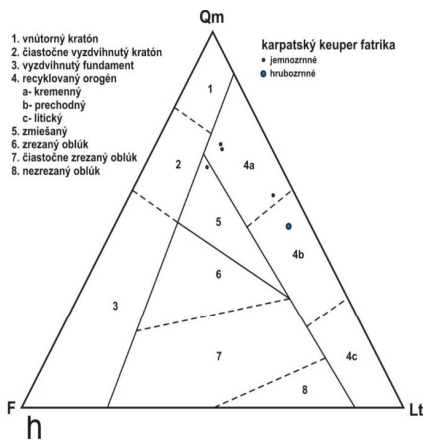
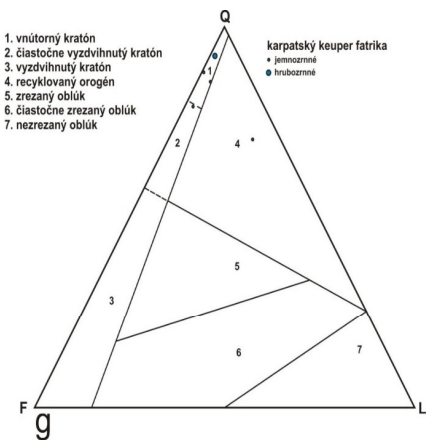
Klastické sľudy sa vo všetkých výbrusov vyskytovali len akcesoricky (do 1,8 %). Prítomné boli šupinky muskovitov, biotity sa nevyskytovali takmer vôbec. Úlomky kremenných a iných pieskovcov, siltovcov, pelítov a kyslých vulkanitov (felzity, ryolitové tufy) pozorujeme tiež len v akcesorickom množstve. Aj zastúpenie ťažkých akcesorických minerálov je kvantitatívne nižšie ako pri iných analyzovaných pieskovcoch (tatrika a fatrika). Vo veľmi malej miere pozorujeme detritické zrná zirkónov, turmalínov a občasne aj rutilov.

Základnú hmotu tvoria drobné agregáty kremeňa a ílové minerály, prevažne sericit (pseudomatrix). Obsah základnej hmoty sa pohybuje od 3 do 17,7, priemerne okolo 7 %. V niektorých prípadoch pozorujeme vysoký obsah kalcitového cementu v pieskovcoch (až do 22 %). Fosílné organické zvyšky sa nevyskytli.

Pieskovce karpatského keuperu tatrika v zmysle Pettijohna et al. (1972; obr. 3.7.2-1c, e) definujeme ako kremenné arenity, subarkózy a kremennú drobu. Na základe obsahu litických úlomkov ich definujeme hlavne ako kalklity, menej vulkanické arenity (obr. 3.7.2-2c). Úlomky metamorfovaných hornín úplne absentovali. Ich zdrojovú oblasť určujeme diagramom Q – F – L (obr. 3.7.2-3e) ako vnútorný kratón, resp. hranicu vnútorného kratónu a recyklovaného orogénu. Podrobnejším diagramom Qm – F – Lt (obr. 3.7.2-3f) možno pozorovať určitý trend, kde hrubozrnné pieskovce zodpovedajú prechodnému typu recyklovaného orogénu, zatiaľ čo jemnozrnné pieskovce kremennému typu recyklovaného orogénu. Polygenetický zdrojový materiál, možno viacnásobne recyklovaný, indikuje spinel (Al_2O_3 28,9 hm. %, MgO 14,7 hm. %, FeO 15,6 hm. %, Cr_2O_3 40,8 hm. %, MnO 0,3 hm. % a ZnO 0,2 hm. %) a granát (SiO_2 39 hm. %, Al_2O_3 22,3 hm. %, MgO 12,7 hm. %, CaO 1,3 hm. %, FeO 24,5 hm. % a MnO 0,9 hm. %), obidva doložené na elektrónovom mikroanalýzátore. Tieto submikroskopické fázy môžu reprezentovať relikty magmatických oceánskych domén.



Obr. 3.7.2-3a, b, c, d, e, f. Diskriminačný diagram tektonickej pozície zdrojových oblastí pieskovcov tatrickej jednotky (Dickinson, 1985).



Obr. 3.7.2-3g, h, i, j – pokračovanie. Diskriminačný diagram tektonickej pozície zdrojovej oblasti pieskoviec fatrickej a hronickej jednotky (Dickinson, 1985).

Fatrická jednotka

Karpatský keuper

Sú tu veľmi jemnozrné až jemnozrné, len ojedinele hrubozrné, veľmi dobre až dobre vytriedené subarkózy až litické droby. Zastúpenie klastov kremeňa je variabilné. Obsah monokryštalického kremeňa sa pohybuje od 39 do 57, priemerne 48 % a polykryštalického kremeňa od 7 do 38, priemerne 17 %. Klasty kremeňa sú prevažne slabo opracované – ostrohranné. Pri polykryštalických kremeňoch možno pozorovať aj metamorfované typy, zriedkavo až mylonitické.

zované zrná (hrubo-zrná subarkóza). Silicity (rohovce) sa vyskytli len v malej miere (akcesoricky).

Obsah živcov sa pohyboval od 4,7 (litická droba) do 17,3 % (subarkóza). Okrem výnimiek, prevládajú zrná draselných živcov nad plagioklasmi. Plagioklas boli náchylné na zmeny počas sedimentácie a diagenézy (pravdepodobne aj na transport), čo spôsobovalo ich výraznú redukciu. Bežne môžeme pozorovať sericitizované relikt plagioklasov, prípadne už iba čistý sericit. Alterácia živcov, hlavne plagioklasov, mohla skresľovať modálnu analýzu pieskovcov.

Klastické sľudy boli zastúpené rôzne. Ich obsah sa pohyboval od akcesorických 0,4 % do takmer 8 %. Prevládali šupinky svetlých muskovitov nad biotitmi. V prípade biotitov veľmi často nastávala baueritizácia („vybielovanie“ biotitov), zriedkavo aj chloritizácia. V jemnozrnných až veľmi jemnozrnných subarkózach boli prítomné úlomky siltovcov, pelitov, občasne kremenných arenitov a iných druhov pieskovca. V litickej drobe pozorujeme už úlomky pelitov, svorov až rúl a kyslých vulkanitov (felzity, ryolitové tufy). Z akcesorických ťažkých minerálov bežne pozorujeme detritické zrná zirkónov (čiastočne morfológicky ohraničené až opracované), turmalínov, ojedinele aj rutilov a apatitov.

Základnú hmotu tvorili drobné agregáty kremeňa a ílové minerály, prevažne sericit (pseudomatrix). Obsah základnej hmoty sa pohyboval od 5,7 do 17, v priemere okolo 11,5 %. Kalcitový cement sa bežne nevyskytoval. Prítomný bol len v litickej drobe, kde ho bolo možné pozorovať vo forme akumulácií kalcitových (sparitových) zrn. Fosílné organické zvyšky sa v pieskovci nevyskytovali.

Pieskovce fatrického keuperu na základe ich minerálneho zloženia generálne zaraďujeme do skupiny subarkóz a litickej droby (obr. 3.7.2-1d, e). Podľa typov litických úlomkov ich zaraďujeme do kalklititov, v jednom prípade do fyloarenitu (obr. 3.7.2-2d). Na základe petrofaciálnych parametrov $Q - F - L$ ich zdrojovú oblasť definujeme ako vnútorný kratón, čiastočne vyzdvihnutý kratón až recyklovaný orogén (obr. 3.7.2-3g). Podrobnejším diskriminačným diagramom $Q_m - F - L_t$ zaraďujeme subarkózy majoritne do kremenného recyklovaného orogénu, výnimku tvorí subarkóza v prechodnom type a v oblasti zmiešaného typu (obr. 3.7.2-3h).

Lunzske vrstvy

Veľkosť zrn analyzovaných lunzských klastických sedimentov je pomerne monotónna. Sedimenty sú klasifikované ako veľmi jemnozrnné až jemnozrnné kremenné droby až siltovce. Pri siltovcoch, ale aj pri veľmi jemnozrnných kremenných drobách možno pozorovať slabé až mierne usmernenie klastov. Základnou zložkou sedimentov je dobre vytriedený, prevažne slabo opracovaný až ostrohranný monokryštalický kremeň (56 až 61, priemerne 58 %), menej polykryštalický kremeň (9 až 11, priemerne 9,8 %). Zrná silicitov (rohovcov) sa v pieskovcoch takmer nevyskytujú.

Klasy živcov nie sú v pieskovcoch bežné. Akcesoricky pozorujeme zrná draselných živcov (0,5 až 1,9, priemerne 1 %). Plagioklasy sú len ojedinelé. Živce sú výrazne alterované. Pozorujeme sericitické pseudomorfózy po plagioklasoch, pričom časť živcov bola pravdepodobne úplne premenená na pseudomatrix.

Klastické sludy sú v lunzských pieskovcoch zastúpené veľmi dobre. Paradoxne, napriek výraznej baueritizácii a chloritizácii mierne prevláda biotit (4,2 až 6,3, priemerne 5,3 %) nad muskovitom (3,8 až 5,3, priemerne 4,5 %). Litické úlomky sú zastúpené len slabo a pomerne monotónne. Prítomné boli úlomky siltovcov a pelitov. Akcesorické ťažké minerály sa vyskytli v podobe opracovaných zŕn zirkónov, turmalínov, ojedinele aj apatitu.

Základnú hmotu majoritne tvorili ílové minerály, v malej miere aj drobné agregáty kremeňa. Obsah základnej hmoty v študovaných pieskovcoch bol pomerne konštantný (okolo 18 %). Pre tieto sedimenty boli typické náteky oxidov a hydroxidov železa. Fosílné organické zvyšky sa nenašli ani v drobkách, ani v siltovcoch.

Veľmi jemnozrnné až jemnozrnné lunzské pieskovce patria v zmysle definície Pettijohna et al. (1972) definujeme ako kremenné droby (obr. 3.7.2-1f). Na základe obsahu litických úlomkov (pozorujeme len úlomky sedimentárnych hornín) pieskovce zaraďujeme ku kalklitom (obr. 3.7.2-2e). Podľa petrofaciálnych parametrov $Q - F - L$ a $Qm - F - Lt$ (Dickinson, 1985; obr. 3.7.2-3i, j) predpokladáme, že zdrojovou oblasťou pieskovcov bol vnútorný kratón až recyklovaný orogén. Podrobnejší diagram $Qm - F - Lt$ poukazuje na kremenný typ recyklovaného orogénu.

Hronická jednotka

Lunzské vrstvy

Podľa zrnitosti ide o siltovce a veľmi jemnozrnné, jemnozrnné až strednozrnné pieskovce (živcové až kremenné droby). Z klastov dominujú monokryštalické kremene (v pieskovcoch do 60 %, v siltovcoch odhadom okolo 45 %), menej polykryštalické variety (v pieskovcoch okolo 10 %, v siltovcoch 5 až 10 %). Silicity sa vyskytujú len v zanedbateľnom množstve.

Obsah živcov v pieskovci závisí od zrnitostnej škály. Pri siltovcoch pozorujeme živce len akcesoricky. So stúpaním veľkosti zŕn v pieskovcoch sa zvyšuje obsah živcov. Dominujú draselné živce (do 5 %), plagioklasy pozorujeme len ako akcesóriu. Malý obsah plagioklasov bol pravdepodobne spôsobený výraznou alteráciou. Občas pozorujeme úplne sericitizované zrná po plagioklasoch.

Aj obsah klastických slúd závisí od zrnitostnej škály sedimentov. Vo všeobecnosti sludy pozorujeme hlavne v jemnozrnejších pieskovcoch až siltovcoch a so stúpajúcou veľkosťou zŕn ich obsah klesá. Lupienky muskovitov

mierne prevažujú nad biotitmi, ktoré boli s rôznou intenzitou alterované (baeueritizácia, chloritizácia). Sľudy sú v siltovcoch mierne usmernené, v pieskovcoch je ich orientácia rôzna. Akcesorické ťažké minerály zastupuje hlavne dobre opracovaný zirkón, v pieskovcoch aj detritický turmalín. V pieskovcoch sme pozorovali úlomky kyslých vulkanitov, siltovcov, pelitov, ojedinele aj fylitov.

Základná hmota varíruje podľa typu sedimentu. Pri siltovcoch je to okolo 30 % a viac. Pri pieskovcoch sa obsah základnej hmoty pohybuje okolo 17 %. Základnú hmotu tvoria ílové minerály, ojedinele aj drobné agregáty kremeňa. V klastických sedimentoch sú prítomné aj náteky oxidov a hydroxidov železa. Fosílné organické zvyšky sa nevyskytli.

Na modálnu analýzu bola použitá len jedna vhodná vzorka, ktorá bola v zmysle Pettijohna et al. (1972) definovaná ako jemnozrnná až strednozrnná živcová droba (obr. 3.7.2-1f). Na základe obsahu litických úlomkov ju zaradujeme ku kalklitom až vulkanickým drobám (obr. 3.7.2-2e). Zdrojová oblasť bola určená ako kremenný typ recyklovaného orogénu (obr. 3.7.2-3 i, j).

Zdrojové oblasti

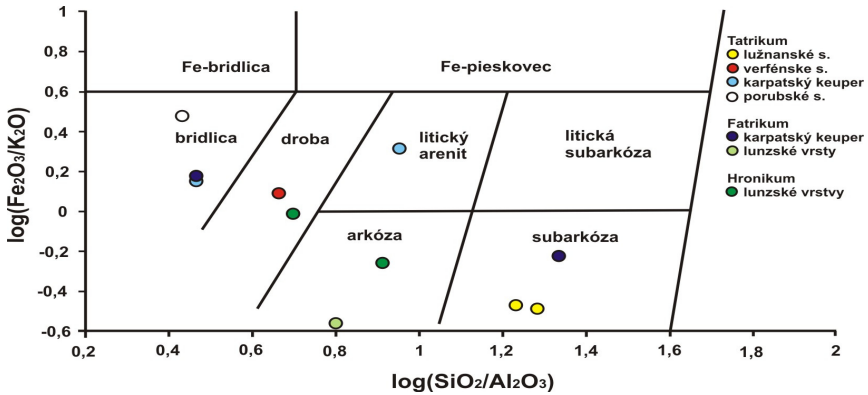
Recyklovaný orogén obsahuje piesky s rôznym zložením podľa typu orogénu – kolízneho alebo subdukčného. Tieto sedimenty vyplňajú predhlbne a zvyškové bazény alebo sú transportované riekami do iných bazénov lemujúcich orogénnu zónu. Provenienciou sú suprakrastálne, vrásovo-prešmykové a príkrovové systémy s dostatkom kremeňa a litických úlomkov. Iným zdrojom sú vyzdvihnuté subdukčné komplexy s úlomkami bázických a ultrabázických magmatických hornín, Na-Ca živcov a úlomkov silicitov. Charakteristická je kremenná a kvarcolitická petrofácia. Pre stabilný kratón je typický nízky reliéf a produkcia kremenných pieskovcov – kremenná petrofácia. Kremene sú derivované zo starých, dobre erodovaných magmatických a metamorfovaných masívov alebo zo starých recyklovaných formácií.

Geochemická charakteristika klastických sedimentov

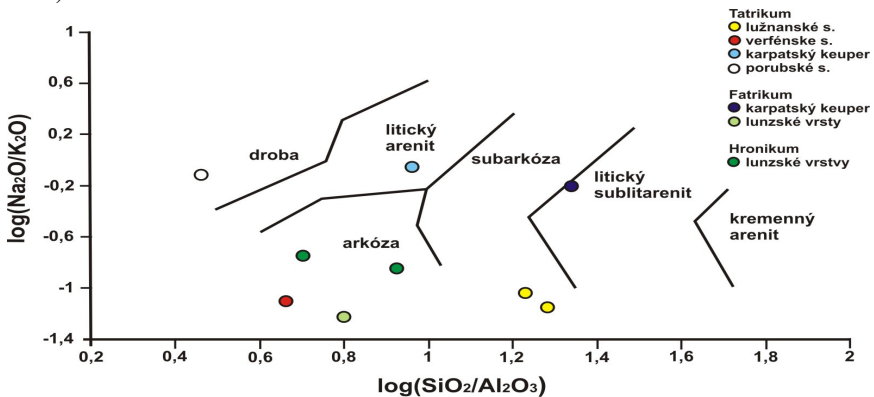
Na geochemickú klasifikáciu a určenie tektonickej pozície sedimentov bolo vybraných 11 vzoriek (pozri v tab. 3.7-1): tatrikum – lúžňanské súvrstvie – kremenný arenit (MK-49b, MK-57a), verfénske vrstvy – siltovec (MK-72Aa), karpatský keuper – subarkóza (MK-418A), bridlica (MK-419), porubské súvrstvie – bridlica (MK-322); fatrikum – karpatský keuper – kvarcit (MK-138), bridlica (MK-342ch), lunzské vrstvy – kremenná droba (MK-132); hronikum – lunzské vrstvy – bridlica (MK-428B) a živcová droba (MK-428C).

Geochemická klasifikácia klastických sedimentov

Na chemickú klasifikáciu pieskovcov boli použité dva klasifikačné diagramy. Klasifikačný diagram podľa Pettijohna et al. (1972) zaraďuje pieskovce k arkózam a subarkózam až k litickému sublitanenitu (obr. 3.7.2-4). Spôľahlivejší klasifikačný diagram podľa Herrona (1988) zobrazuje analyzované sedimenty hlavne ako subarkózy, arkózy, droby a bridlice (obr. 3.7.2-5). Toto zaradenie plne zodpovedá mikroskopickému pozorovaniu daných hornín.



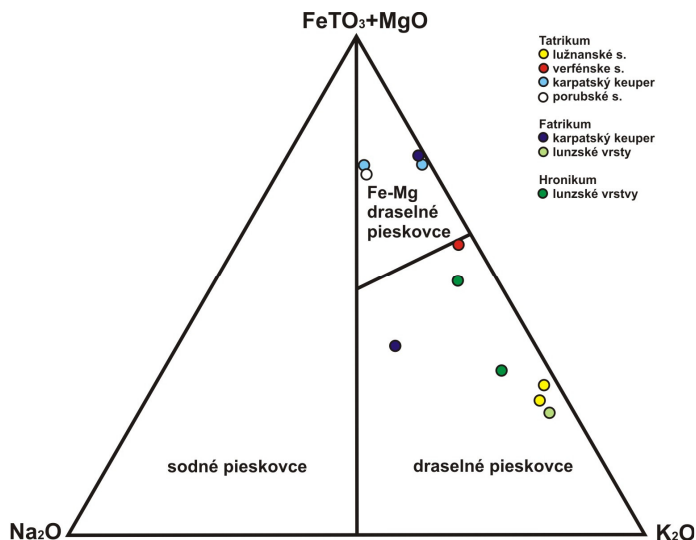
Obr. 3.7.2-4. Klasifikácia pieskovcov na základe chemického zloženia (Pettijohn et al., 1972).



Obr. 3.7.2-5. Klasifikácia klastických sedimentov na základe chemického zloženia (Herron, 1988).

Na základe trigonálneho klasifikačného diagramu $\text{FeTO}_3 + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Blatt et al., 1980; obr. 3.7.2-6) boli analyzované sedimenty zaradené k draselným pieskovcom. Vzorka siltovca z verfénstých vrstiev spadá na rozhranie draselných a železito-horečnatých pieskovcov.

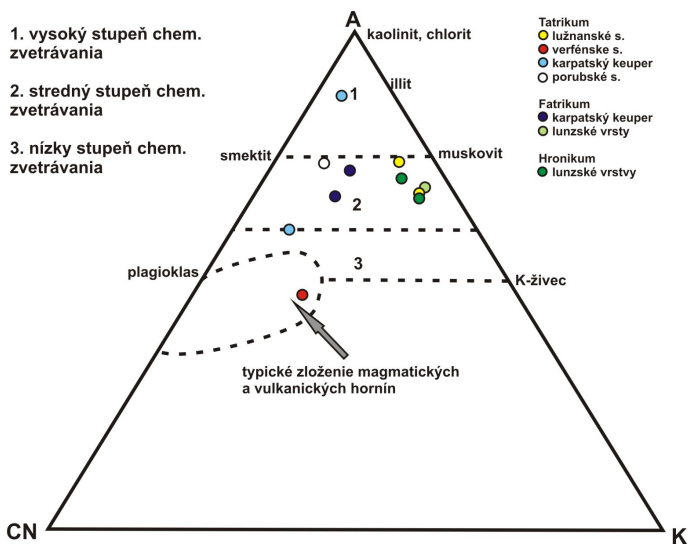
Sedimenty tatrického, sčasti aj fatrického karpatského keuperu, podobne ako bridlica porubského súvrstvia, zodpovedajú Fe-Mg draselným pieskovcom. Odzrkadľuje to ich minerálne zloženie (vyšší obsah biotitov, prípadne chloritov, náteky oxidov a hydroxidov železa).



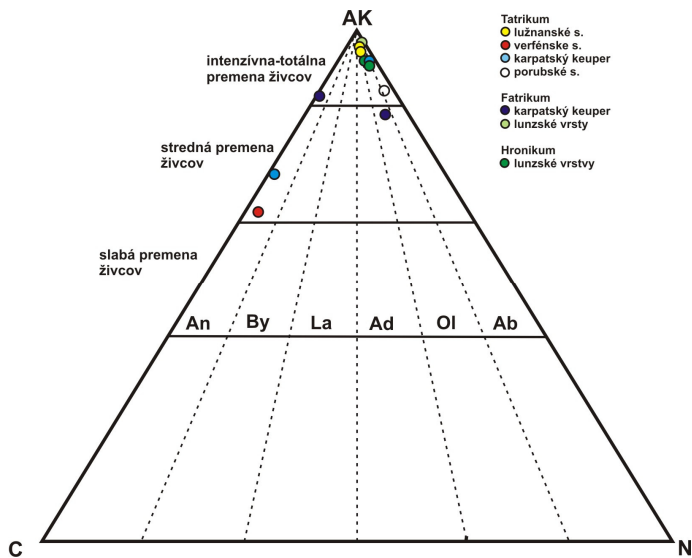
Obr. 3.7.2-6. Klasifikácia sedimentov na základe chemického zloženia (upravené podľa Blatta et al., 1980).

Indexy zvetrávania

Mikroskopické štúdium výbrusového materiálu indikovalo prakticky v každej vzorke ovplyvnenie chemickým zvetrávaním. Na základe pozorovania klastických zŕn, hlavne plagioklasov, predpokladáme, že výrazné chemické zmeny nastávajú najmä pri sedimentácii. Alterované zrná plagioklasov (tie, ktoré sa dali identifikovať) si čiastočne zachovali svoj idiomorfny tvar, čo znižuje dôležitosť chemického a mechanického zvetrávania v zdrojovej oblasti a počas transportu. Môže to poukazovať aj na zanedbateľný a na zrnách nezaznamenaný transport. Výrazné chemické zmeny (alterácie) sa diali pravdepodobne najmä počas sedimentácie a diagenézy. Chemický index alterácie CIA (podľa Nesbitta a Younga, 1982) poukazuje prevažne na stredný stupeň chemického zvetrávania. V prípade vzorky siltovca z verfénskeho súvrstvia poukazuje na nízky stupeň chemického zvetrávania a na oblasť, ktorá je z pohľadu zloženia magmatických a vulkanických hornín typická. V bridlici karpatského keuperu tatrika je zaznamenaný výrazne vysoký stupeň chemického zvetrávania (obr. 3.7.2-7).



Obr. 3.7.2-7. Chemický index alterácie (CIA) vybraných sedimentov, upravený podľa Nesbitta a Younga (1982).

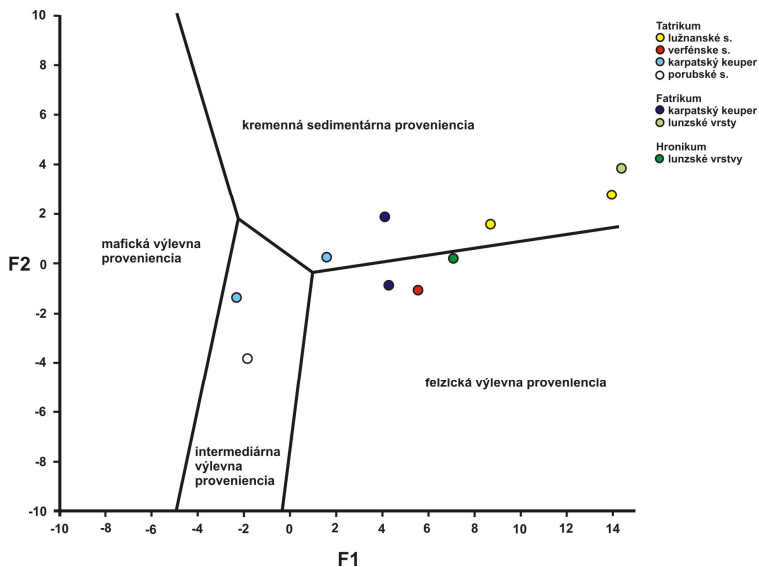


Obr. 3.7.2-8. Plagioklasový index zvetrávania vybraných sedimentov, upravený podľa Feda et al. (1995). An – anortit, By – bytownit, La – labradorit, Ad – andezín, Ol – oligoklas, Ab – albit.

Chemické zmeny v zložení živcov dokladá aj plagioklasový index zvetrávania PIA (podľa Feda et al., 1995; obr. 3.7.2-8). Poukazuje na intenzívnu až totálnu premenu živcov v sedimentoch lúžňanského súvrstvia a lunzských vrstvách a strednú premenu živcov v sedimentoch karpatského keuperu tatrika a fatrika. Siltovec verfénskych vrstiev je dokonca na rozhraní strednej až slabej premeny živcov.

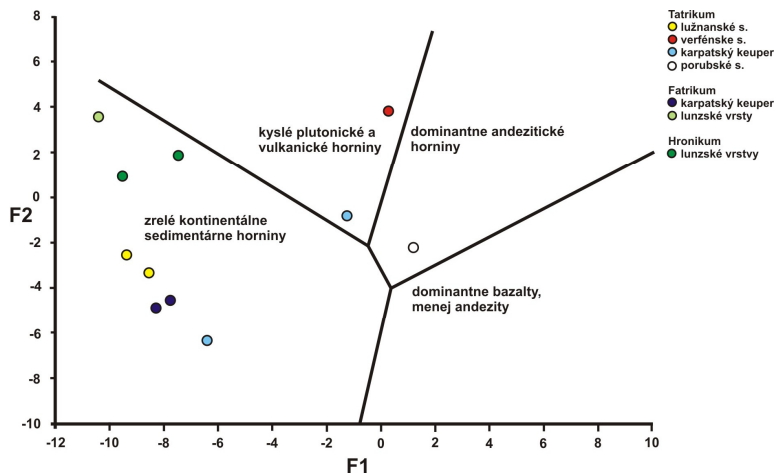
Provenienca a protolit klastických sedimentov

Diskriminačný diagram podľa Rosera a Korscha (1988; parameter F1 a F2 podľa tab. IV) indikuje pre analyzované sedimenty kremennú sedimentárnu provenienciu až felzitickú výlevnú provenienciu. V prípade bridlíc karpatského keuperu tatrika a porubského súvrstvia pozorujeme intermediárnu výlevnú provenienciu (obr. 3.7.2-9). Podobný trend je zachytený aj na nasledujúcom diskri-



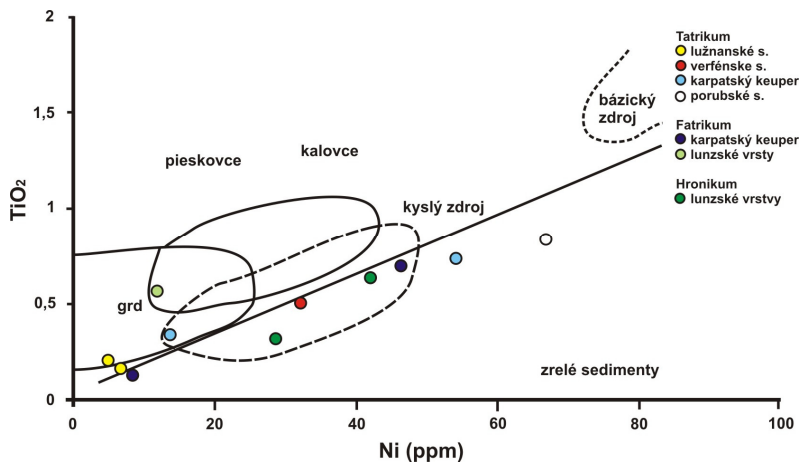
Obr. 3.7.2-9. Provenienčný diskriminačný diagram analyzovaných klastických sedimentov, upravené podľa Rosera a Korscha (1988).

minačnom diagrame (Roser a Korsch, 1988; parameter F1 a F2 podľa tab. II), kde väčšina hornín svojím chemickým zložením zodpovedá zreлым kontinentálnym sedimentárnym horninám (obr. 3.7.2-10). Siltovec verfénskeho súvrstvia a bridlica karpatského keuperu tatrika sa premieta do proveniencie kyslých plutonických a vulkanických hornín, podobne, ako to naznačuje obr. 3.7.2-13. V prípade bridlice porubského súvrstvia ide až o oblasť dominantne andezitických hornín (obr. 3.7.2-10).



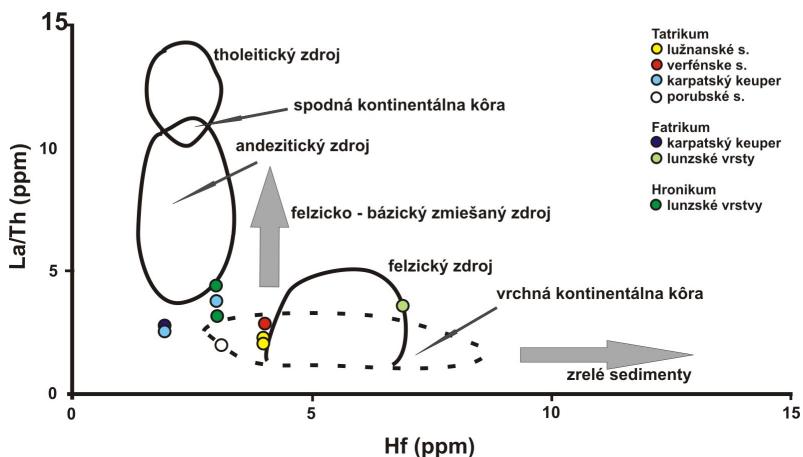
Obr. 3.7.2-10. Provenienčný diskriminačný diagram s poľami kontinentálnych sedimentov a vyvretých hornín, upravený podľa Rosera a Korscha (1988).

Predpokladáme, že protolitom analyzovaných klastických sedimentov bola granodioritová, prípadne kyslá – felzitická – až intermediárna hornina vrchnej kontinentálnej kôry. Potvrdzujú to mikroskopické pozorovania, ako aj nasledujúce diskriminačné diagramy. Zdrojový diagram podľa Floyd et al. (1989) predpokladá, že protolitom týchto sedimentov bola kyslá až granodioritová magmatická hornina (obr. 3.7.2-11).

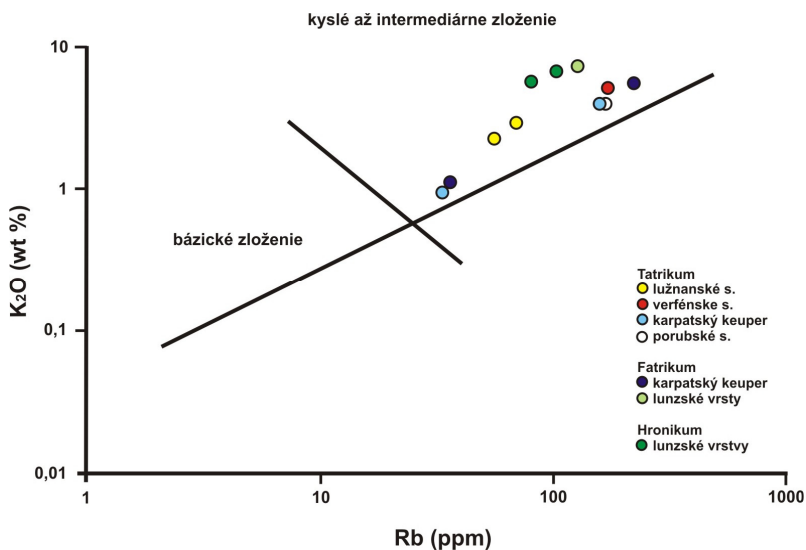


Obr. 3.7.2-11. Zdrojový diagram vybraných sedimentov, upravený podľa Floyd et al. (1989).

Kyslý – felzický – zdroj vrchnej kontinentálnej kôry, prípadne náznaky zmiešavania kyslého a bázickejšieho zdroja potvrdzuje aj nasledujúci diagram (obr. 3.7.2-12). Kyslé až intermediárne zloženie protolitu jednoznačne dokladá diagram podľa Shawa (1968; obr. 3.7.2-13).



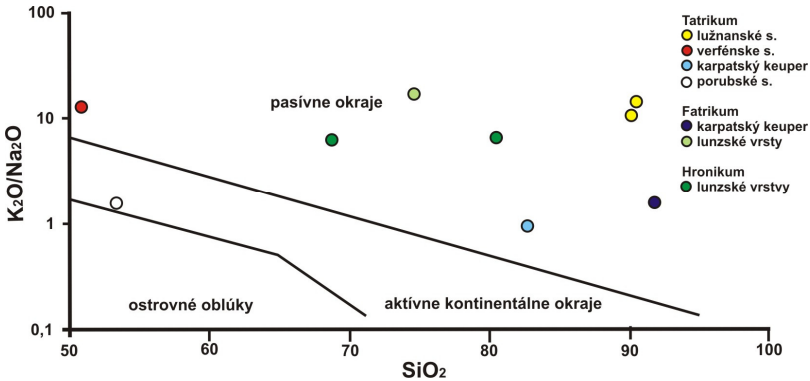
Obr. 3.7.2-12. Diskriminačný diagram znázorňujúci zdrojový materiál vybraných sedimentov, upravený podľa Floyd a Leveridga (1987).



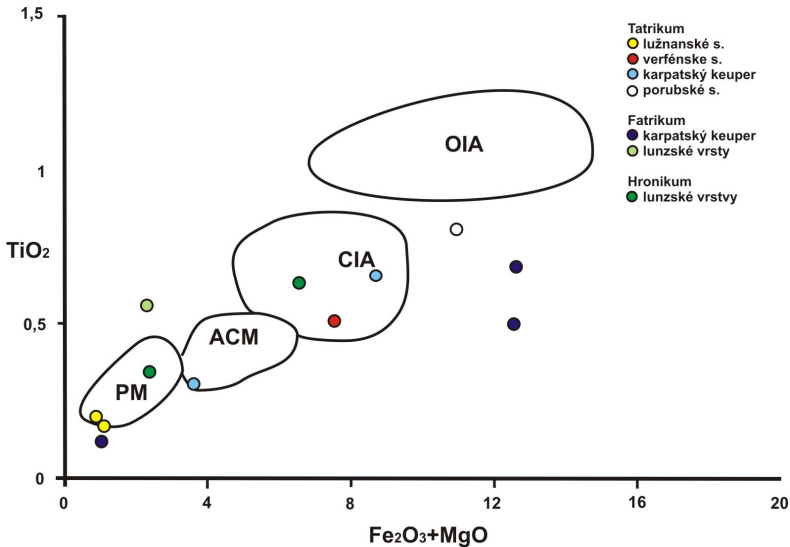
Obr. 3.7.2-13. Diskriminačný diagram zdrojového materiálu, upravený podľa Shawa (1968).

Tektonická pozícia klastických sedimentov

Diskriminačný geotektonický diagram $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (Roser a Korsch, 1986) na obr. 3.7.2-14 zaraďuje zdrojovú oblasť sedimentačných bazénov analyzovaných klastických sedimentov do oblasti pasívnych kontinentálnych okrajov. Jedinou výnimkou je bridlica porubského súvrstvia, ktorá spadá na rozhranie



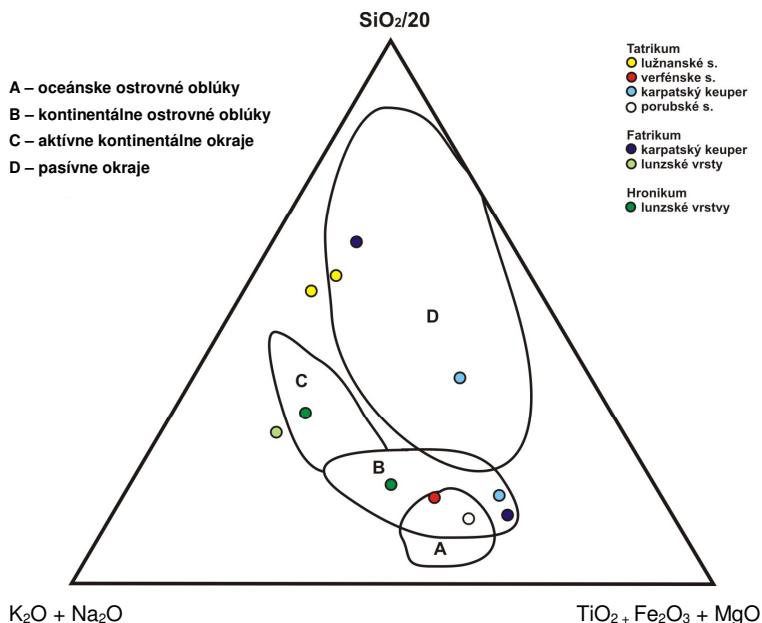
Obr. 3.7.2-14. Diskriminačný diagram geotektonickej pozície sedimentačných bazénov, upravený podľa Rosera a Korscha (1986).



Obr. 3.7.2-15. Diskriminačný geotektonický diagram vybraných klastických sedimentov, upravený podľa Bhatu (1983). PM – pasívne okraje, ACM – aktívne kontinentálne okraje, CIA – kontinentálne ostrovne oblúky, OIA – oceánske ostrovne oblúky.

aktívnych kontinentálnych okrajov až ostrovných oblúkov. Na inom diskriminačnom diagrame horninotvorných oxidov (Bhatia, 1983) pozorujeme akumuláciu projekčných bodov kremenných arenitov (kvarcitov) hlavne v okolí poľa pasívnych kontinentálnych okrajov (obr. 3.7.2-15).

V porovnaní s kvarcitmi jemnozrnnejšie a minerálne pestrejšie klastické sedimenty obsadzujú polia aktívnych kontinentálnych okrajov, ako aj kontinentálnych ostrovných oblúkov. Podobnú situáciu možno pozorovať aj v trojuholníkovom diagrame $\text{SiO}_2/20 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, kde kvarciticke horniny taktiež obsadzujú hlavne pole pasívnych okrajov a minerálne pestrejšie pieskovce a bridlice až siltovce spadajú hlavne do oblasti aktívnych kontinentálnych okrajov a kontinentálnych ostrovných oblúkov (obr. 3.7.2-16).

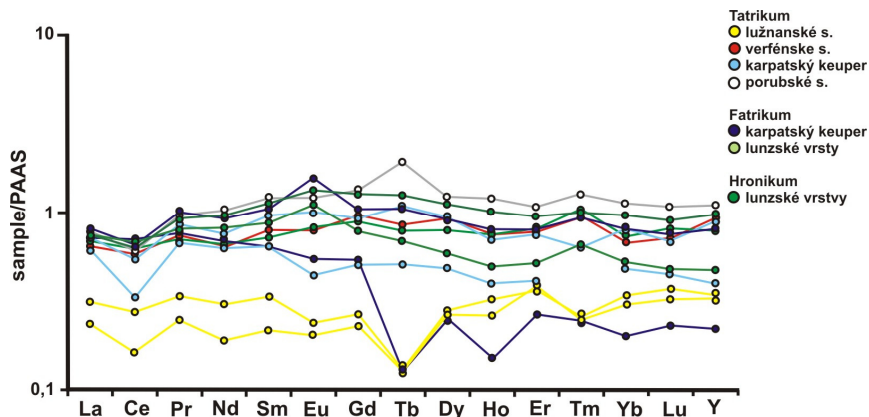


Obr. 3.7.2-16. Diskriminačný geotektonický diagram analyzovaných klastických sedimentov, upravený podľa Kroonenberga (1994).

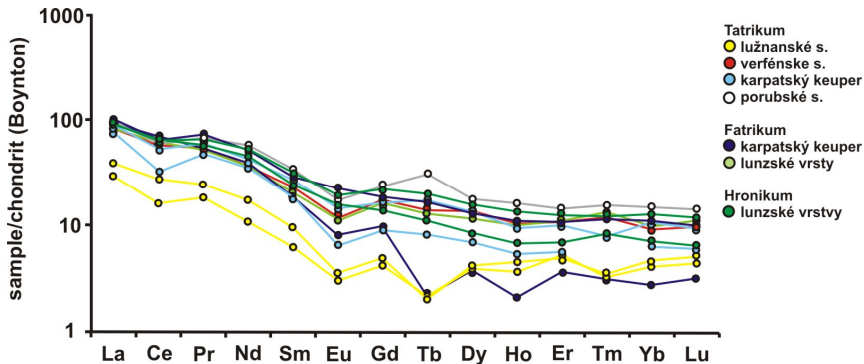
Prvky REE

Obsah vzácnych zemín vybraných klastických sedimentov, normalizovaný podľa štandardu PAAS – postarchaická austrálska bridlica (McLennan, 1989) – a podľa chondritu C1 (Boynton, 1985), je zobrazený na obr. 3.7.2-17 a 3.7.2-18. Z oboch diagramov vyplýva, že kremence lužňanského súvrstvia majú v porovnaní s kompozične pestrejšími pieskovecami výrazne nižší obsah prvkov REE

v celom svojom priebehu. V hrubých črtách homogénnu distribúciu naruša výrazná negatívna anomália terbia, menej túlia. Negatívna anomália Eu je zanedbateľná. Podpisuje sa pod to v prvom rade neprítomnosť/premena plagioklasu.



Obr. 3.7.2-17. Distribúcia prvkov REE vybraných sedimentov, normalizovaná podľa štandardu PAAS (McLennan, 1989).



Obr. 3.7.2-18. Distribúcia chondriticky normalizovaných prvkov REE (Boynton, 1985).

Distribúcia REE v prípade siltovca verfenských vrstiev je v svojom priebehu viac-menej vyrovnaná. Aj v prípade sedimentov karpatského keuperu tatrika pozorujeme relatívne vyrovnaný priebeh, s výnimkou negatívnej anomálie Ce, prípadne Eu. Prevažne vyrovnaná distribúcia prvkov REE v bridlici porubského súvrstvia má nápadnú pozitívnu anomáliu Tb. Naopak, pri subarkóze fatrického karpatského keuperu pozorujeme výraznú negatívnu anomáliu Tb, po ktorej

nastáva výrazné ochudobnenie o HREE. Pribeh krivky týchto hornín pri distribúcii LREE je porovnateľný s priebehom kriviek verfénskeho a lunzského siltova, s výnimkou osobitosti distribúcie HREE v keuperskej subarkóze.

Ochudobnenie HREE v danej subarkóze s výrazným podielom kremeňa a živcov je možné pravdepodobne vysvetliť absenciou klastickej slúdy a akcesorických minerálov (zvyčajne ide o zirkón, turmalín, apatit a opakové minerály). Z obrázka 3.7.2-18 badať negatívny sklon krivky LREE a určité vyrovnanie, aj keď s väčším rozptylom, v distribúcii HREE. To do istej miery pripomína REE obraz metamorfovaných hornín (obr. 3.7.1-9, 3.7.1-12).

Na základe toho je možné aj s ohľadom na iné distribučné záznamy REE v klastických sedimentárnych horninách najskôr generalizovať, že klastický sedimentárny zdroj sa obohacuje o akcesorické minerály, prednostne koncentrujúce HREE (zirkón, xenotím?...).

3.7.3. Izotopové štúdium hornín kryštalinika z pohoria Žiar

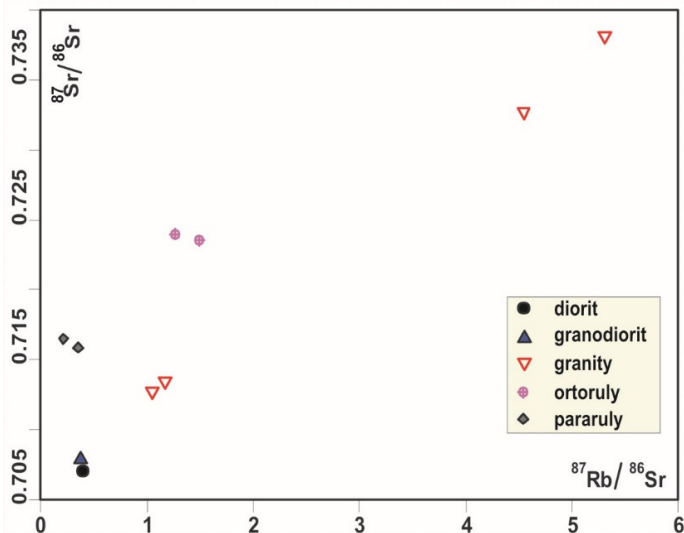
Rb/Sr izotopový systém

Získané Sr a Nd izotopové hodnoty študovaných hornín zo Žiaru sa analyzovali v izotopových laboratóriách Českej geologickej služby v Prahe pod vedením Dr. Vojtěcha Erbana a sú prezentované v tab. 3.7.3-1. Namerané stronciové hodnoty granitoidov Žiaru dopĺňajú charakteristiky granitických hornín Západných Karpát, publikované v prácach Kohúta et al. (1999), Pollerovej et al. (2001) a Kohúta a Nabeleka (2008).

Namerané hodnoty stronciových izotopových pomerov granitoidov sú v intervale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,707\ 1$ až $0,738\ 3$, pričom prepočítané stronciové hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu (na porovnanie s inými granitmi a horninami ZK) varírujú v rozmedzí $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)} = 0,705\ 2 \sim 0,711\ 2$. Poukazujú na ich spoločný pôvod zo spodnokôrových zdrojov. Stronciové izotopové hodnoty ortorúl sú v dobrej zhode s publikovanými izotopovými charakteristikami OG zo ZK (Kohút, 2004, 2007). Namerané hodnoty stronciových izotopových pomerov sú v intervale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,723\ 5$ až $0,724\ 0$, pričom prepočítané stronciové hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu varírujú v rozmedzí $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)} = 0,716\ 1 \sim 0,717\ 7$. Tieto stronciové izotopové hodnoty nasvedčujú na kôrový zdroj pôvodných granitoidných magmatitov, aj keď nemôžeme vylúčiť ani čiastočné uplatnenie bázičkejšieho spodnokôrového materiálu pri ich géneze. Získané Sr izotopové hodnoty študovaných pararúl z pohoria Žiar sú v dobrej zhode s existujúcimi izotopovými charakteristikami metasedimentov zo ZK (Kohút et al., 2008). Hodnoty stronciových izotopových pomerov sú v intervale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,715\ 8$ až $0,716\ 5$, pričom prepočítané stronciové hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu varírujú v rozmedzí $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)} = 0,714\ 1 \sim 0,715\ 4$.

Z genetického hľadiska tieto stronciové izotopové hodnoty nasvedčujú na vyzretý kôrový zdroj protolitu študovaných vzoriek pararul.

Grafické zobrazenie Sr izotopových charakteristík študovaných hornín je na obr. 3.7.3-1.



Obr. 3.7.3-1. Nicolaysenov diagram Sr izotopových pomerov hornín z pohoria Žiar.

Sm/Nd izotopový systém

Namerané Nd izotopové charakteristiky študovaných hornín z pohoria Žiar sú uvedené v tab. 3.7.3-1 a ich grafická prezentácia je na obr. 3.7.3-2. Nd izotopové pomery granitoidov varujú v intervale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)} = 0,512\ 252 \sim 0,512\ 562$ a prepočítané epsilon-hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu varujú v rozmedzí $\epsilon_{\text{Nd}(350)} = -4,38$ až $2,87$. Ich modelové dvojšťadiálne kôrovo-rezidenčné veky varujú v intervale $t_{\text{Nd}(\text{DM}2\text{st})} = 835 \sim 1\ 405$ mil. r.

Tieto izotopové pomery sú v dobrej korelácii s hodnotami obdobných granitických hornín publikovaných v prácach Kohúta et al. (1999), Pollerovej et al. (2001) a Kohúta a Nabeleka (2008), pričom patria k najnižším hodnotám v rámci granitov ZK. V Sm/Nd systéme OG zo Žiaru sme nezaznamenali výraznejšie rozdiely izotopových charakteristík, pričom namerané hodnoty sú v intervale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)} = 0,511\ 958 \sim 0,512\ 208$ a prepočítané epsilon-hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu varujú v rozmedzí $\epsilon_{\text{Nd}(350)} = -8,10$ až $-8,87$, pričom vyššie iniciálne, viac záporné hodnoty ($\epsilon > -6$) indikujú dominanciu vyzretého felzitického kôrového zdrojového materiálu. Prezentované Nd izotopové hodnoty ortorúl sú v dobrej zhode s publikovanými izotopovými charak-

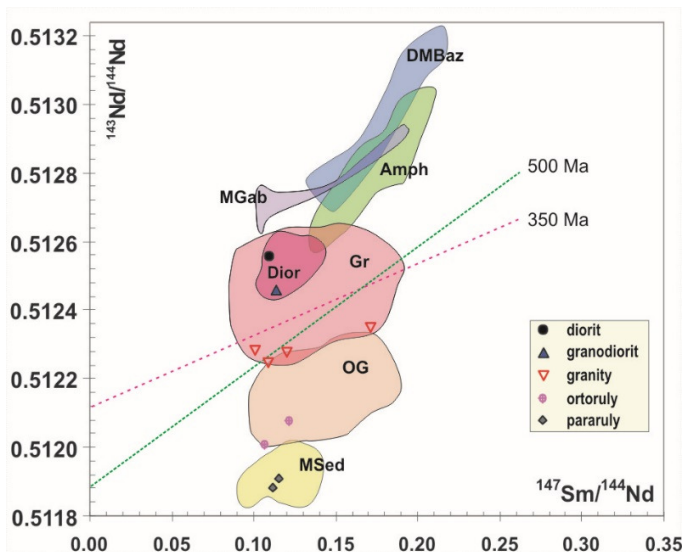
teristikami OG zo ZK (Kohút, 2004, 2007). Podobne zdanlivé kôrové rezidenčné veky $tNd_{(DM2st)} = 1\ 695 - 1\ 755$ mil. r. (obr. 3.7.3-3) poukazujú na to, že ich magmatický prekursor bol generovaný z rano- až strednoproterozoického kôrového zdroja. Kôrové rezidenčné veky [$tNd_{(DM2st)}$] sú príbuzné aj s karbónskymi typmi S a I granitických hornín ZK (Kohút a Nabelek, 2008), ako aj s väčšinou hercýnskych granitoidných hornín strednej Európy (Liew a Hofmann, 1988), aj keď karbónske granitické horniny majú nižšie epsilon-hodnoty ($\epsilon_{Nd(350)} \leq 5$), indikujúce uplatnenie bázického spodnokôrového materiálu pri ich genéze.

V Sm/Nd systéme pararúl z pohoria Žiar sme nezaznamenali výraznejšie rozdiely izotopových charakteristík. Získané hodnoty sú v intervale $^{143}Nd/^{144}Nd_{(0)} = 0,511\ 883 \sim 0,511\ 909$ a prepočítané epsilon-hodnoty na spodnokarbónsky vývoj fundamentu varujú v rozmedzí $\epsilon_{Nd(350)} = -10,53$ až $-10,94$, pričom tieto hodnoty

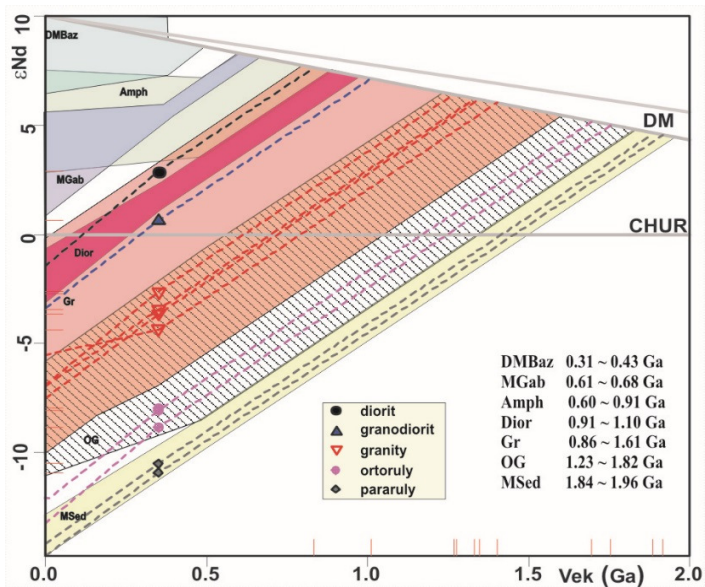
Tabuľka 3.7.3-1. Sr a Nd izotopové hodnoty študovaných vzoriek.

Číslo vzorky	Hornina	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2 σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2 σ
Z-58	diorit	0,707 147	0,000 013	0,512 562	0,000 005
Z-5	granit	0,712 784	0,000 011	0,512 284	0,000 011
RAO-4/41	granit	0,713 427	0,000 008	0,512 280	0,000 009
Z-358	granodiorit	0,707 849	0,000 010	0,512 463	0,000 012
Z-173	granit	0,738 381	0,000 012	0,512 355	0,000 009
Z-200	granit	0,732 713	0,000 015	0,512 252	0,000 011
Z-117	ortorula	0,723 502	0,000 011	0,512 008	0,000 007
Z-67	ortorula	0,723 991	0,000 008	0,511 958	0,000 010
Z-129	pararula	0,716 495	0,000 014	0,511 883	0,000 007
Z-160	pararula	0,715 842	0,000 010	0,511 903	0,000 009

Číslo vzorky	Hornina	$^{87}Sr/^{86}Sr_{(350)}$	$^{143}Nd/^{144}Nd_{(350)}$	$\epsilon_{Nd(350)}$	$tNd_{DM(2st)}$
Z-58	diorit	0,705 208	0,512 334	2,87	835
Z-5	granit	0,707 562	0,512 052	-2,64	1 268
RAO-4/41	granit	0,707 595	0,512 010	-3,46	1 332
Z-358	granodiorit	0,705 975	0,512 219	0,62	1 012
Z-173	granit	0,711 195	0,511 963	-4,38	1 403
Z-200	granit	0,710 060	0,512 200	-3,65	1 347
Z-117	ortorula	0,716 058	0,511 772	-8,10	1 695
Z-67	ortorula	0,717 699	0,511 173	-8,87	1 755
Z-129	pararula	0,715 423	0,511 627	-10,94	1 917
Z-160	pararula	0,714 080	0,511 648	-10,53	1 885



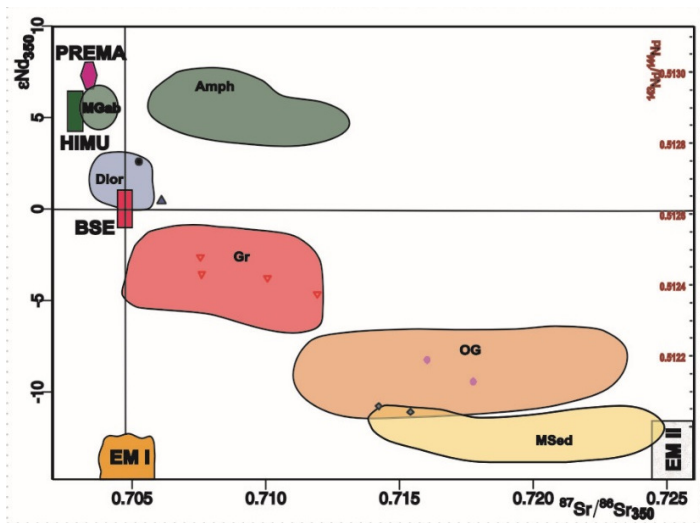
Obr. 3.7.3-2. Nicolaysenov diagram Nd izotopových pomerov hornín z pohoria Žiar v porovnaní s ostatnými horninami kryštalinika ZK



Obr. 3.7.3-3. Diagram modelových $t_{Nd(DM2st)}$ vekov študovaných hornín kryštalinika Žiaru v porovnaní s ostatnými horninami kryštalinika ZK.

($\epsilon > -6$) indikujú dominanciu vyzretého felzitického kôrového materiálu v protolite. Podobne zdanlivé kôrové rezidenčné veky $t_{(DM2st)} = 1\ 885 \sim 1\ 917$ mil. r., patria ce k najstarším v rámci ZK (obr. 3.7.3-3), poukazujú na to, že ich prekursor bol generovaný zo strednoproterozoického kôrového zdroja. Prezentované Nd izotopické charakteristiky sú porovnateľné s existujúcimi izotopovými charakteristikami metasedimentov zo ZK (Kohút et al., 2008).

Nové Sr-Nd izotopové údaje študovaných hornín z pohoria Žiar dopĺňajú izotopovú charakteristiku hornín ZK kryštalinika. V binárnom izotopovom systéme Sr vs. Nd (obr. 3.7.3-4) spadajú priemerné body študovaných vzoriek z pohoria Žiar do IV. kvadrantu (Faure, 1986), s výnimkou dioritu a granodioritu, ktoré spadajú do II. kvadrantu k horninám ovplyvneným plášťovými zdrojmi. Priemerné body zvyšných vzoriek patria ku kôrovým horninám s $I_{Sr} > 0,705$ a s výrazne negatívnymi hodnotami $\epsilon Nd_{(350)}$, ktoré majú podobné izotopové zloženie ako obdobné granitoidy, ortoruly a metasedimenty zo Západných Karpát so vzájomnou afinitou pararúl zo Žiaru k susedným ortorulám.



Obr. 3.7.3-4. Diagram $\epsilon Nd_{(350)}$ vs. $I_{Sr(350)}$ študovaných hornín zo Žiaru s vyznačením polí hornín fundamentu ZK.

Izotopové datovanie hornín kryštalinika

Izotopové datovanie sa realizovalo v Celoruskom geologickom ústave (VSEGEI) v Petrohrade na oddelení izotopových metód na prístroji SHRIMP pod vedením prof. Sergeja Sergejeva. Na datovanie bola vybraná okatá ortorula z opusteného lomu severne od Skleného a typický porfyrický granit (žiarsky typ)

z hercýnskych granitických hornín z vrtu RAO-4, ktorý poskytol pomerne čerstvý vzorkový materiál. Namerané izotopové pomery z analyzovaných bodov zirkónov ortoruly sú uvedené v tab. 3.7.3-2 a grafické zobrazenie údajov v Tera-Wasserburgovom diagrame je na obr. 3.7.3-5.

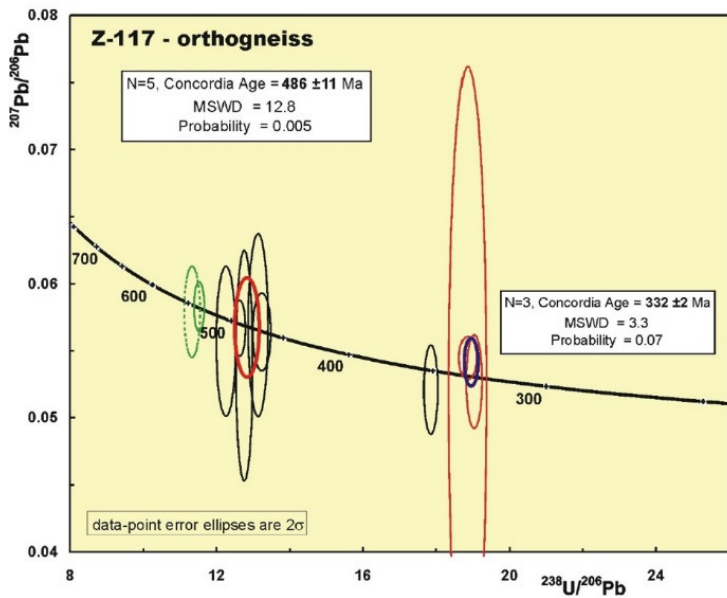
Tab. 3.7.3-2. Bodové izotopové údaje zo zirkónov ortoruly získané na prístroji SHRIMP.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Discor- dant
Z-117								
8,2	1,18	3 268	225	0,07	149	330,1 ± 1,5	316 ± 62	-4
8,1	15,42	807	472	0,60	43,4	331,3 ± 3,6	284 ± 430	-14
7,1	0,00	1 138	83	0,07	51,8	333 ± 1,6	390 ± 28	17
1,1	0,24	2 966	94	0,03	143	351,2 ± 1,5	289 ± 60	-18
9,1	0,00	189	46	0,25	12,3	469,3 ± 3,5	467 ± 47	0
6,1	0,42	241	48	0,20	15,8	472,8 ± 3,8	487 ± 110	3
5,1	6,15	574	841	1,51	41,2	485,1 ± 3,4	364 ± 150	-25
4,1	0,09	737	286	0,40	50,2	491 ± 2,4	479 ± 34	-3
7,1	0,47	125	36	0,30	8,82	505,3 ± 4,3	440 ± 91	-13
3,1	0,19	697	1 080	1,60	52,1	536,2 ± 2,6	540 ± 28	1
2,1	0,17	154	88	0,59	11,7	545 ± 4,1	527 ± 54	-3

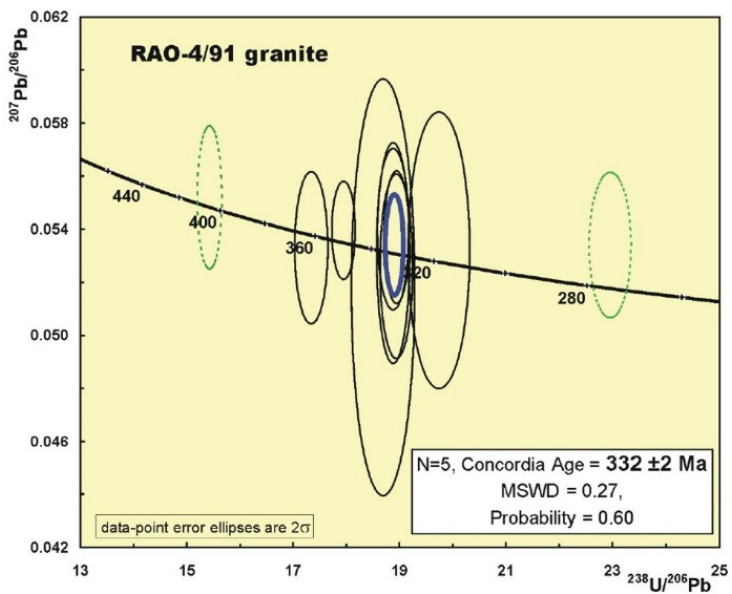
Spot	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	± %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	err corr
Z-117									
8,2	19,029	0,46	0,052 7	2,7	0,382	2,8	0,052 53	0,46	,166
8,1	18,86	1,10	0,052	19	0,378	19	0,052 74	1,10	,058
7,1	18,862	0,51	0,054 46	1,2	0,398 1	1,3	0,053 02	0,51	,381
1,1	17,861	0,43	0,052 1	2,6	0,402	2,7	0,055 98	0,43	,160
9,1	13,24	0,77	0,056 4	2,1	0,587	2,3	0,075 52	0,77	,341
6,1	13,14	0,84	0,056 9	4,9	0,597	5,0	0,0760 9	0,84	,169
5,1	12,76	0,73	0,053 9	6,5	0,58	6,5	0,078 15	0,73	,111
4,1	12,636	0,51	0,056 67	1,5	0,618	1,6	0,079 14	0,51	,313
7,1	12,26	0,89	0,055 7	4,1	0,626	4,2	0,081 55	0,89	,214
3,1	11,529	0,50	0,058 28	1,3	0,696 9	1,4	0,086 73	0,50	,364
2,1	11,335	0,78	0,057 9	2,4	0,705	2,6	0,088 22	0,78	,303

Chyby sú 1-sigma; Pb_c a Pb* indikujú „obyčajné“ (nerádiogénne) a rádiogénne olovo. Chyba pri štandardnej kalibrácii bola 0,26 % (nie je zahrnutá do uvedených chýb, ale je nutná pri porovnávaní údajov z rôznych „upevnení“ = odlišných vzoriek zaliatych v epoxidovom puku. (1) „Obyčajné“ Pb bolo korigované s použitím nameraných hodnôt ²⁰⁴Pb

Nie je prekvapením, že získané údaje poukazujú na pôvodný magmatogénny vek strižne deformovaných granitoidov, dnes okatých ortorúl, 486 ± 11 mil. r. Je to v zhode s vekom obdobných ortorúl ZK prezentovaných v práci Putiša et al.



Obr. 3.7.3-5. Tera-Wasserburgov diagram bodových analýz zirkónov z okatej ortoruly.



Obr. 3.7.3-6. Tera-Wasserburgov diagram bodových analýz zirkónov z porfyrického granitu.

(2009). Znalosti z datovania zirkónov na prístroji SHRIMP sme však využili aj na identifikovanie mladších naložených metamorfo-magmatických procesov z okrajových častí zirkónov. Aj pri obmedzenom počte bodových analýz sa nám podarilo identifikovať vek anatektického postihnutia (332 ± 2 mil. r.) počas vrcholu magmatickej činnosti vo variskom orogéne, ktorý je dnes zdokumentovaný z viacerých granitických hornín ZK, napr. z Veľkej Fatry, Nízkyh Tatier a Vysokých Tatier, ale aj Tribeča (pozri Kohút et al., 2013a). Výsledky datovania zirkónov porfyrických žiarskych granitov z vrту RAO-4 sú uvedené v tab. 3.7.3-3 a grafické zobrazenie údajov v Tera-Wasserburgovom diagrame je na obr. 3.7.3-6.

Tab. 3.7.3-3. Bodové izotopové údaje zo zirkónov porfyrických granitov vo vrte RAO-4.

Spot	% $^{206}\text{Pb}_e$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}^{206}\text{Pb}$ Age	% Discor- dant
RAO-4/91								
3,1	0,00	414	62	0,15	15,5	274,8 \pm 1,9	348 \pm 48	27
1,1	0,00	96	24	0,26	4,17	318,6 \pm 3,6	336 \pm 90	6
2,1	0,64	1 267	210	0,17	57,8	331,5 \pm 1,6	360 \pm 43	9
4,1	0,31	407	67	0,17	18,5	331,7 \pm 2,1	311 \pm 61	-6
9,1	0,09	487	164	0,35	22,2	332,6 \pm 2,1	370 \pm 51	11
6,1	0,57	505	375	0,77	23,1	332,7 \pm 2,2	333 \pm 73	0
5,1	0,32	92	62	0,70	4,23	336 \pm 4,3	277 \pm 140	-18
8,1	0,00	1 244	99	0,08	59,6	349,5 \pm 1,7	369 \pm 32	6
10,1	0,00	300	294	1,01	14,9	361,4 \pm 2,6	342 \pm 51	-5
7,1	0,08	595	48	0,08	33,1	404,8 \pm 2,4	420 \pm 45	4

Spot	(1) $^{238}\text{U}^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^{238}\text{U}$	$\pm\%$	err corr
RAO-4/91									
3,1	22,96	0,7	0,053 4	2,1	0,321	2,2	0,043 56	0,7	,313
1,1	19,74	1,2	0,053 2	4	0,371	4,2	0,050 66	1,2	,282
2,1	18,945	0,51	0,053 7	1,9	0,391 1	2	0,052 78	0,51	,256
4,1	18,94	0,66	0,052 6	2,7	0,383	2,7	0,052 81	0,66	,240
9,1	18,88	0,64	0,054	2,3	0,394 1	2,4	0,052 96	0,64	,272
6,1	18,88	0,67	0,053 1	3,2	0,388	3,3	0,052 96	0,67	,203
5,1	18,69	1,3	0,051 8	6,2	0,382	6,4	0,053 51	1,3	,207
8,1	17,947	0,5	0,053 96	1,4	0,414 5	1,5	0,055 72	0,5	,334
10,1	17,34	0,73	0,053 3	2,2	0,424	2,4	0,057 66	0,73	,307
7,1	15,428	0,61	0,055 2	2	0,493	2,1	0,064 82	0,61	,287

SHRIMP datovanie zirkónov z porfyrického žiarskeho granitu preukázalo začiatok variského magmatizmu pred zhruba 360 – 350 mil. r. (jadrá väčšiny zirkónov), pričom hlavný vek umiestnenia a uzatvorenia mriežky zirkónov pod teplotu okolo 900 °C sa udial pred 332 ± 2 mil. r. Samozrejme, tento vek sme mohli získať len cieľenou fokusáciou bodových analýz do okrajových častí zirkónov. Tento vek je o niečo mladší ako vek chladnutia granitických hornín z pohoria Žiar, pretože Král' a Štarková (1995) stanovili Ar/Ar vek vychladnutia muskovitu (okolo 420 °C) na $338,1 \pm 1,7$ mil. r. Vek vychladnutia biotitu (okolo 300 °C) $287 \pm 1,3$ mil. r. však môže indikovať vek otvorenia Ar izotopového systému počas alpínskeho orogénu, čo preukázali Danišík et al. (2008). Novo preukázaný vek hlavného granitického magmatizmu 335 – 332 mil. r. (Kohút et al., 2013a), získaný aj z pohoria Žiar, ale aj z iných oblastí ZK, sa však dobre zhoduje s vekmi granitických hornín nielen v Českom masíve a Masive Central, ale aj v ostatných oblastiach Európy od Uralu až po Portugalsko.

Hf izotopová charakteristika študovaných zirkónov

Stanovenie Hf izotopov sa takisto realizovalo v Celoruskom geologickom ústave (VSEGEI) v Petrohrade na oddelení izotopových metód na prístroji Neptune pod vedením prof. Sergeja Sergejeva. Aby sa vyhodnotenie evolúcie Hf izotopov mohlo vzťahovať na vekový rast zirkónov, bolo nutné, aby sa analýzy Hf izotopov realizovali v tesnej blízkosti bodových meraní U-Th-Pb datovacích izotopových meraní na prístroji SHRIMP. V oboch vzorkách (ortorula a granit) sme vybrali po 6 bodov odrážajúcich dlhodobý vývoj zirkónov. Ich namerané hodnoty sú uvedené v tab. 3.7.3-4. Grafické vyjadrenie recentných (nameraných) Hf izotopových pomerov zirkónov študovaných hornín z pohoria Žiar je zobrazené na obr. 3.7.3-7. Namerané izotopové pomery $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ zirkónov ortoruly varujú v intervale 0,282 346 až 0,282 689 s recentnými epsilon-hodnotami $-15,07$ až $-2,94$, no prepočítané ϵ -hodnoty na vek zirkónov sú v intervale $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -5,13$ ~ $7,96$. To jasne poukazuje na to, že v pôvodnom zdroji bol zmiešaný kôrovo-plášťový materiál. Dvojštádiálne modelové kôrovo-rezidenčné veky $t\text{Hf}_{(\text{DM}2\text{st})} = 908 \sim 1\ 513$ mil. r. poukazujú na to, že tento zdroj sa formoval v kôre od stredného do mladšieho proterozoika.

Namerané izotopové pomery $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ zirkónov granitu varujú v intervale 0,282 584 až 0,282 722 s recentnými epsilon-hodnotami $-6,66$ až $-1,78$, kým ich prepočítané ϵ -hodnoty na vek zirkónov sú v intervale $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = 0,60 \sim 5,21$ (obr. 3.7.3-8). To skôr indikuje, že v pôvodnom zdroji bol pravdepodobne bazickejší spodnokôrový materiál ovplyvnený litosférickým plášťom.

Dvojštádiálne modelové kôrovo-rezidenčné veky $t\text{Hf}_{(\text{DM}2\text{st})} = 876 \sim 1\ 126$ mil. r. ukazujú, že zdroj granitoidov je o niečo mladší a formoval sa v kôre hlavne počas mladšieho proterozoika.

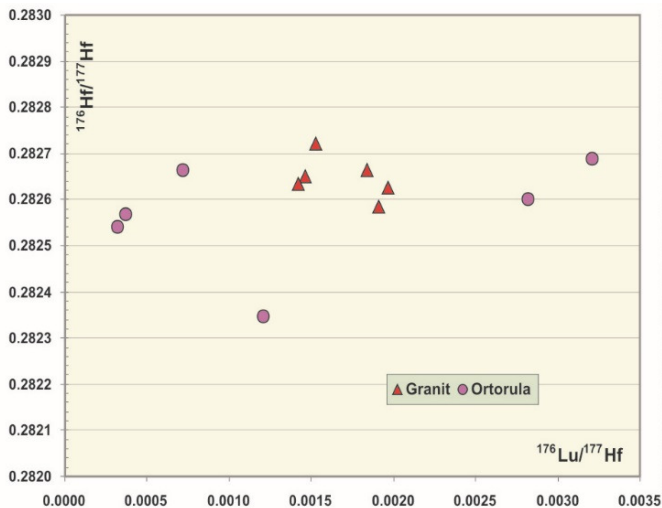
Tab. 3.7.3-4 Namerané hodnoty Hf izotopických pomerov z bodových analýz zirkónov študovaných hornín z pohoria Žiar a rekalkulované hodnoty na vývoj v čase.

Vzorka	t(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
RAO-4-91-N2-1	332	0,090 836	0,001 843	0,001 842	0,000 082	0,282 664
RAO-4-91-N5-1	336	0,029 291	0,001 432	0,001 465	0,000 037	0,282 649
RAO-4-91-N6-1	333	0,074 870	0,001 708	0,001 967	0,000 052	0,282 625
RAO-4-91-N7-1	405	0,020 164	0,001 398	0,001 421	0,000 022	0,282 633
RAO-4-91-N8-1	350	0,034 165	0,000 981	0,001 907	0,000 019	0,282 584
RAO-4-91-N9-1	333	0,027 534	0,000 526	0,001 526	0,000 006	0,282 722
Z-117-N2-1	545	0,012 715	0,000 447	0,000 716	0,000 004	0,282 665
Z-117-N3-1	536	0,038 010	0,001 316	0,002 815	0,000 040	0,282 602
Z-117-N4-1	491	0,007 654	0,000 048	0,000 318	0,000 002	0,282 541
Z-117-N7-1	505	0,059 213	0,001 411	0,003 209	0,000 012	0,282 689
Z-117-N8-1	331	0,008 633	0,000 731	0,000 370	0,000 017	0,282 568
Z-117-N9-1	469	0,019 684	0,000 290	0,001 208	0,000 020	0,282 346

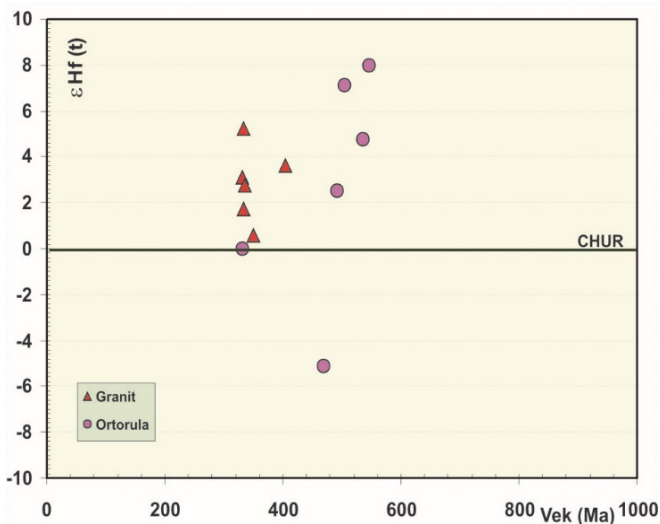
Vzorka	2σ	$\epsilon\text{Hf}_{(o)}$	$\epsilon\text{Hf}_{(t)}$	$t\text{Hf}_{(\text{DM})}$	$t\text{Hf}_{(\text{DM}2\text{st})}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
RAO-4-91-N2-1	0,000 176	-3,81	3,09	851	984	-0,94
RAO-4-91-N5-1	0,029 291	-4,33	2,73	864	1005	-0,96
RAO-4-91-N6-1	0,000 105	-5,19	1,70	911	1056	-0,94
RAO-4-91-N7-1	0,000 035	-4,91	3,62	886	1016	-0,96
RAO-4-91-N8-1	0,000 024	-6,66	0,60	969	1126	-0,94
RAO-4-91-N9-1	0,000 020	-1,78	5,21	762	876	-0,95
Z-117-N2-1	0,000 036	-3,80	7,96	826	908	-0,98
Z-117-N3-1	0,000 054	-6,03	4,78	967	1063	-0,92
Z-117-N4-1	0,000 041	-8,18	2,53	989	1141	-0,99
Z-117-N7-1	0,000 050	-2,94	7,12	847	919	-0,90
Z-117-N8-1	0,000 037	-7,20	-0,01	952	1141	-0,99
Z-117-N9-1	0,000 034	-15,0	-5,13	1287	1513	-0,96

Na prvý pohľad by sa mohlo zdať, že Hf izotopické charakteristiky študovanej ortoruly a granitu sú dosť podobné. Aj z obmedzeného súboru je však zrejme, že ortoruly Žiaru, ako aj iných oblastí ZK, majú pesterjši protolit ako granitické horniny Žiaru, aj keď tak isto patria ku granitoidom typu S. Porovnanie celohorninových Nd izotopových a zirkónových Hf izotopových charakteristík študovaných hornín s $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -4,38 \sim 0,26$ a $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = 0,60 \sim 5,21 = 0,60 \sim 5,21$ v prípade granitov a s $\epsilon\text{Nd}_{(o)} = -8,10 \sim -8,87$ a $\epsilon\text{Hf}_{(o)} = -5,13 \sim 7,96$ v prípade ortorúl, ako aj $t\text{Nd}_{(\text{DM}2\text{st})} = 835 \sim 1\,405\text{Ma}$ a $t\text{Hf}_{(\text{DM}2\text{st})} = 876 \sim 1\,126$ mil. r. granitov, resp. $t\text{Nd}_{(\text{DM}2\text{st})} = 1\,695 \sim 1\,755\text{Ma}$ a $t\text{Hf}_{(\text{DM}2\text{st})} = 908 \sim 1\,513$ mil. r. ortorúl preukázalo spoločné a odlišné genetické aspekty pri študovaných horninách kryštalinika pohoria Žiar.

Prezentované zistenia však jasne potvrdzujú súčasné vedné trendy – pri detailnom štúdiu hornín ísť do mikrodomén, aby sa vo väčšom globálnom meradle preukázali osobitosti a všeobecné javy vývoja a geologických procesov v rôznych oblastiach.



Obr. 3.7.3-7. Diagram nameraných $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ hodnôt izotopových pomerov z bodových analýz zirkónov pohoria Žiar.



Obr. 3.7.3-8. Diagram závislosti prepočítaných hafniových $\epsilon_{(t)}$ hodnôt od reálneho veku zirkónu.

4. TEKTONIKA

V tejto časti sa sústredíme najmä na prejavy relatívne mladšej zlomovej tektoniky, zatiaľ čo v nasledujúcej kapitole budeme popri litologickej náplni a vývoji geologických jednotiek viac diskutovať o starších, predterciérnych tektonických štruktúrach. Územie regiónu Žiar sformovala predovšetkým neogénna hrasťovo-prepadlinová stavba asymetrického tvaru. Zlomy s veľkou vertikálnou amplitúdou rozčleňujú región na hlavné bloky (zvyčajne naklonené – „tiltované“), ktoré sa priečnymi poruchami ďalej členia na čiastkové segmenty. Z celkovej geologickej konfigurácie územia sa javí, že „žiarsky blok“ – tektonická kryha obmedzená sz.-jv. líniami (pravniarsky a žiarsky zlom) – je staršia štruktúra, ktorú narušil ssv.-jjz. poruchový systém reprezentovaný polerieckym zlomom. Predstavu staršieho vynoreného štruktúrneho bloku môže podporovať aj vývoj kaolinitickej kôry zvetrávania žiarskych granitoidov, ktorú Kraus (1989) na základe prítomnosti kaolínu v eocénnych ílovcoch kladie do paleogénneho obdobia. V širšom regionálnom meradle možno vidieť istú analógiu poruchovej štruktúry so starým založením v sz.-jv. orientovanom jastrabskom zlome, pozdĺž ktorého sa v neskoršom období vyvinula neogénna Bánovská kotlina (Maheľ, 1985).

Poleriecky zlom, v podstate predĺžený malofatranský okrajový zlom, sa východne od Jasenova vnára do žiarskeho kryštalinika a ďalej prechádza do Hornonitrianskej kotliny. Približne v tomto smere, teda v osi Turčianskej kotliny, daný zlomový systém naruša (zalamuje) stavbu žiarskeho pohoria a obnažuje jeho jadrové časti. Systém „žiarskeho“ smeru je oživovaný aj v (sub)recentnom období, ako to dokumentujú poruchy orientované priečne vo vzťahu k polerieckemu zlomu. Na severovýchodných okrajových lemoch pohoria Žiar sa objavujú aj doliny či úseky dolín, zreteľne vyrezané v.-z. poruchami. Takéto, relatívne najmladšie poruchy v určitých úsekoch modifikujú prevažujúce sz.-jv. smery dolín do takmer rektangulárneho systému, ako pozorujeme napr. v širšej oblasti západne od Slovenského Pravna.

Kinematika okrajového polerieckeho zlomového systému, odvodzovaná najmä z geologických súvislostí, nepoukazuje na jednotný ráz. V tatrickej jednotke sa pozdĺž tejto poruchy stretávame s elementmi najspodnejšej stavby pohoria, čo zjavne poukazuje na hrasťovú štruktúru sklonenú na západ – severozápad („turčianska polhrasť“). Naopak, na severe územia, kde daný zlomový systém prechádza hronickou jednotkou, smerom na východ badáme prechod do vyšších etáží stavby hronika. V strednom úseku prináležiacom k fatriku sa vertikálna bloková kinematika na kontakte s Turčianskou kotlinou javí neurčito. Podpisuje sa pod to aj nie celkom vyjasnená pozícia a litostratigrafická príslušnosť ostrovov mladších mezozoických členov spočívajúcich na dolomitoch (porovnaj Rakús et al., 1993).

Geologickú situáciu v oblasti Slovenského Pravna komplikuje aj otázna tektonická príslušnosť dolomitov. Potenciálne uniformná kinematická aktivita polerieckeho, ale aj pravnianskeho zlomu (pozri ďalej) je takto významnou mierou ovplyvnená priečnymi poruchami, ktoré roztrhávajú tektonické línie regionálneho významu na čiastkové úseky.

V severnej časti pohoria predstavuje najvýraznejšiu zlomovú líniu zlom Rozložnej (k. 788 východne od Kľačna). Jeho sv.-jz. priebeh naprieč pohorím je v podstate paralelný s východným ohraničením pohoria od Turčianskej kotliny (poleriecky zlom) a takisto so západným (kľačniansky, resp. malomagurský zlom), kde Žiar oddeľuje od Malej Magury dolina toku Nitry, resp. jej prítoku (potok Tmavá). O zmysle pohybu na tomto zlome môžeme uvažovať na základe mapového obrazu. Predovšetkým na úseku medzi kótou Čierny les (721) a kótou Rozložná (788), ale aj ďalej na SV je zrejmé, že mladšie súvrstvia (napr. mraznické) sa priamo zlomovo stýkajú so staršími (napr. karpatský keuper). Zdá sa tak, že severozápadný blok tohto zlomu je oproti východnému poklesnutý v dôsledku strmého poklesového zlomu so sklonom na SZ (ako to v profile interpretovali aj Rakús et al., 1993). Azda najuspokojivejšie vysvetlenie kinematiky zlomu Rozložnej ponúka teória smerne posuvného pohybu na tomto zlome. Takýto pohyb (v tomto prípade sinistrálny) najlepšie korešponduje s mapovým obrazom, ako aj so subvertikálnym sklonom tohto zlomu.

V tatriku zlomová línia polerieckeho smeru, napr. západne od Slovenského Pravna, oddeľuje lučivnianske súvrstvie od dolomitu, pričom sa tieto poruchy opakujú aj na neďalekom styku s fatrikom (južná časť obce Brieštie). Takto orientované zlomy prebiehajú aj severne od kóty Vyšehrad (829), oddeľujúc jednotky vyššej stavby od granitoidov alebo dolomitov. Tieto zlomy evidentne porušujú zlomový systém sz.-jv. smeru, ktorý možno pozorovať napríklad jz. od trosky Vyšehradu (priamy kontakt vyšších členov tatrického obalu s kryštalinikom) alebo sv. od výskytu ostrova kryštalinika s. od Vyšehradu.

Interpretácia geologickej stavby pod fatrickou príkrovovou troskou zloženou z tzv. vyšehradského vápenca na Vyšehrade zostáva naďalej neistá. Že ide o zvyšok násunu – tektonickú trosku, rozoznal už Vettors (1909) napriek okolnosti, že pod tektonickým nadložíom ešte nerozlišoval albské súvrstvie. Podobne, ako to bolo za jeho čias, uspokojivému riešeniu zložitej tektonickej situácie zabraňuje zakrytý lúčny reliéf a mohutné sutinovisko „vyšehradských“ vápencov. Problém zväzrajňujú aj úzke faciálne vzťahy obalových a fatrických mezozoických členov (Mahel' in Mahel' et al., 1967) – ide najmä o otázku rozlišovania tektonickej príslušnosti karpatského keuperu, spodnoliasových piesčitých vápencov, ale aj gutensteinských vápencov či dolomitov. Svojím spôsobom pôsobí neobvykle najmä situácia severne od Vyšehradu, kde sa šupiny krížňanskeho príkrovu reprezentujúce vyššiu alpínsku stavbu prakticky bezprostredne stýkajú s najspodnejšími elementmi tatrika – spodnotriasovými kvarcitmi a granitoidným

kryštalinikom. Takúto konfiguráciu litologických jednotiek možno najefektívnejšie vyjadriť poklesovým zlomom. V pohorí bývajú zlomy prevažne „žiarskeho“ či „pravnianskeho“ rázu maskované mladšou sv.-jz. (ssv.-jjz.) tektonikou, akú napr. reprezentuje spomínaný zlom Rozložnej. Možno sa domnievať, že s podobnou situáciou sa stretávame aj pozdĺž starých strmých zlomov zsz.-vjv. smeru, ktoré sprostredkujú styk južného cípu žiarskeho kryštalinika a fatrického mezozoika západne od obce Sklené (pozri ďalej) alebo separujú kryštalinikum odlišnej kvality (lína pozdĺž Hájskej doliny). Takto orientovaná línia prebieha aj južnou časťou Strážovských vrchov, kde tiež oddeľuje kryštalinikum od fatrického mezozoika (sensu Maheľ, 1982). Priamy styk kryštalinika s fatrickým alebo aj hronickým mezozoikom na zlomovom rozhraní nie je v Západných Karpatoch nezvyčajný – bol doložený napr. na južnom úpätí Krivánskej Fatry (Haško a Polák, 1978), alebo v oblasti Valčianskej doliny v Lúčanskej Fatre (Rakús et al., 1993).

Z väčších zlomov vnútri hronickej domény na severe územia sa zmienime o sz.-jv. zlome oddeľujúcom wettersteinské dolomity znievskeho príkrovu a hlavné dolomity v priestore lokality Studenec (jjv. od Vrúcka, dolina Hučľava). Ide o zlom subparalelný so sústavou zlomov ohraničujúcich západný okraj vrchnej štruktúry – znievsky príkrov, ktorý zároveň spôsobuje poklesnutie wettersteinských dolomitov medzi ramsauské a hlavné dolomity spodnej štruktúry považského príkrovu. Mladú s.-j. poruchu reprezentuje napríklad laziansky zlom (južne od Kláštora pod Znievom; obr. 2-1).

V južnej časti Žiaru je významným zlomovým systémom prebiehajúcim naprieč pohorím strmo sklonený zlom zsz.-vjv. smeru sprostredkujúci kontakt kryštalinika a mezozoika fatrika na línii Uhlisko – Sklené. Južne od neho v zóne širokej 150 – 350 m ho sprevádza niekoľko zlomov rovnakého smeru a s rovnakým sklonom. Tieto sprievodné zlomy v niektorých prípadoch oddeľujú litostratigrafické jednotky, vytvárajúc dojem, že ide o normálne geologické hranice. Ich priamy priebeh morfológicky členitým terénom však naznačuje, že ide o strmo sklonené zlomové plochy. Vertikálne pohyby na nich vytvorili zdanie opakovania vrstvého sledu (opakované vystupovanie pruhov hornín triasu). Na základe úložných pomerov a smeru zlomov možno konštatovať, že pruhy hornín triasu nevystupujú nad sebou, ale vedľa seba. Nespozorovanie týchto zlomov a ich funkcie viedlo v minulosti k vyčleneniu dvoch tektonických telies. Podľa Bieleho (1957) spodný pruh hornín triasu predstavoval bázu spodného telesa s netypickým krížňanským vývinom a vrchný pruh hornín triasu predstavoval bázu vrchného telesa s typickejším krížňanským vývinom. Neskôr to viedlo k vyčleneniu ráztočnianskej série zaradenej k tatriku a zliechovskej skupiny zaradenej ku krížňanskému príkrovu (Maheľ, 1962).

Daný zlomový systém je v úseku západne od Horenova, smerom k Uhlisku a ďalej na západ preseknutý (a odhodnený) viacerými mladšími zlomami sv.-jz. priebehu, ktoré majú mierne oblúkovitý priebeh. Z toho možno usudzovať na ich

jv. sklon (napríklad zlom prebiehajúci medzi Dúbravou a Havovom a prvý východnejší zlom od neho). Tieto zlomové systémy segmentovali stavbu na množstvo kryh a uplatnili sa aj pri južnom obmedzení mezozoika oproti paleogénu v oblasti medzi Remetou, železničnou zastávkou Handlová a kótou Úboč.

Najmladším zlomovým systémom sa javí systém severo-južného smeru, ktorý usekáva zlomy oboch spomenutých smerov. Zlomy tohto systému sú okrajovými zlomami vytvárajúcimi hrast' na jv. okraji Žiaru. Uplatnili sa aj v pohorí, ktoré rozdeľujú na dve kryhy, kryhu Borovej a kryhu Veľkého vrchu. Vďaka zlomovo poklesnutým sedimentom paleogénu medzi spomenutými kryhami a sedimentom paleogénu, transgresívne uloženým na kryhe Borovej (západne od k. 671 Borová), možno konštatovať, že kryhy boli vzájomne tiltované. Zlomy tohto smeru sú spojené aj s tvorbou rauvakov ?vrchnosarmatského veku, spomínaných v závere tejto kapitoly, vyskytujúcich sa na okraji mezozoika severne od Chotárnej doliny a v depresii medzi kryhou Borovej a kryhou Veľkého vrchu.

Južne od Hraničného potoka je mezozoikum obmedzené oproti sedimentom paleogénu zlomom sz.-jv. smeru, ktorého priebeh je porušený tak zlomami s.-j. smeru, ako aj zlomami sv.-jz. smeru. Tento zlom napriek sčasti odlišnému smeru by mohol byť súčasťou najstaršieho zlomového systému. Väčšina zistených prameňov sa vyskytuje na zlomových líniách. Usadzovanie popříkrovových tektonických jednotiek bolo kontrolované predovšetkým aktívnou zlomovou tektonikou, ako badať najmä v južnej časti pohoria.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu diskordantne prekrývajú predterciérny substrát, tvorený prevažne karbonátovými formáciami stredného (a vrchného) triasu hronika a spodnej kriedy fatrika. Erozívny kontakt (väčšinou transgresívneho charakteru) je odkrytý len na relatívne malej ploche v oblasti Ráztočna, na väčšine územia sa paleogén tektonicky stýka s kryštalinikom tatrika a mezozoikom fatrika a hronika. V úseku Brezany – Ráztočno tektonický kontakt prebieha pozdĺž pravnianskeho zlomu (poklesového charakteru) sz.-jv. smeru na rozhraní Hornonitrianskej kotliny a pohoria Žiar. Amplitúda poklesu jz. bloku sa postupne znižuje v smere SZ – JV, v dôsledku čoho sa paleogénne uloženiny kotliny stýkajú postupne s kryštalinikom, triasom, jurou a kriedou fatrika a triasom hronika.

Vnútrná stavba paleogénnej výplne je značne komplikovaná, kryhová tektonika je sprevádzaná výrazným rozptylom úložných pomerov. Najčastejšie sa vyskytujú sklony na JZ dominujúce v s. časti kotliny, časté sú však aj sklony na V, JV (najmä medzi Handlovou a Ráztočnom), J a Z (15 %), sklony na SZ, S a SV sú zriedkavejšie. Veľkosť sklonu sa pohybuje od 0 do 55, ojedinele až 70°, prevažne 10 – 30°. Značný rozptyl vykazuje aj priebeh puklín a drobných tektonických porúch. Relatívne najčastejšie majú smer JZ – SV (rovnobežné s priečnymi zlomami) a sklon 60 – 80° (na obe strany). Zistili sa na nich stopy po šikmých ľavostranných posunoch (na bazálnych dolomitových brekciách v lokalite Handlová-Handlovka), ako aj jediný výskyt travertínovej kopy (Handlová-Remat).

Časté sú aj poruchy smeru S – J so sklonmi 70 – 90° na obe strany, na ktorých boli zaznamenané drobné poklesy východných blokov (Handlová-Kopček).

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sú diskordantne (erozívne) prekryté čiastočne terestrickými klastickými sedimentmi egenburgu (čausianske súvrstvie), čiastočne priamo vulkanoklastikami bádenu (kamenské súvrstvie). Pravniansky poklesový zlom oddeľuje kryštalinikum pohoria Žiar od mezozoických, paleogénnych aj neogénnych uloženín. V severozápadnom pokračovaní severnej časti Hornonitrianskej kotliny pravniansky zlom odčleňuje pliocénne lelovské súvrstvie od pleistocénnych aluviálnych sedimentov. Hlavným východným okrajovým zlomom obmedzujúcim terciérnu výplň oproti masívu Žiaru je práve pravniansky zlom prebiehajúci od obce Tužina až po obec Ráztočno. Je najstarší, s hlavnou aktivitou v spodnom miocéne. Pravniansky zlom je segmentovaný priečnymi zlomami jz.-sv. smeru (necpalský, hájsky, maločausiansky, lipnický, brusniansky a morovniansky zlom), ktoré kotlinu členia na sústavu vysokých a poklesnutých kryh (podrobnejšie Elečko et al. in Šimon et al., 1997). Ich aktivita bola najväčšia po usadení košského súvrstvia vrchnobádenského veku. Zlomy vymedzujúce handlovskú vysokú kryhu a prepادلiny handlovskej západnej kryhy či čiastková kryha kremnického grabenu majú všeobecne tendenciu zbiehať sa smerom na SV a rozbiehať sa na JZ, t. j. opačne ako v prípade vysokej handlovskej kryhy. Výška skokov dosahuje 50, 100, 150 a viac metrov

V období eocénu až spodného bádenu boli aktívne poklesové zlomy sz.-jv. smeru, ktoré sprostredkúvali prepojenie sedimentačných priestorov paleogénu a neskôr kontrolovali distribúciu sedimentov egenburgu a spodného bádenu. Od stredného do vrchného bádenu kompresia kontinuálne rotovala do smeru S – J. V tomto období sa vytvorili štruktúrne podmienky na sedimentáciu handlovského a košského súvrstvia. Vo vrchnom bádene pokračovala rotácia kompresie v smere pohybu hodinových ručičiek ako dôsledok postupujúcej akrecie vo vonkajších Karpatoch. Od stredného sarmatu do pliocénu, pravdepodobne však až do kvartéru, kompresná zložka paleonapätia rotovala zo smeru SV – JZ (VSV až ZJZ) do smeru SZ – JV (ZSZ – VSV).

Aktivita základných zlomových systémov (smeru SZ – JV a SV – JZ) obmedzujúcich turčiansku polhrasť oproti žiarskej hrasti je badateľná až do obdobia pontu – pliocénu. Svedčí o tom napríklad vývoj sladkovodných vápencov na kontakte s vysunutou kryhou dolomitu pri Lúckom mlyne (dolina medzi Rudnom a Slovenským Pravnom). Osobitým fenoménom je výskyt zóny rauvakizovaných a silicifikovaných dolomitov severo-južného smeru širokej do 100 m na tektonickom kontakte dolomitov hronika a sedimentov paleogénu v lokalite Ráztočno-Chotárna dolina (južne od železničnej zastávky Remata). Vznik rauvakov možno najpravdepodobnejšie dávať do súvisu s preplynením v záverečnej solfatarovej fáze miocénneho vulkanizmu. Ojedinelý výskyt holocénnych penovcov signalizuje subrecentnú zlomovú aktivitu zlomov.

5. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Jadro žiarskej hrasti vystužuje granitoidné kryštalinikum hercýnskeho veku, ktorého mezozoický obal – tzv. žiarsku sukcesiu – z veľkej časti prekrývajú príkrovy mezozoika fatrika a hronika. Už na prvý pohľad je možné badať vystupovanie čoraz vyšších tektonických elementov severným, prípadne severovýchodným smerom, čo je najskôr výsledkom miocénnej výzdvihovej tektoniky. Určitú zonálnu stavbu naznačuje už horninová skladba kryštalinika: hrubozrnné porfyrické granitoidy („žiarske granity“) pokladáme za najhlbšie obnažené časti pohoria Žiar, formujúce sa v centre granitoidného plutónu. Na severe sú oddelené od menej erodovaného bloku s nevýrazne porfyrickými granitmi zlomom v Rysnej doline. Podobne od južnej, menej erodovanej časti pohoria ich oddeľuje výrazné poruchové pásmo, tiahnuce sa oblúkovite od Malej Čausy sv. smerom cez Panský les a Rusnácky grúň do oblasti hájovne Zverín južne od Dubového. Na niektorých miestach bývajú prechody medzi jednotlivými typmi granitoidných hornín aj pozvoľné. Smerom k okrajovým častiam obnaženého plutónu pribúdajú stredozrnné biotitické granodiority predstavujúce bázičkejší granitoidný diferenciát. V tomto type hornín, najmä pri severnom okraji kryštalinika, sa občas objavujú xenolity metamorfovaného plášťa, čo taktiež podporuje predstavu o zonálnej stavbe granitoidného plutónu. Na sever od Vyšehrada kryštalinikum vystupuje v podobe malého ostrova v hornom toku Vyšehradného potoka a v úzkom leme granitoidov pozdĺž okraja Turčianskej kotliny, kde sa končí na zlomovom uzle v záreze údolia západne od Slovenského Pravna.

Biotitické ruly predstavujú zvyšky metamorfovaného plášťa, do ktorého intrudovala a sčasti sa z neho aj obohacovala granitoidná tavenina. Predstavujú klastické sedimentárne staropaleozoické (?predpaleozoické) horniny, derivované pravdepodobne z intermediárnych granitoidných hornín a neskôr pretvorené v procese periplutonickéj hercýnskej metamorfózy. V pohorí Žiar sa prednostne vyskytujú v južnom cípe kryštalinika, na severnom zakončení kryštalinika sa objavujú sporadicky. V južnej časti k rulovému substrátu pristupujú aj ortoruly – „granitoidy staršej periódy“. Ich vek sa na základe U/Pb stanovení na zirkóne pohybuje okolo 486 mil. r. a je v súlade s datovaním obdobných hornín v „taticko-veporickom“ priestore.

Charakter hercýnskej regionálnej („predgranitizačnej“) metamorfózy alebo prípadne staršie metamorfné udalosti nevieme po petrologickej stránke v skúmanom rulovom materiáli spoľahlivo doložiť. Podľa všetkého však vývoj metamorfnej foliácie, miestami v podobe zvrásnených textúr, reprezentovanej najmä usmernením biotitu, vyjadruje najstaršie deformačné prvky v dnešnom žiarskom pohorí. Najskôr ich možno pripisovať hercýnskej (devónsko-spodnokarbónskej)

tektonickej fáze. V južnej časti žiarskeho kryštalinika, kde sa rulový substrát vyskytuje v hojnej miere, za takéto hercýnske štruktúrne prvky môžeme pokladať metamorfnú foliáciu v biotitických rulách s generálnym sklonom na SZ, ako aj na SV ($335 - 350^\circ/60 - 75^\circ$, resp. $40 - 55^\circ/25 - 75^\circ$).

Horniny plášťa získali zásadnú metamorfnú pečať v procese hercýnskej peri-plutonickej metamorfózy, ktorá dosiahla maximálne podmienky sillimanitovej zóny amfibolitovej fácie. Metamorfované horniny miestami nesú znaky aj parciálneho natavovania. Prikontaktné preteplenie spojené s fluidnou mobilitou dokladajú v rulách domény s rohovcovou štruktúrou, ako aj prítomnosť K-živca, kordieritu či sillimanitu. Chemické monazitové vekové údaje (CHIME), ktoré vyjadrujú tento metamorfný proces, kulminujú okolo 350 mil. r., čo je v dobrej zhode s vekom centrálne-západokarpatských granitoidov. Vek stuhnutia granitoidov v južnej časti Žiaru spresňuje CHIME z hrubozrnných porfyrických granitov (okolo 351 mil. r.), a najmä U/Pb stanovenia zirkónu udávajúce vek od 350 – 360 mil. r. až po hlavnú etapu stuhnutia zhruba 332 mil. r. Granitoidné horniny náležia k rediferencovaným vápenato-alkalickým horninám a z hľadiska klasickej I/S typológie ku kôrovým granitom typu S.

Zriedkavo je možné pozorovať mladšie aplitické žily prenikajúce pozdĺž mladopaleozoických krehkých porúch do základných hrubozrnných granitoidov. Tieto fenomény pravdepodobne naznačujú tzv. termálnu výzdvihovú tektoniku, pokračujúcu po stuhnutí základných granitoidov. Orientačné meranie takýchto porúch naznačuje sz.-jv. smer, ktorý mohol byť neskôr využívaný „žiarskym“ zlomovým systémom. Kryštalické jadro bolo v predtriasovej časovej perióde vyzdvihované diferenciálnymi vertikálnymi tektonickými pohybmi, čomu nasvedčuje aj rôzna charakter granitoidov (hlbšie hrubozrnné alebo okrajové strednozrnné biotitické typy) v priamom podloží kremencov.

Alpínske tektonometamorfné premeny – sprievodný fenomén kriedovej kolízie – postihli v úzkych zónach aj kryštalické jadro. Sú badateľné najmä v rulovom substráte v južnej časti pohoria, ako zaznamenal už Klinec (1958). Textúrne sa alpínska deformácia prejavuje lokálnym vývojom druhej „diaforetickej“ bridličnatosti. V extrémnych prípadoch sa sformovali svetlé chloriticko-muskovitické fylonity, lokálne aj s epidotom, kde novovytvorená mineralizácia vznikla na úkor živcov a biotitu. Alpínske metamorfné podmienky, dosahujúce zhruba spodné časti fácie zelených bridlíc, svojím spôsobom korešpondujú s lokalizovanými deformačnými štruktúrami v horninách mezozoika.

Mezozoický sedimentačný cyklus sa začal ukladaním spodnotriasových klasických kremenných pieskocov (lúžňanské súvrstvie) na povrch hercýnskych granitoidov modifikovaných denudáciou. Hypotetické zvyšky vrchnokarbónsko-permských usadenín sa nezistili ani v reliktoch. Očakávaný prednostný výskyt hrubozrnných zlepcových litofácií v spodných častiach lúžňanského súvrstvia nie je v Žiari pravidlom. V laminovaných typoch kremencov, podobne ako

v iných oblastiach centrálnych Západných Karpát, bežne pozorujeme textúry šikmého zvrstvenia svedčiace o dynamických podmienkach usadzovania. Sedi-mentácia lúžňanského súvrstvia prebiehala vo fluviálnom prostredí korýt tokov, nezriedka aj s uplatnením eolickej činnosti (Mišík a Jablonský, 2000), alebo sa kladie do plytkomorských litorálnych zón (Fejdiová, 1985). V kremitej litologickej náplni hornín nie je zriedkavý klastický muskovit, ktorý spolu s alterovanými živcami (prevažuje K živec) naznačuje kontinentálny zdrojový materiál, aký je v podstate blízky granitoidným horninám v tatickom priestore. Litoklasty zelenkavých peliticko-prachovcových bridlíc najskôr predstavujú rozrušené kalové usadeniny, ktoré sa opätovne uložili v hruboazrnnejšom kremennom materiáli v podobe závalkov. Sporadické litoklasty extraformačného pôvodu reprezentujú najmä rôznorodé produkty kyslého vulkanizmu. Nevylučujeme, že ide o rozrušené zvyšky hornín z viac či menej vzdialenej permskej vulkanickej činnosti. V areáli lúžňanského súvrstvia v pohorí Žiar sme nezaznamenali litoklasty turmalinických hornín, ako je to napríklad v Malých Karpatoch, Tribeči a pod. (Mišík a Jablonský, l. c.).

V nadloží kremencov sa usadzovali pestré piesčito-ílovité sedimenty, známe ako verfénske vrstvy. V najvyšších horizontoch týchto vrstiev sa ojedinele objavujú polohy slienitých bridlíc, prípadne budiny rauvakov. Pozične aj litologicky pripomínajú kampilské vrstvy, ohlasujúce počiatok sedimentácie stredotriasovej karbonátovej platformy. V období spodného anisu nastalo prehlbovanie panvového priestoru, spojené s usadzovaním gutensteinských vápencov a dolomitov. Ich vcelku voľná vzájomná alternácia a nezriedka pozorovaná druhotná dolomitizácia vápencov svedčí o kolísaní morskej hladiny či pohyboch morského dna.

Gutensteinská fácia prechádza postupne do masy ramsauských dolomitov, ktoré pre neprítomnosť lunzských bridlíc nedokážeme odlíšiť od prípadného hlavného dolomitu. Možnú sedimentárnu reakciu na karnské tektonické udalosti reprezentujú lokálne výskyty tenkovrstvovitých dolomitických pieskovcových bridlíc, ktoré sa vzácné objavujú v pomerne homogénnom telese dolomitu. V ojedinelých, viac-menej kompletných profiloch sa črtá, že dolomitickú sedimentáciu završuje lagunárny vývoj dolomitu (obr. 3.1.2-11). Nad ním sa už usadzujú pestré sedimenty karpatského keuperu.

V hrubých črtách pre sedimentáciu karpatského keuperu zrejme platí, že sa začína kremencami, následne pribúda ílovcová subfácia, ku ktorej sa na záver niekedy pripája „keuperský“ dolomit. Základný litologický obraz lokálne spes- trujú polohy červených karbonátových pieskovcov až konglomerátov. Lito- klasty pochádza z podložných karbonátových hornín, hlavne dolomitov. Ojedinele bol zaregistrovaný aj výskyt masívneho jemnozrného dolomitu v bezprostrednom podloží keuperských kremencov alebo prevrstvovanie dolo- mitu pestrými bridlicami na kontakte dolomitového súboru a bázy karpatského keuperu. Tieto minoritné, ale príznačné litologické typy podčiarkujú faciálnu

rôznorodosť terestricko-lagunárnej formácie karpatského keuperu, ktorým sa končí triasová sedimentácia v obalovej sekvencii Žiaru.

Po hiáte v období rétu sa rozvinul jurský sedimentačný cyklus. Z hľadiska sedimentárnych facií jury bola žiarska obalová jednotka v 50. – 60. rokoch minulého storočia klasifikovaná ako euxínska („čierna jura“) alebo šiprúnska jednotka. Neskôr sa zaradovovala k priehlbeninovému, tzv. fatranskému typu (Maheľ, 1961, 1986). Bazálnu jurskú jednotku zastupuje vcelku rozšírené spodnoliasové súvrstvie zložené z rozličných typov piesčitých vápencov či vápnitých pieskocov s preplástkami tmavých ílovcov. Lokálny vápencový vývoj bez klastickej prímеси predstavujú červenkasté krinoidovo-brachiopódové hierlatzké vápence. Generálne je pre obalovú sukcesiu charakteristická fácia hrubokrinooidového, faunou preplneného trlenského súvrstvia (obr. 3.1.2-15), ktoré sme nepozorovali v zliechovskej sukcesii krížňanského príkrovu.

Progradovanie liasového bazénu možno badať v určitej prechodnej zóne medzi vrstvitými piesčitými vápencami a viac homogénnymi typmi vápencov, kde sa znižuje piesčitý podiel pri súčasnom znižovaní veľkosti klastických zrn. Lokálne sa vo vápencoch objavujú bioturbačné javy a jemná laminácia, zapríčinená zvýšeným podielom ílovitej zložky. Postupné prehlbovanie panvového priestoru viedlo k usadzovaniu škvrnitých ílovitých vápencov („fleckenmergel“) v podobe tradičného algäuského súvrstvia, ako aj tmavého kremitého typu, niekedy označovaného ako chiemgaurské súvrstvie. Tmavé škvrnité sliene sú miestami spretené výskytom červenkavých, vysoko ílovitých hľuznatých vápencov (adnetské vápence). V obalovej sukcesii škvrnité ílovité vápence lokálne nadobúdajú plochy bridličnatosti, ktoré pripisujeme skôr alpínskej deformácii ako primárnej sedimentárnej textúre. Len ojedinele sa v nadloží kremitých škvrnitých slieňovcov našli úlomky rádioláriových vápencov, ekvivalentných so ždiarskym súvrstvím krížňanského príkrovu. Nevýznamné zvyšky rádioláriových vápencov, neprítomnosť sakokómovo-apytychových a neisté vystupovanie kalpionelových vápencov odlišujú jurský vývoj tatrika od krížňanskej jednotky.

Vzhľadom na absenciu očakávaných vrchnojurských členov vo vrstvomom slede, zapríčinenou stratigrafickým hiátom alebo pravdepodobnejšie neskoršou denudáciou, pokračovala sedimentácia v žiarskej sukcesii spodnokriedovými slienitými lučivnianskymi vrstvami. V porovnaní s obdobným mraznickým súvrstvím v krížňanskom príkrove sa tieto vrstvy vyznačujú početnými polohami tmavých rohovcov. S istotou nevieme potvrdiť ani vylúčiť existenciu kalpionelových vápencov, pretože Kullmanová (1959 in Maheľ et al., 1962) na základe kalpionel a ojedinelých sakokóm stanovila vekové rozpätie titón – spodný neokóm, neskôr sa uvádza kimeridž – spodný neokóm (Maheľ, 1986). S ohľadom na podobu vrchnojurských súvrství v krížňanskej jednotke – jaseninského a osnického súvrstvia – a ich makroskopických odlišností od mraznického súvrstvia sa v obalovom slede javí výskyt týchto hornín málo pravdepodobný (v litostrati-

grafickej tabuľke sú však kalpionelové vápence podmienenčne znázornené). V tatrickej jednotke, na rozdiel od fatrika, nebolo identifikované párnické súvrstvie. Absenciu aptu v podobe párnického súvrstvia možno odôvodňovať aj obmedzeným priestorovým rozsahom podložného lučivnianskeho súvrstvia.

Mezozoickú sedimentáciu žiarskej sukcesie zakončuje porubské súvrstvie s biostratigraficky doloženým albsko-spodnocenomanským vekom. V sledovanej oblasti sa v jemnozrnných pieskovech mikroskopicky zistili klasty vulkanitov, ako aj úlomky fauny, s ktorou sa v podloží porubského súvrstvia prakticky nestretávame. V rámci litologického súboru rozličných typov slabo vápnných pieskovcov sa občas objavujú aj polymiktné ortozlepence. Predbežne ich zaradujeme k tzv. ludrovianskym vrstvám (Jablonský in Samuel et al., 1988). Nepriame okolnosti naznačujú, že by mohlo ísť o hruboklastické fácie turbiditných tokov, ktoré nemusia mať v rámci porubskej flyšovej sedimentácie vyhranenú stratigrafickú polohu. Mišík (in Mišík a Reháková, 2004) uvádza v ludrovianskych zlepencoch popri karbonatických obliakoch aj vulkanity a iné exotické horniny vzhľadom na okolité súbory tatrika a veporika. Pozícia albsko-cenomanského súvrstvia na rôznej kvalite podložia (napr. dolomity alebo jurské členy) môže poukazovať na markantný erozívny zrez, zapríčinený ranou synsedimentárnou vertikálnou tektonikou.

Najstaršiu jednotku krížňanského príkrovu v pohorí Žiar buduje mohutná doska gutensteinského vápenca. Vo vyšších častiach ho obvykle nahrádza dolomit. Osobitný litologický typ tvoria telesá tzv. vyšehradského vápenca, pri zbežnom pohľade pripomínajúce vápence typu „biancone“. Ide o svetlé homogénne, veľmi jemnozrnné, resp. kalové typy, ktoré vystupujú buď samostatne, alebo sa prelínajú s charakteristickými tmavšími gutensteinskými vápencami. Takéto mikritické vápence majú primárnu organickú zložku rozptýlenú prednostne medzi zrnkami kalcitovej hmoty. Ako jedno z možných vysvetlení netypickej svetlej podoby vyšehradského vápenca možno hľadať v (sub)recentných hypergenetických procesoch, kde účinkom nízko mineralizovanej dažďovej vody dochádzalo v priebehu času k vynášaniu tmavej organickej substancie, k tzv. vybieľovaniu.

Gutensteinský horninový komplex prechádza do ramsauských dolomitov vcelku vyrovnanejšie ako v prípade tatrika. Jediným kritériom odlišujúcim ramsauské dolomity od hlavných dolomitov zostávajú lokalizované polohy lunzských vrstiev, nad ktorými sa nachádza tenká poloha hlavných dolomitov. Niekedy sa lunzské vrstvy stýkajú priamo s horninami karpatského keuperu, bez medzipolohy dolomitov. Lunzské vrstvy reprezentujú najmä vrstvy pieskovcovej subfácie, navzájom sa líšiacie rôznou zrnitosťou škálou. Chemické zloženie a zachované tvary živcových klastov, prítomnosť biotitu a pod. poukazujú na kyslé magmatické horniny ako príznačnú súčasť zdrojového materiálu lunzských pieskovcov.

V dolomitovej sekvencii sa miestami vyskytujú vrstvovité vápence, zvyčajne svetlosivých odtieňov. Občas v nich nachádzame jemnozrné organodetritické vrstvy vápencov. Ak sa takéto vápence nachádzajú v nekomplikovanej tektonickej situácii a pozične majú bližší vzťah k nadložnému karpatskému keuperu ako ku gutensteinskému vápencu, je veľmi pravdepodobné, že ide o tzv. podhradské vápence ladinsko-spodnokarnského veku. Poloha alebo opakujúce sa polohy vápencov v ramsauských dolomitoch indikujú sporadické prehlbovanie plytkomorského –?lagunárneho – sedimentačného prostredia dolomitov či lokálne klimatické zmeny.

V sedimentoch karpatského keuperu, na rozdiel od tatrika, je významnejšie zastúpená ílovcová subfácia, s ktorou úzko asociuje dolomit. Vývoj dolomitovej subfácie vo vyšších častiach keuperskej formácie je pre fatrickú jednotku vcelku príznačný. Horniny karpatského keuperu bývajú tektonicky prehnatené, často tvoria bazálne plochy („tektonické mazadlo“) spodnej tektonickej šupiny („digitácie“) krížňanského príkrovu. Sled fatrika ďalej pokračuje fatranským súvrstvím bohatým na faunu ako produktom rozsiahlej rétskej transgresie. Vo vyšších horizontoch karpatského keuperu obalovej žiarskej sukcesie sme nezaznamenali polohy dolomitu ani rétske sedimenty. To nepriamo podporuje domnienku, že vývoj keuperského dolomitu vo fatriku predznamenáva príbrežnú sedimentáciu fatranského súvrstvia. Tmavosivé až čierne vápence s zložkami čiernych bridlíc bohaté na makrofaunu hodnoverne identifikuje prítomnosť koralov, charakteristické bývajú aj oolitické vápence.

Jurský sedimentačný cyklus v krížňanskom príkrove zrejme kontinuálne nadväzuje na rétsku sedimentáciu. Generálne splytčenie a obnaženie určitých oblastí podložia dokumentuje piesčitá prímes vo vápnitých horninách. Spodno-liasové sedimenty (kopienecké súvrstvie) zväčša obsahujú roztrúsené drobné články svetlých krinoidov, vyskytuje sa aj jemnozrná oolitová subfácia. Podobne ako v rámci trlenského súvrstvia v tatriku, tak aj v kopieneckom súvrství sa lokálne vyvinula fácia hierlatzkého vápenca, doložená však len z úlomkov. Zliechovský sedimentačný priestor sprevádza typický vývoj „fleckenmergelu“, usadzujúceho sa v období od stredného liasu až po vrchný doger. Hemipelagickú sedimentáciu v podobe ílovitých škvŕnitých (algäuských) vápencov občas spestrujú polohy červených hľuznatých ílovitých adnetských vápencov. Kremité škvŕnité ílovité vápence (álen – ?bat) predstavujú prechodný člen medzi algäuským súvrstvím a najhlbokovodnejším súvrstvím zliechovskej sukcesie – ždiarskym súvrstvím. Ide o tenkú, ale pomerne systematicky rozšírenú polohu pestro sfarbených tenkodoskovitých rádiolaritov a rádioláriových vápencov (obr. 3.2.1-11). O vyhranenom hlbokovodnom charaktere svedčia aj mangánové(?) dendritické útvary alebo zriedkavé hľuzy čistých rádiolaritov. Súvrstvie sa usadzovalo v pelagickom prostredí blízko hladiny CCD a jeho

stratigrafické rozpätie sa udáva maximálne na vrchný bat – kimeridž (Polák a Ondrejčíková, 1993).

Stratigrafický rozsah medzi ždiarskym súvrstvom a spodnokriedovým mraznickým súvrstvom charakterizuje nepravidelný, nevýrazne vyvinutý vrstvomý sled. V niekoľkých prípadoch bolo identifikované aj jaseninské a/alebo osnické súvrstvie ako charakteristické vrchnojurské členy zliechovskej sukcesie. Ružové hľuznaté vápence alebo ílovce jaseninského súvrstvia (kimeridž), v minulosti označované ako sakokómovo-ptychové vápence, sú stratigrafickým podložíom osnického súvrstvia. Pri nedostatku priamych pozorovaní tak možno niekedy usudzovať aj na základe prítomnosti klastov vápencov jaseninského súvrstvia v osnickom súvrství. Osnické súvrstvie titónsko-valanginského veku (Michalík et al., 1990), známe ako kalpionelové vápence, zväčša predstavujú (slabo) ílovité, nevýrazne vrstvomité vápence, ktoré pozvoľna prechádzajú do spodnej kriedy. Vývoj hemipelagických vrchnojurských vápencov vcelku korešponduje s relatívne vyvinutým ždiarskym súvrstvom.

Mraznické súvrstvie (valangin – barém) je plošne najrozšírenejšie súvrstvie krížňanského príkrovu v pohorí Žiar. Ílovité vápence sú sporadicky škvrnité a náležia k charakteristickým hlbokovodným faciám. Toto spodnokriedové súvrstvie obsahuje polohy vápnitých ílovcov a tmavých organogénnych vápencov, v ktorých sa prednostne vyvíjajú drobné hľuzy rohovcov. S ohľadom na hojnejší výskyt ílovitých bridlíc a len vzácny výskyt rohovcov v základnom litologickom type možno nepriamo usudzovať, že mraznické súvrstvie v pohorí Žiar je viac slienité ako lučivnianske, a teda pravdepodobne pochádza z hlbších častí bazénu. Nasledujúci stratigrafický člen zastupuje párnické súvrstvie aptského veku. Pozostáva z vápnitých ílovcov, vápnitých bridlíc a lokálne aj tenkodoskovitých organodetritických vápencov. Jemná vrstvomitosť až bridličnosť, ako aj premenlivá piesčitá prímes pravdepodobne indikuje trend vývoja neskoršej flyšovej formácie porubského súvrstvia, ktoré sa však v skúmanej oblasti krížňanského príkrovu nepodarilo spoľahlivo doložiť.

Teleso krížňanského príkrovu v severnej časti pohoria Žiar Rakús et al. (1984, 1989) rozdelili na tri štruktúrne jednotky (spodná šupina príkrovu, hlavné teleso a vrchná časť príkrovu). Na základe nami mapovanej severnej časti pohoria Žiar sa to ukazuje ako opodstatnené. Výskyt spodnej šupiny krížňanského príkrovu sa začína východne od Kalvárie Solka a ťahá sa vsv. smerom až po Brieštie, kde sa postupne vyklinuje. Na jeho stavbe sa podieľajú nasledujúce litostratigrafické členy: gutensteinské vápence (iba lokálne, jz. od Páleného vrchu), ramsauské dolomity, lunzské vrstvy, karpatský keuper, fatranské a kopianecké súvrstvie. Ide o štruktúru regionálnych rozmerov, jej existenciu možno pozorovať aj pri sz. okraji zmapovaného regiónu (pokračuje až do Strážovských vrchov) a obdobnú situáciu zaznamenal aj vrt pri hydrogeologickom prieskume (Ftorková et al., 1991) v Lúčanskej Fatre v závere doliny Slovianskeho potoka

južne od Hnilickej Kýčery (1 217 m n. m.). Spodná príkrovová šupina predstavuje podložný blok sz. vergentného násunu/duplexu, ktorý je lokálne prevrásnený, s čiastočne prevráteným vrásovým ramenom.

Dominantný objem krížňanského príkrovu predstavuje hlavné teleso. Litologicky ho tvoria všetky sedimentárne členy zliechovskej sukcesie pozorované v Žiari od stredného triasu po apt. Vrchná časť telesa krížňanského príkrovu pozostáva zo slienitých vápencov mraznického súvrstvia, ktoré vystupuje v štruktúrnom nadloží párnického súvrstvia a samo je prekryté príkrovom tektonickej jednotky hronika. Ako celok je mraznické súvrstvie, podobne ako ostatné jednotky severnej časti Žiaru, generálne sklonené na SZ až S, vnútorne je však intenzívne prevrásnené, preto miestami badať aj strmé sklony na JZ (lok. Dúbravce). V záreze lesnej cesty jz. od Závozov (912 m n. m.) možno pozorovať viacero vrásových štruktúr (obr. 3.2.1-16c, d). Pravdepodobne mladšie vrásové osi prebiehajú generálne ssz.-jjv. smerom so sklonom v drvinej väčšine na SSZ a ich vergencia vykazuje smer na V – VSV.

„Zavrásnenie“ párnického súvrstvia do súboru neokómskych slieňov je pravdepodobne výsledkom komplikovaných interných vrásovo-prešmykových (až duplexových) štruktúr presúvajúceho sa krížňanského príkrovu. Všeobecne platí, že hronikum sa v pohorí Žiar umiestňuje na mraznické súvrstvie fatrika. Vo fatriku – v sukcesii s prechodným postavením v južnej časti pohoria – sa pri súčasnom geologickom mapovaní nezistilo porubské ani párnické súvrstvie. Na druhej strane, v tatriku porubské súvrstvie väčšinou buduje bezprostredné podložie krížňanského príkrovu. Nepozorujeme jeho zavrásnenie ako v prípade párnického súvrstvia vo fatriku a nemožno usudzovať ani na jeho rozsiahle „odrabotovanie“. Nie je vylúčené, že potenciálne prítomné porubské súvrstvie mohlo byť nasúvajúcim sa hronikom tektonicky odstránené, čo však evokuje otázku, prečo obdobná situácia nenastala aj v tatriku, v bezprostrednom podloží presúvajúceho sa krížňanského telesa.

V južnej časti Žiaru je z paleoalpínskych mezozoických tektonických jednotiek centrálnych Západných Karpát na povrchu zastúpené len fatrikom a hronikom. Do vrstvového sledu mezozoických hornín fatrika je na základe súčasného mapovania zahrnutý tak sled bývalej ráztočnianskej série, ako aj sled zliechovskej sukcesie krížňanského príkrovu, tvoriac len jeden sled. Tento sled je definovaný na základe jeho litologického obsahu ako sukcesia s prechodným postavením (medzi zliechovským a vysokým vývojom). Spätosť sedimentárnych hornín mezozoického veku s kryštalinikom nemožno sledovať na povrchu, pretože ich tektonický kontakt sprostredkúva strmo sklonený zlom približne v.-z. smeru.

Sled mezozoických hornín južne situovaného fatrika v stratigrafickom rozpätí stredný trias – krieda (v podloží sa predpokladajú aj horniny spodného triasu a pravdepodobne aj permu) je uložený monoklinálne, so sklonom vrstiev pohy-

bujúcim sa v rozmedzí 28 – 50° na J – JJZ. Súvislosť vrstvomého sledu je silne porušená zlomovou tektonikou, pravdepodobne už v etape presunu príkrovov. V tektonickom nadloží krížňanského príkrovu fatrika leží tektonické teleso hronika, resp. sú na ňom v transgresívnej pozícii po predchádzajúcej hlbokoj denu-dácii terénu uložené sedimenty vnútrokarpatského paleogénu.

Hronikum sa v severnej časti pohoria Žiar skladá z dvoch čiastkových štruktúr (obr. 3.3-2). Spodnú buduje považský príkrvov a vrchnú znievsky príkrvov („troska Studenca“ sensu Havrila in Rakús et al., 1993). Generálne je hronikum v tejto zloženej štruktúre situované sv.-jz. smerom, pričom na západnom a východnom okraji sú zlomové poruchy najvýraznejšie. Na západnom okraji sa prejavujú miernym výzdvihom spodnej štruktúry považského príkrovu (po obidvoch stranách Bazovej doliny) a výraznejším poklesom nadložnej kryhy znievskeho príkrovu wettersteinských dolomitov na východnom okraji.

Hronikum je na sz. okraji od fatrika oddelené strmým zlomom sv.-jz. smeru. Z južnej strany má kontakt hronika s podloží vyložene príkrvový charakter. S podložným fatrikom v podobe spodnokriedových členov sa tu stýkajú obidve štruktúry hronika, keď spodná štruktúra takmer úplne absentuje a jej fragmenty vystupujú spod znievskeho príkrovu na povrch v dvoch paralelných dolinkách sz.-jv. smeru (lok. Kotišov laz, k. 757 Žiar).

Teleso hronika vystupujúce v južnej časti Žiaru je vzhľadom na jeho izolovanosť problematické stotožniť s niektorým konkrétnym čiastkovým príkrvovým telesom v zmysle schémy príkrvovej stavby hronika zostavenej Havrilom (2011). Dôvodom toho je, že súvislosť príkrvového systému hronika bola silne narušená neogénnou tektonikou a eróziou. Najbližšie teleso hronika ležiace externe (vzhľadom na smer sunutia paleoalpínskych tektonických jednotiek) oproti telesu hronika zachovanému v južnom Žiari vystupujúce v južnej časti Strážovských vrchov (masív Rokošov), resp. v severnej časti Tribeča je od telesa hronika zachovaného v južnom Žiari oddelené Hornonitrianskou kotlinou a stredoslovenskými neovulkanitmi (stratovulkánom Vtáčnika). Najbližšie teleso hronika ležiace interne (vzhľadom na smer sunutia paleoalpínskych tektonických jednotiek) oproti telesu hronika zachovanému v južnom Žiari vystupujúce v jz. časti Veľkej Fatry je od telesa hronika zachovaného v južnom Žiari oddelené Turčianskou kotlinou a kremnickým stratovulkánom.

V príkrvovom telese hronika vystupujúcom v južnom Žiari sú vedľa seba zastúpené dve sukcesie hornín. V západnej časti (pri Ráztočne) vystupuje ráztočnianska sukcesia ráztočnianskeho bazénu obsahujúca aj pelagické členy. Vo východnej časti (pri Sklenom) vystupuje sukcesia harmaneckej karbonátovej plošiny (resp. mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny). Zachovaný stratigrafický rozsah oboch sukcesí je stredný až vrchný trias. Na základe litostratigrafického obsahu a paleogeografického umiestnenia hronika zachovaného v južnom Žiari možno predpokladať, že v stavbe hronika zodpovedá príkrvov

znievského hradu. Sled hornín v oboch sukcesiach telesa hronika ležiaceho v južnom Žiari je v jeho severnej časti uložený monoklinálne, so sklonom vrstiev pohybujúcim sa v rozmedzí 50 – 60° na J – JZ.

Z obdobia nasledujúceho po sformovaní príkrovej stavby Vnútrotných Západných Karpát a predchádzajúceho bartónsko-priabónskej transgresii (senón – lutét) sa v priestore dnešnej Handlovskej kotliny a okolitých pohorí nezachoval žiadny sedimentárny záznam. Možno predpokladať, že územie sa nachádzalo v kontinentálnom režime s prevládajúcou erozívno-denudačnou činnosťou. Na základe faktu, že vo vrtoch RH-1 a JL-1 sa paleogénne sedimenty nachádzajú v nadloží siliciklastík permu vrchného čiastkového príkrovu a na jz. okraji Žiaru na karbonátoch triasu spodného čiastkového príkrovu hronika, možno usudzovať, že priestor dnešnej Handlovskej kotliny (resp. aspoň jej južná časť) predstavoval už pred bartónom vo vzťahu k elevácii Žiaru vhlbenú reliéfnu formu. Obliakové zloženie intraformačných zlepcov v sedimentoch priabónu a oligocénu (v ktorých dominuje materiál z hronika a zastúpené je kryštalínikum, pričom jurské a kriedové horniny sa vyskytujú veľmi sporadicky) naznačuje, že dnešná geologická stavba južného Žiaru je zrejme predpriabónska. Morský sedimentačný cyklus je bartónsko-oligocénneho veku a možno v ňom rozlíšiť 3 základné fázy: fázu stúpajúcej hladiny spätú s transgresiou, fázu vysokej hladiny s tvorbou hemipelagických sedimentov a fázu klesajúcej hladiny spojenú s regresiou.

More transgredovalo do Handlovskej kotliny pravdepodobne zo Z – JZ, z priestoru Bánovce nad Bebravou – Bojnice, pričom transgresia prebiehala v 2 cykloch, v staršom bartóne a v priabóne. V priebehu mladšieho bartónu došlo k dočasnému zastaveniu transgresie, vynoreniu, erózii a denudácii, v dôsledku čoho sa produkty prvého cyklu zachovali len vo forme obliakov bartónskych numulitových vápencov v sedimentoch priabónu a oligocénu. Bartónske more bolo plytké, teplé, dobre vetrané, s bohatou živočíšnou zložkou (dierkavce, machovky, koraly, lastúrniky, červy) a s koralinnými riasami. Produkty 2. cyklu sú zastúpené plážovými sedimentmi brekcievej a zlepcovej litofácie (drobnozrné karbonátové brekcie a zlepence, sporadicky pieskovce – kalkarenity).

Z paleogeografického hľadiska je zaujímavé vystupovanie menilitových ílovcov (ako produktu najpokojnejšej sedimentácie) v nadloží podrematských zlepcov (teda produktu najbúrlivejšej sedimentácie) a naznačuje existenciu krátkej orogénnej aktivity na rozhraní fáz stúpajúcej a vysokej hladiny, ktorá spôsobila náhly kolaps časti panvy. Vzniknutý graben bol čiastočne vyplnený hrubodetritickým terestrickým materiálom a následne jemnými kremíťmi pelitmi v pokojnom, zle vetranom redukčnom prostredí. Dominujúcimi sedimentmi fázy vysokej hladiny sú hemipelagické sivé a hnedé vápnité siltovité ílovce s tenkými doskami jemnozrných turbiditových pieskovcov (spodná pieskovcovo-ílovcová, ílovcová a vrchná pieskovcovo-ílovcová litofácia).

Paleogénny sedimentačný cyklus uzavierajú regresné sedimenty fázy klesajúceho stavu hladiny, ktorých vznik možno dávať do súvisu s výrazným poklesom hladiny svetového oceánu uprostred oligocénu (Haq et al., 1988). Počiatok fázy predstavuje zmiešaná pieskovo-ílovcová litofácia s lavicami hrubozrnných pieskocov, ktorá postupne prechádza do zlepcovo-pieskocovej litofácie regresnej delty (chrenovecké vrstvy).

Nasledujúca fáza nízkej hladiny na rozhraní egeru a egenburgu sa prejavila prerušením morskej sedimentácie, vynorením, eróziou a lokálnou sladkovodnou sedimentáciou. Nemožno však vylúčiť, že tieto javy nastali len v okrajovej časti panvy a že v jej centrálnej časti pokračovala bez prerušenia prevažne pelitická (hemipelagická) sedimentácia. Poukazuje na to situácia vo vrte Š1 NB-III (Elečko a Vass, 1998), kde sa sedimenty paleogénu a egenburgu litologicky nelíšia a hranica medzi nimi bola stanovená len na základe vyhodnotenia spoločenstiev nanoplanktónu.

Geologická stavba neogénnej sedimentárnej výplne Hornonitrianskej kotliny pozostáva zo spodnomiocénnych morských uloženín egenburského veku (kľáčnianske zlepenca a čausianske súvrstvie) a sladkovodných sedimentov pontského veku, uložených po hiáte trvajúcim až do vrchného miocénu (lelovské súvrstvie). V Turčianskej kotline zasahujú na zmapované územie sedimenty sarmatsko-pontského veku reprezentované okrajovými fáciami martinského súvrstvia a sedimenty pontu až pliocénu (diviacke vrstvy).

Počas obdobia bádenu – sarmatu sa vyvinul zložitý komplex vulkanických a sedimentárnych hornín. V spodnom bádene vulkanizmus reprezentuje komplex andezitu s granátom, ktorý vytvoril vulkanické dómy andezitov s granátom. V tom čase študované územie podliehalo morskej ingresii zo sz.-jv. smeru a vznikla morská sedimentácia kordického a kamenského súvrstvia. V ďalšom období sa obidve súvrstvia vyvíjali do formy vulkanicko-sedimentárnej sukcesie. Vo Vtáčniku sedimentácia kamenského súvrstvia pokračovala vývojom vulkanoklastických a vulkanicko-sedimentárnych sukcesí s uhoľnou sedimentáciou. V Kremnických vrchoch bola sedimentácia kordického súvrstvia vytlačená vývojom kremnického vulkánu. Kremnický vulkán reprezentujú sukcesie zlato-studnianskej formácie bádenského veku.

V strednom až vrchnom bádene sa vyvinul sedimentačný priestor, v ktorom sa formovali taxodiové močiare s uhoľnou sedimentáciou handlovského súvrstvia. V študovanom území neskôr nastala jazerná sedimentácia, ktorú reprezentujú horniny košského súvrstvia. V tom čase sa vo Vtáčniku aktivoval vulkanizmus po zlomoch a formovali sa extruzívne telesá plešinskej formácie. Koncom bádenu nastali náhle geologické zmeny, ktoré postihli existujúce vulkanické a sedimentárne komplexy. Sformoval sa graben, pričom okrajové zlomy grabenu deformovali územie a v dôsledku toho staršie formácie podliehali významnej deštrukcii. Produkty sedimentácie reprezentuje lehotské súvrstvie. V súvislosti so vznikom

grabenu sv.-jz. smeru sa aktivoval vulkanizmus formácie Kľackej doliny, ktorej horniny sú uložené synsedimentárne so spodnou a vrchnou časťou lehotského súvrstvia. V období sarmatu sa sformoval vtáčnický stratovulkán (vtáčnická formácia) a rematský stratovulkán (rematská formácia). Obe formácie prekrývajú tektonicky rozčlenený a denudáciou značne zarovnaný paleoreliéf študovaného územia.

Územie zobrazené na geologickej mape je v premenlivej hrúbke a nesúvisle pokryté uloženinami kvartéru. V pohorí sú významne zastúpené eluviálne zvetraniny (stredný pleistocén – holocén), no priebežne na celom území prevládajú deluviálne sedimenty so širokou škálou subtypov a prechodných variet (vrchný pleistocén – holocén). Za nimi svojím objemovým zastúpením nasledujú fluviálne sedimenty v rozsahu alúvií a riečnych terás väčších tokov a dolinných nív ich horských prítokov (spodný pleistocén – holocén). Významné sú aj proluviálne sedimenty okrajov nív hlavných tokov a príľahlej časti Turčianskej kotliny (spodný pleistocén – holocén).

6. MAPA GEOFYZIKÁLNYCH INDÍCIÍ A INTERPRETÁCIÍ

Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií je zosumarizovaním najvýraznejších fyzikálnych anomálií v študovanom území. Ide v prevahe o fyzikálne reflexy hlbších štruktúrnych úrovní, ktoré je pomerne obťažné implementovať do povrchovej geologickej mapy. Pri zostavovaní sa využili najmä údaje regionálneho tiažového mapovania v mierke 1 : 25 000, regionálne výsledky leteckej magnetometrie a gamaspektrometrie, pozemnej magnetometrie, diaľkového pozorovania Zeme, ako aj reflexné seizmické profily. Bol využitý aj digitálny model reliéfu terénu, z ktorého údaje sme sa pokúsili korelovať s údajmi zistenými geofyzikálnymi metódami.

Doterajšia geofyzikálna preskúmanosť

Toto územie vzhľadom na svoju ložiskovú „sterilitu“ nepatrí medzi lokality s početnými geofyzikálnymi prácami. Zaznamenávame v ňom len základné geofyzikálne mapovanie v mierke 1 : 25 000, a to gravimetriu (Šefara et al., 1987), leteckú magnetometriu a gamaspektrometriu (Gnojek a Janák, 1986). Územím prebieha hlbinný reflexný seizmický profil 4HR/86 (SRB – spoločný reflexný bod s predĺženou registráciou; Bližkovský et al., 1990). Profil bol zahrnutý aj do databázy hlbinných seizmických profilov (Vozár a Šantavý et al., 1999), jeho interpretácia však ostala len vo všeobecnej rovine. Konštatuje sa tu, že dobrá reflektivita Vnútrotných Západných Karpát má pôvod v ich celokôrovej tektonizácii. Pod pohorím Žiar sledujeme tieto reflexy až počas 9,5 sekundy a sú zdôvodnené anizotropiou rýchlosti v subhorizontálnych strižných zónach. Moho-diskontinuita je tu detegovaná v čase 11,5 s, čo zodpovedá hĺbke asi 35 km.

Najmä v severnej časti územia sa realizovalo niekoľko prác zameraných na riešenie hydrogeologickej problematiky. Najväčší rozsah prác bol v oblasti Jasenov – Polerieka (Stanková et al., 1991, in Šefara et al., 1998). Komplexom geoelektrických metód a termometriou sa vymedzovali bariéry, resp. poruchové zóny na zisťovanie smerov prúdenia puklinovo-krasovej vody a prestupov do povrchových tokov.

Zabezpečiť zdroj vody pre mesto Prievidza mala úloha *Solka* (Džuppa, 1972). Použili sa odporové metódy v sondážnom aj profilovom usporiadaní. Neskôr v rámci úlohy *Solka – geofyzikálne práce* (Koza et al., 1991) sa mapovali tektonické poruchy v karbonátovom komplexe, tak isto s cieľom vyhľadať vodný zdroj.

Pri stanovovaní ochranných pásiem minerálneho prameňa Budiš bol použitý komplex geofyzikálnych prác a magnetometrie (Vrúbel, 1990). Komplex geoelektrických prác sa realizoval pri vyvieračke Ráztočno (Okál a Stanková, 1990) v južnej časti územia.

V rámci úlohy *MGII Turčianska kotlina* (Panáček et al., 1997) boli niektoré profily VES vedené aj v okrajových častiach lokality. Tieto merania sme mali k dispozícii (ich poloha je zobrazená na obr. 6-6).

V rámci vyhľadávania vhodného geologického prostredia na ukladania rádioaktívneho odpadu sa v študovanom území – konkrétne v kryštaliniku – vykonali overovacie a hodnotiace práce (Šefara et al., 1998). Išlo o vertikálne elektrické sondy (VES) s rozstupom AB do 4 000 m na zistenie homogénnosti granitoidového masívu. V tejto práci sa dôkladnejšie analyzovali fyzikálne črty územia, preto ju opíšeme podrobnejšie:

- Objemová hustota granitoidov je stanovená na úrovni $2,61 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (100 % sýtenie vodou – 47 vzoriek). Z metamorfítov je len jeden údaj, ktorý zodpovedá takmer rovnakej hustote, a to $2,63 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Je to menej ako všeobecne uvažovaná priemerná hustota granitoidov, $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Znamená to, že v kryštaliniku sa nezistil výrazný pozitívny tiažový fenomén.

- Magnetické vlastnosti (susceptibilita) granitoidov a metamorfítov ich zaraďujú medzi skupinu nemagnetických hornín.

- Pri seizmickom profile 4HR/86 sa konštatuje prítomnosť reflexných zväzkov s upadáním na sever. Reflexy sa považujú za prejav mylonitových zón.

- Podľa geologicko-geofyzikálneho rezu, ktorý bol vedený lomeným spôsobom približne osou podcelku Horeňovo (medzi Skleným a k. 773 Malý Vyšehrad) v prostredí granitoidov, vyplýva, že takmer v celom priebehu profilu sú intenzívne mylonitizované, so širokým rozsahom zdanlivej rezistivity, od 520 do 650 Ωm . Vzhľadom na to, že táto zóna s „netypicky nízkou rezistivitou“ granitoidov siaha takmer do hĺbky 200 m, natíska sa otázka, či mylonitizácia nie je podporujúcim činiteľom intenzívneho a hlboko siahajúceho procesu hypergénnych zmien, ktorý znížil hodnoty zdanlivej rezistivity. Pod touto zónou smerom do hĺbky zdanlivá rezistivita narastá (vyššia rezistivita je priradená k porfyrickým muskoviticko-biotitickým granitoidom), ale nepresahuje interpretovanú hodnotu 1 000 Ωm .

- Pri gravimetrii sa zistilo narastanie tiažového poľa od Ráztočna smerom na sever až po Budiš, ktoré nekorešponduje s povrchovou geologickou stavbou. Na povrchu sú zmapované granitoidy, ktorých prirodzená hustota nemá potenciál vytvárať tiažové pole pozitívneho charakteru. Hĺbka zdroja ťažkých hmôt bola odhadnutá na zhruba 2 km. Vzniká podobný problém ako v pohorí Tribeč – horninový masív budovaný na povrchu horninami s nižšou hustotou je podstielený „doteraz neznámy“ ťažším horninovým prostredím.

Najaktuálnejšou prácou, ktorá síce nie je zameraná na samotné pohorie Žiar, ale svojimi profilmi zasahuje do územia z východnej strany, je práca Glucha et al. (2013). Sumarizuje všetky dostupné geoelektrické práce (výlučne VES – vertikálne elektrické sondy) s rôznym hĺbkovým zásahom. Tieto VES boli využité pri sledovaní morfológie kryštalinika, resp. vyšších jednotiek v terciérnej výplni kotliny.

Postup riešenia geologickej úlohy

Riešenie geologickej úlohy bolo podmienené doteraz existujúcimi výsledkami geofyzikálneho a geologického výskumu v lokalite. Na zostavenie mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií sa využili archívne materiály a údaje v dostupných databázach. Základným vstupom pri konštrukcii mapy MGII bol dostupný seizmický profil a databáza gravimetrických a geoelektrických (odporových) meraní. V grafickom zobrazení sme sa snažili poukázať aj na spätosť geologickej situácie so súčasne modelovaným reliéfom terénu, kde je určitá závislosť odrážajúca najmladšiu tektonickú aktivitu územia.

Potenciálové polia (gravimetria) boli podrobené sérii filtračných postupov a testov, aby sme aspoň sčasti objasnili vertikálnu charakteristiku fyzikálnych anomálií. Na tento účel sa využil softvér OASIS MONTAJ Geosoft. Inc. (Kanada), ktorý má zabudovaný modul filtrácie potenciálových polí FFT – *Fast Fourier Transformation* – rýchla Fourierova transformácia.

Pri vizualizácii seizmického profilu sa využil voľne šíriteľný softvér SeiSee (<http://www.dmng.ru/seisview>), využívajúci formát *segy*, ktorý umožňuje aj určitú (pomerne obmedzenú) filtráciu.

V geoelektrickej časti sme na základe interpretácie existujúcich VES prostredníctvom softvéru IPI2Win (*freeware* Moskvskej štátnej univerzity) dokumentovali hlavne ponáranie svahov kryštallického masívu pohoria pod neogénne komplexy Turčianskej kotliny.

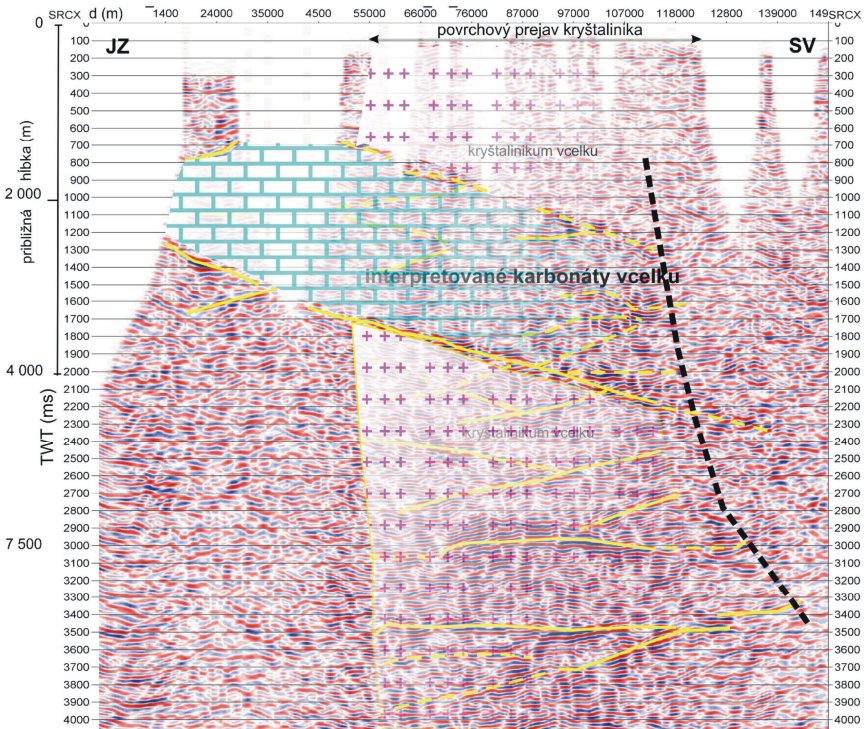
Výsledky riešenia geologickej úlohy

Množstvo a úroveň použitých podkladov sú rôzne, čo sa následne premieta do výslednej mapy.

Reflexná seizmika

Ako sme už uviedli, študovaným územím prechádza seizmický profil 4HR/86 s predĺženou registráciou (Bližkovský et al., 1990). Profil prechádza z Hornonitrianskej kotliny do Turčianskej kotliny, so severným zakončením pri Krpeľanoch. Jeho priebeh je znázornený na obrázku 6-6. Na naše účely interpretačne prezentujeme len jeho časť, ktorá prechádza vymedzeným skúmaným územím (obr. 6-1). Z obrázka hneď na prvý pohľad upúta skupina výrazných reflexov, ktorá sa nachádza približne medzi intervalom 5 500 – 12 000 m. Reflexy sú dobre čitateľné a badateľné do hĺbky zhruba 4 000 m. Vyčlenený úsek predstavuje povrchové vystupovanie kryštalinika Žiaru. Samotný záznam pokračuje časovou registráciou až do 14 sekúnd. V tomto prípade je čas 4 s dostatočný (ide o tzv. dvojcestný čas, vyjadrujúci čas príchodu seizmickej vlny od iniciácie nálože po reflexné rozhranie a späť na povrch do registračného zariadenia), pretože pri

predpokladanej strednej rýchlosti šírenia vln okolo $3\,500\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ reprezentuje hĺbku do 14 km, ktorú už geologická mapa nezohľadňuje. Sústreďme sa na nehomogenity bližšie pri povrchu. Na obrázku 6-1. sú stanovené približné relácie medzi časovými a priestorovými parametrami. Nejde o presnú hodnotu – jej získanie je možné len zo seizmocarotáže v študovanom území, ktorá však v tomto prípade chýba.



Obr. 6-1. Interpretovaná časť reflexného seizmického profilu 4HR/86 územia budovaného kryštalinikom Žiaru (L. Kucharič, 2014).

Na obrázku 6-1, hlavne v sv. časti seizmického profilu, je množstvo dispergovaných chaotických reflexov, ktoré je prakticky nemožné hodnoverne interpretovať. Ak analyzujeme vedenie profilu severne od pohoria Žiar, vidíme, že profil je situovaný dosť nevhodne, takmer na päte svahov Lúčanskej Malej Fatry, zhruba do 1 km od začiatku výskytu neogénnych horninových súborov (horizontálna vzdialenosť). Vzhľadom na ponáranie starších útvarov pod neogénne členy Turčianskej kotliny, a najmä na ich sklon, ktorého smer je takmer paralelný s priebehom profilu, došlo pravdepodobne k interferencii signálu od prostredia

vertikálne pod profilom a bočnému účinku masívu Malej Fatry, kde sa signál prejavuje rýchlejšie. To spôsobilo chaotické usporiadanie (disperziu) reflexných plôch. Na uvedenom obrázku sme sa pokúsili podať aj geologickú interpretáciu reflexov, ktoré sa prejavujú podobne ako „*bright spoty*“ a priradiť k nim predpokladané geologické prostredie. Súvis s interpretáciou tohto profilu (Šefara et al., 1998), ako sme už uviedli, má doteraz *neznáme (ťažšie) prostredie s vyššou hustotou pod kryštalinikom*. Už v tomto štádiu interpretácie sme sa snažili prihliadať na výsledky zistené z interpretácie tiažového poľa.

Interpretované reflexy sme sformovali do obrazu predstavujúceho pomerne hrubú polohu (dosku) predpokladaných triasových karbonátov (viac ako 500 m ťažkých hornín) upadajúcich na sever (SV) pod povrchovou vrstvou kryštalinika. Do obrázka sme priradili okrem časovej osi aj hĺbkovú os na priblíženie hĺbkových pomerov. Vychádzali sme z podkladov, ktoré prezentoval Pereszlényi in Szalayová et al. (2004). Ide však o veľmi nehomogénne prostredie a rýchlostné pomery sa tu môžu meniť vo veľmi širokom rozsahu. Šefara et al. (1998) priradujú chaotické reflexy do času 1 s nehomogénnosti a porušenosti tohto úseku. Pomerne nízky zdanlivý odpor takúto interpretáciu podporuje. Spodnú hranu predpokladanej karbonátovej platne interpretujeme do hĺbky približne 3 000 až 4 000 m. Treba však zdôrazniť, že výrazné horizontálne reflexy sú aj vo väčšej hĺbke, viac ako 7 500 m. Predpokladáme, že opäť ide o reflexy spôsobené hrubými tektonickými zónami, a to tak na kontaktoch predpokladaných ďalších šupín granitoidov a pararúl, ako aj v samotných telesách týchto komplexov. Bázičkový komponent v tomto prípade úplne absentuje, pretože študované územie má výlučne nemagnetický charakter. (Neovulkanické komplexy lemujúce južný okraj územia majú dominantne plytký, pripovrchový charakter).

Dospeli sme teda k výsledku, ktorý dost' narúša doterajšie chápanie kryštalinika jadrového pohoria Žiar v klasickom „jadrovom“ ponímaní. Kryštalinikum mapované na povrchu, pomerne značne tektonicky deštruované, je pravdepodobne podstielané pomerne hrubou doskou „ťažkých hornín“, ktoré pracovne pokladáme za karbonáty. Doterajšie znalosti fyzikálnych parametrov hornín (hustotných a magnetických) nám neumožňujú alternatívnu interpretáciu. Je zrejmé, že kryštalinikum je vyvinuté aj pod interpretovanou karbonátovou platňou. Kryštalinikum doteraz mapované na povrchu v tomto prípade nepredstavuje masív, ale tektonickú šupinu s maximálnou hrúbkou okolo 2 km, siahajúcou v najsevernejšej časti (okolie Budiša) svojím spodným okrajom do hĺbky asi 2 000 m. Pod ním interpretujeme karbonátovú platňu s hrúbkou okolo 500 až 1 000 m so sklonom na severovýchod. Mal by to byť karbonátový komplex (trias – hronikum?), ktorý je prítomný na povrchu v širšom okolí Rematy v južnej časti územia, kde tiažové pole vykazuje najvyššie hodnoty (prirodená hustota tohto súboru je $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$). Hustota v smere na sever postupne klesá, čo podmienilo našu interpretačnú predstavu.

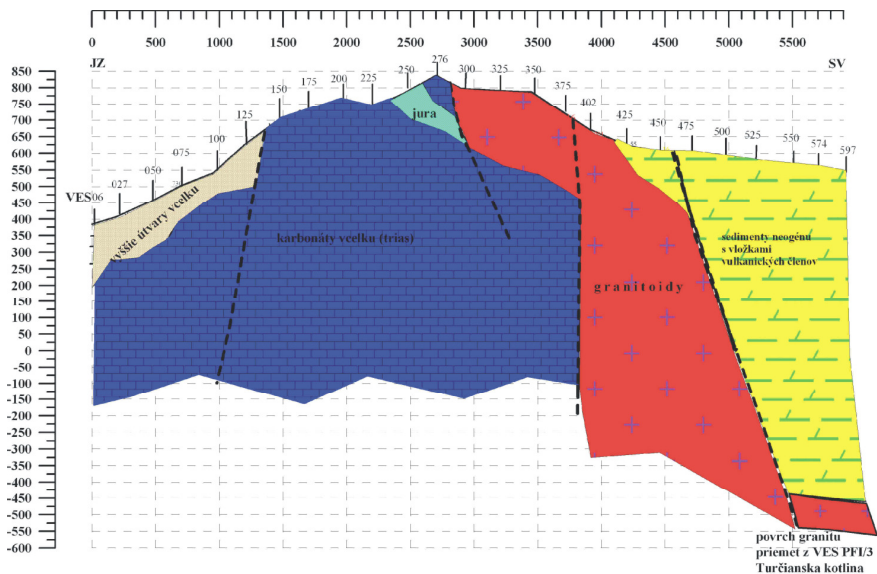
Vertikálna elektrická sondáž – VES

V rámci vyhľadávania vhodných štruktúr na úložisko rádioaktívneho odpadu sa v študovanom území realizoval profil VES s rozstupom AB do 4 000 m (Šefara et al., 1998). Profil nie je vedený v striktnnej línii, ale voľne sleduje hlavný hrebeň pohoria. Jeho interpretácia je podaná v zmysle Tkáča (in Šefara et al., 1998). Interpretované hodnoty zdanlivej rezistivity v profile poskytujú určitú predstavu o homogenite, resp. (ne)kompaktnosti územia. Profil sa začína v neogéne Turčianskej kotliny, ktorá sa vyznačuje nízkou rezistivitou, reprezentujúcou ílovité a piesčité členy, resp. neogénne vulkanity. Jadrom profilu je samotný kryštalinický masív pohoria. Ten by vzhľadom na svoje, takmer dominujúce granitoidné prostredie mal prejavovať vyššie hodnoty zdanlivej rezistivity, než boli zistené. Nízke hodnoty, siahajúce približne až do hĺbky 200 m od povrchu, sú spojené s tektonickou deštrukciou povrchu. Táto deštrukcia mohla spôsobiť posunutie zóny hypergénnych zmien do nižších horizontov, čo malo za následok redukciu hodnôt zdanlivej rezistivity. Ponáranie bloku kryštalinika pod sedimenty Turčianskej kotliny prezentujeme na profile vedenom od Ráztočna po Sklené, teda južnou časťou kryštalinika (obr. 6-2).

Obrázok je založený na interpretovaných údajoch z VES, pričom sme už zohľadnili aj interpretáciu seizmických meraní a gravimetrie. Podstatné je zistenie, že granitový komplex je zo sv. strany – región Turčianskej kotliny – razantne amputovaný a poklesnutý o 1 000 – 1 500 m. To je hĺbka, kde už aj VES s rozstupom AB do 4 000 m presahuje indikačné možnosti metódy. Aj interpretovaná platňa karbonátov je amputovaná podobne ako granitoidy. Pokles karbonátov smerom na JZ je oproti sv. okraju profilu oveľa menej výrazný.

Mapa digitálneho modelu reliéfu terénu

Do obr. 6-3 sme okrem štandardnej mapy zakomponovali trojrozmerný náhľad na študované územia, ako aj histogram rozdelenia nadmorskej výšky s príslušnou tabuľkou základných štatistických parametrov. Z nej vychodí, že priemerná výška lokality (modus) je 445 m n. m., pričom ale medián je takmer o 100 m posunutý do vyšších hodnôt. To naznačuje výrazne asymetrické (log-normálne) rozdelenie. Rozdiel medzi maximálnou a minimálnou nadmorskou výškou je takmer 730 m. Ostatné parametre poskytuje tabuľka a histogram. V danom štádiu je potrebné si všimnúť konfiguráciu depresných častí reliéfu – dolín, ktoré v úplnej väčšine prípadov môžu zodpovedať mladej zlomovej tektonike. V južnej časti – Horeňovo – prevláda smer V – Z, resp. smery blízke tomuto smeru, viac či menej kolmé na os hlavného chrbta pohoria v tejto časti územia. Dominujúcim (predpokladaným) zlomom, na ktorom sa mení generálny smer pohoria, je depresia medzi obcami Jasenovo a Nitrianske Pravno-Vyšehradné. V častiach Vyšehrad a Sokol je hlavný smer pohoria orientovaný osou



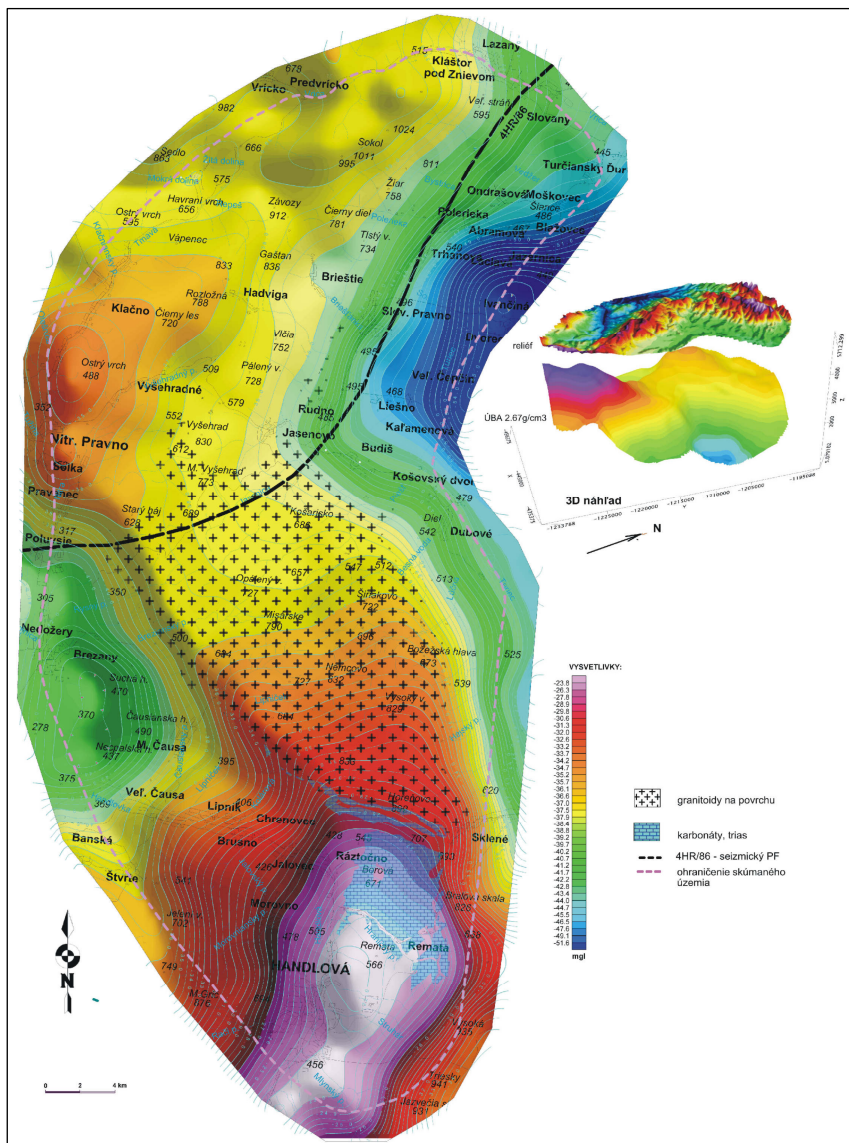
Obr. 6-2. Geologicko-geofyzikálny profil Ráztočno – Sklené podľa výsledkov VES (Ľ. Kucharič, 2014).

chrbta na SV. Väčšina zlomov má preto sz. smer, aj keď pravdepodobne severné ohraničenie územia má zlomový charakter – údolie Trnavy pokračujúce na SV do údolia Vríce. Zlomy tohto smeru s určitosťou prispeli ku konfigurácii najvyššej terénnej elevácie v území – geografického podcelku Sokol.

Mapa úplných Bouguerových anomálií (objemová hustota $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)

Na uvedenej mape (obr. 6-4) sú dominantnými tiažovými štruktúrami tiažové maximá. Najmarkantnejším prvkom je výrazná pozitívna tiažová anomália v južnej časti územia v priestore Handlová – Remeta – Ráztočno s osou v smere SSV – JJZ. V danej oblasti vychádzajú na povrch komplexy triasových karbonátov hronika. Predstavujú ich ramsauské a hlavné dolomity, ako aj gutensteinské vápence. Ich objemová hustota je $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, takmer o $0,15 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ vyššia ako v kryštaliniku (in Šimon et al., 1997). Anomálna zóna pokračuje smerom na juh v nezmenšenej amplitúde, a to aj napriek tomu, že v priestore južne od Handlovej sú na povrchu vyvinuté v prevahe vulkanické komplexy pohoria Vtáčnik. Gradient ohraničujúci zónu z východu a západu je veľmi intenzívny, naznačujúci tektonické ohraničenie. Smerom na západ je pozorovateľná lokálna vetva anomálie vybiehajúca k obci Veľká Čausa. Veľmi zaujímavé je pokračovanie anomálie smerom na sever do kryštalinika Žiaru. Kvôli názornosti sme v prílohe

lému, ktorý naznačili Šefara et al. (1998): „... vzniká podobný problém ako v pohorí Trábeč – na povrchu horninový masív budovaný nižšími hustotami je podstielaný „doteraz neznámym“, ťažším horninovým prostredím.“



Obr. 6-4. Mapa úplných Bouguerových anomálií (objemová hustota $2,67\ g \cdot cm^{-3}$ (L. Kucharič, 2014).

Pri kartografickom vykreslení príslušných prvkov je možné tento problém z pohľadu geológie vysvetliť pomerne jednoducho. Príľahlý, južne ležiaci karbonátový komplex sa postupne ponára do podložia kryštalinika, to znamená, že muselo byť na karbonáty nasunuté. Kryštalické jadro pohoria teda nie je jadrom vo svojom klasickom ponímaní (priemerná objemová hustota karbonátov kolíše okolo $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, čo je oproti hustote granitoidov $- 2,61 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ – markantný rozdiel). K takejto úvahe nás vedie aj charakter tiažového poľa, ktoré rovnomerným gradientom postupne poklesáva smerom na sever až po líniu Nedožery-Brezany (Prievidszká kotlina) – Dubové (Turčianska kotlina). V geologickej predstave to znamená postupné ponáranie karbonátového komplexu do hĺbky. Gradient tiažového poľa sa postupne mení, bez výraznejších skokov. To bol jeden z dôvodov, prečo sme predpokladali ponáranie karbonátového komplexu. Systém zlomov lemujúcich južný okraj kryštalinika Žiaru (Kováčik et al., 2014) nemá na priebeh tiažového poľa žiadny deformujúci účinok. Anomálne pole vyznieva v priestore medzi Budišom a Poluvsím. Vznikanie anomálie je sprevádzané aj sieťou potokov, ktorá má rovnakú orientáciu (pravdepodobné zlomy).

V ďalšom pokračovaní na sever sa v súlade s azimutom hlavného hrebeňa mení aj smer tiažových anomálií, ktoré majú opäť pozitívny charakter. Ich amplitúda je ale o niekoľko mgl nižšia ako v južnej časti pohoria. V tomto priestore pozorujeme dve lokálne anomálie. Anomália v priestore medzi Pravencom a Kľačnom (južnejšia) je intenzívnejšia a podľa geologickej mapy Kováčika et al. (2014) ju budujú hlavne ramsauské dolomity hronika aj fatrika. Podľa konfigurácie tiažového poľa je zrejme, že sa postupne skláňajú na sever, pričom ich tektonický posun (pokles) nebude zrejme až taký markantný, ako to vyjadruje uvedená mapa. V priestore k. Závozy (912) je anomálne pole prerušené (tektonická zóna?) a pokračuje v oblasti elevácie Sokol, ale opäť s nižšou intenzitou. Litologicky sú tu vyvinuté gutensteinské a wettersteinské vápence a hlavné dolomity hronika.

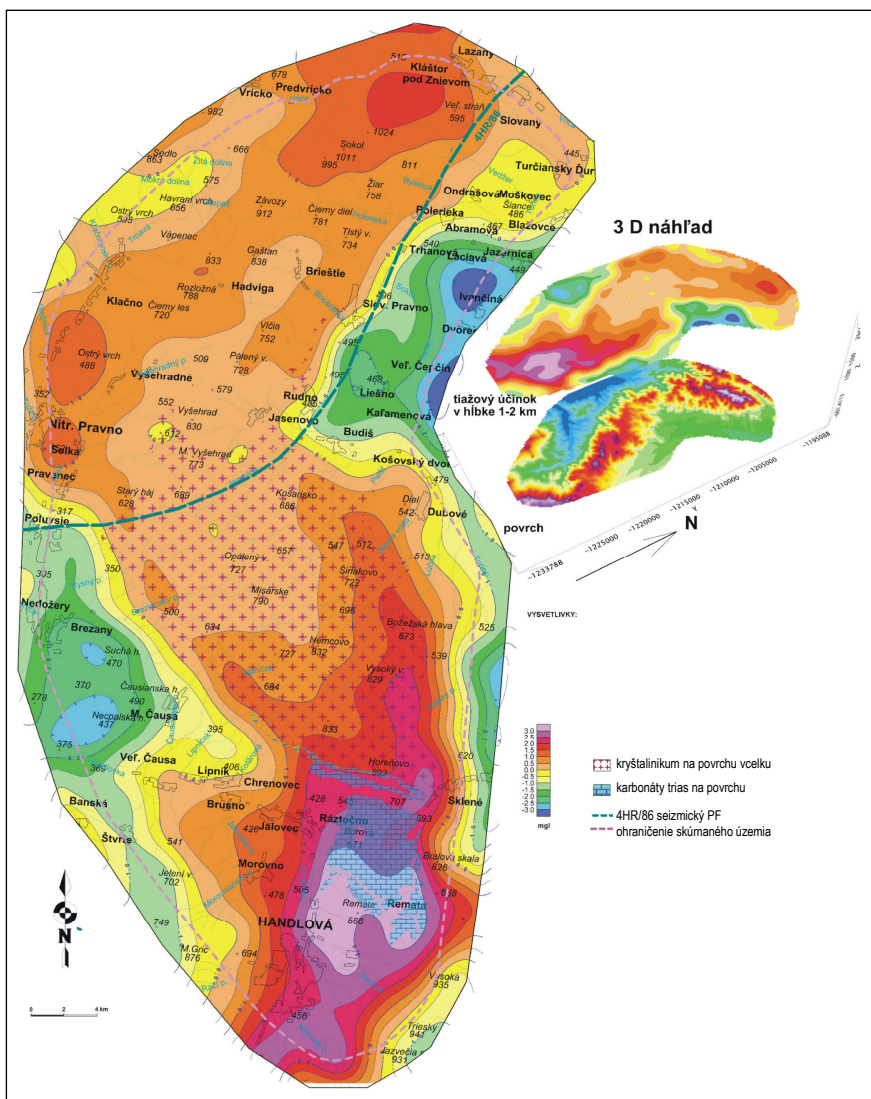
Z dvoch príľahlých kotlín sa oveľa výraznejšie prejavuje zápornými hodnotami Turčianska kotlina, kde je vyvinutý hrubší komplex ľahkých neogénnych sedimentov (ílov) než v Hornonitrianskej kotline.

Najdôležitejším zistením je však predpokladaný vývoj karbonátov v podloží kryštalinika. Tento problém podnietil analyzovanie tiažového poľa. Výsledky sú na ďalších mapách.

Odvoденá (filtrovaná) tiažová mapa, Butterworthov pásmový filter (hĺbka 1 000 – 2 000 m)

Pri analýze tiažového poľa (obr. 6-5) sme testovali niekoľko filtračných postupov. Z testovacieho procesu vyšiel podľa nášho názoru najlepšie pásmový Butterworthov filter s využitím rýchlej Fourierovej transformácie (FFT). Hodno-

ty sa transformujú z priestorovej oblasti do frekvenčnej, kde sa s nimi robia požadované úkony. Po dosiahnutí želaného výsledku sa filtrované hodnoty transformujú späť do priestorovej domény.



Obr. 6-5. Filtrovaná ťažová mapa, Butterworthov pásmový filter (účinky – hĺbka 1 000 až 2 000 m) (Ľ. Kucharič, 2014).

Na obr. 6-5 je výsledok pri približných hodnotách tiaže z hĺbky od 1 000 do 2 000 m. Vidíme, že pôvodné anomálne teleso na juhu plochy zostalo nezmenené, kým postupne smerom na sever sa rozdelilo na polohu „rybieho chvosta“. Východnejšia vetva je amplitúdovo aj priestorovo výraznejšia a siaha takmer až po Budiš. Tu je amputovaná už interpretovanou výraznou poruchou smeru V – Z.

Západná vetva nie je taká výrazná, jej zakončenie sledujeme na sever od Malej Čausy. S určitým prerušením pokračuje smerom k Nitrianskemu Pravnu. Ak podrobnejšie sledujeme vzťah tiažového poľa k nadmorskej výške, zisťujeme, že k rozdeleniu pôvodnej anomálie do určitej miery prispieva pravdepodobne aj reliéf terénu. V priestore hlavného hrebeňa pohoria – okolie kót Opáleného vrchu a Misárske – pozorujeme, že zvýšenie nadmorskej výšky o 150 – 200 m spôsobuje pokles tiažového poľa približne o 1 mgl. Tento postreh neplatí v okolí Vysokého vrchu s. od k. Horeňovo, kde by mali byť karbonáty uložené oveľa plytšie.

V severnej časti oblasti zaznamenávame opačný efekt ako v prípade pôvodnej mapy ÚBA. Výraznejšie sa prejavuje svojou karbonátovou náplňou elevácia Sokol v porovnaní s južnejšie sa nachádzajúcou eleváciou Ostrého vrchu v širšom okolí Nitrianskeho Pravna. Pomerne výrazná je aj lokálna kladná anomália v oblasti Handlová – Veľká Čausa.

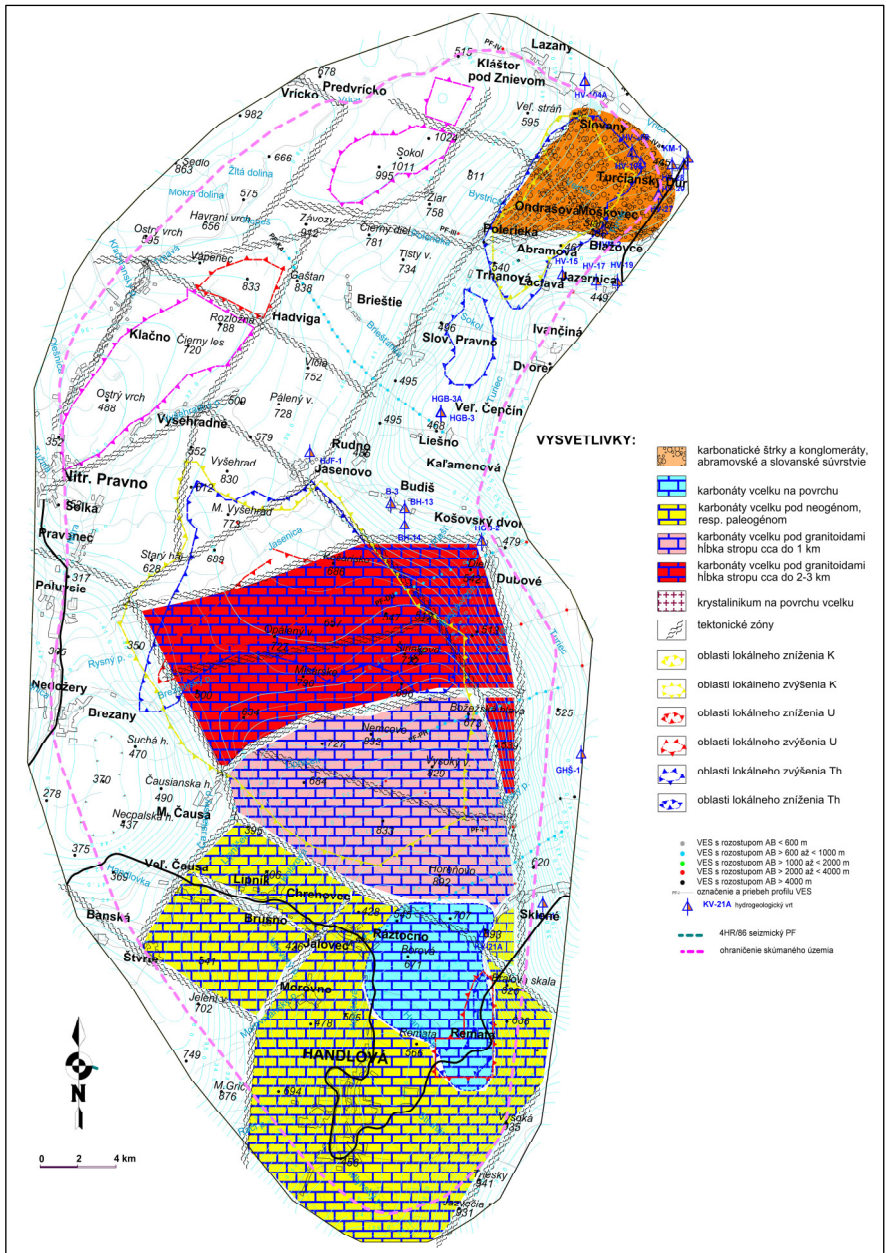
Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – MGII

Obrázok 6-6 predstavuje súhrn detegovaných interpretovaných fyzikálnych črt územia. Z hľadiska magnetického poľa predstavuje, s výnimkou lemu na južnom okraji (vývoj neogénneho vulkanizmu), územie typicky nemagnetické, prostredie, ktoré neprináša žiadnu výraznejšiu črtu v jeho konfigurácii. Preto sa týmto prostredím v interpretáciách nezaobráame.

Študované územie z hľadiska úrovne celkovej prírodnej rádioaktivity, ako aj úrovne koncentrácie prírodných rádionuklidov patrí v rámci Slovenska k „podpriemerným“. Napriek tomu však vykazuje niektoré črty, na ktoré upozorňujeme.

Koncentrácia draslíka sa mení v pomerne úzkom intervale, medzi 0,2 až 2,73 %, s mediánom 1,31 %. Napriek malému variačnému rozpätiu sú granitoidy pohoria pomerne zreteľne okontúrované vyššími hodnotami – zhruba 2 %. Nízke hodnoty koncentrácie registrujeme hlavne v geomorfologickej časti Sokol (medzi Kľačnom a Kláštorom pod Znievom) tvorenej karbonátovými komplexmi a v priľahlej časti neogénu Turčianskej kotliny v okolí obcí Abramová a Slovany. Aj karbonáty v južnej časti plochy – širšie okolie Remety – sa prezentujú nízkou koncentráciou tohto prvku.

Koncentrácia uránu sa pohybuje v intervale 1,53 – 7,27 ppm, s mediánom 2,75 ppm. Blízkosť základných stredných štatistických hodnôt napovedá o takmer normálnom rozdelení poľa koncentrácie tohto prvku. Urán neposkytuje konzistentný obraz o jeho rozdelení a príslušnosti k jednotlivým horninovým typom.



Obr. 6-6. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – MGII (L. Kucharič, 2014).

Zaujímavosťou je, že relatívne vyššími hodnotami oproti granitoidom sa prejavujú horniny v páse Nitrianske Pravno – Vyšehradné – Abramová. Keďže ide v prevažne o karbonátové triasové komplexy, je to pomerne prekvapujúce zistenie. Tie spravidla obsadzujú nižšie úrovne koncentrácie ako granitoidy, s výnimkou keuperu. Najvýraznejší anomálny objekt zaznamenávame prekvapujúco v území budovanom triasovými karbonátmi, ktoré sú v úplnej väčšine chudobné na urán (ramsauské a hlavné dolomity), a sčasti v území budovanom paleogénom v okolí Remety. Pretože konfigurácia anomálie dosahujúcej viac ako 7 ppm je v základných črtách súhlasná s konfiguráciou reliéfu terénu, predpokladáme, že ide o sekundárny jav – dodatočnú akumuláciu tohto prvku v zóne hypergenézy. (Zvyčajne býva dokázaná väzba na limonitizované partie, napr. *terra ros*y, v tomto štádiu vedomostí sa ale nevieme konkrétne vyjadriť).

Koncentrácia Th kolíše od 1,8 do 13,42 ppm. Stredná hodnota je okolo 7 ppm, čo je v západokarpatskej oblasti takisto pod priemerom. Distribúcia v histograme má mierne záporný charakter. Anomálna zóna uránu v okolí Remety sa opäť prejavuje aj v tomto prvku, ale opačným charakterom – minimálnymi hodnotami – menej ako 4 ppm. Je to v súlade s anomálnym zvýšením prítomnosti uránu. Ide o pomerne zaujímavý jav, pretože tórium sa zvyčajne hromadí v povrchových zónach akumulácií. Po dôkladnejšej analýze sa ukazuje, že priebeh anomálie nápadne smerovo koreluje s priebehom železničnej trate, a to tak v maxime uránu, ako aj v minime Th. Je teda možné, že tu zohráva úlohu aj antropogénny faktor (možný účinok spaľovania uhlia z parných lokomotív).

Granitoidný masív sa prejavuje takisto nízkym poľom koncentrácie, pričom severnejšia časť obsahuje menej tohto prvku ako južná. Takýto výrazne nízky obsah Th nie je obvyklý a môže naznačovať určité geochemické prerozdelenie, pretože tento prvok je z geochemického hľadiska veľmi stály.

Karbonátové súbory v severnej časti oblasti sa vyznačujú nízkou koncentráciou, relatívne zvýšenie registrujeme medzi Kľačnom a k. Žiar, ktoré voľne koinciduje s výskytom kriedových horninových komplexov.

Príľahlé neogénne kotliny sú hodnotovo v poli Th položené vyššie ako centrálna časť územia. Markantnejšie sa prejavuje Hornonitrianska kotlina, čo môže byť spôsobené výraznejším zvetrávaním granitoidov. V Turčianskej kotline je to oblasť východne od Slovenského Pravna, kde sú vyvinuté kvartérne svahové sedimenty. Od Abramovej až po Slovany je detegované výrazné minimum, koincidujúce s minimom K. Sú tam vyvinuté miocénne karbonatické štrky a piesky – abramovské vrstvy – a karbonatické konglomeráty – slovianske vrstvy.

Z hľadiska miery radónového rizika sa študovaná oblasť hodnotí ako nízko riziková. Jedinou výnimkou je stredne zvýšené riziko Rn v okolí Handlovej, ktoré pravdepodobne súvisí s „odvetrávaním“ bankských diel (Čížek et al. in Kubeš et al., 2001).

Na mape sú dominantné štruktúry zistené interpretáciou tiažového poľa – karbonáty, ktoré sa od svojho povrchového vystupovania v širšom okolí Remety postupne ponárajú pod kryštalinikum pohoria. Ťažké karbonáty sú rozhodujúcim geologickým súborom formujúcim tiažové pole. Príslušnosť tohto komplexu k jednotlivej tektonickej jednotke nie je možné v tomto štádiu stanoviť, berieme ho ako celok. Z povrchových údajov môžu byť do istej miery zaujímavé vymedzené variácie obsahu rádioaktívnych prvkov hlavne v kryštalinickej časti pohoria. Snáď by mohli byť určitým kritériom pri podrobnejšej petrografickej charakteristike tohto komplexu. V severnej časti územia sa výrazne zredukovanými hodnotami Th a K prejavuje oblasť budovaná abramovskými a slovianskymi vrstvami. Tieto hodnoty minimálnej koncentrácie sa pripisujú karbonatickej zložke, ktorá je v uvedených vrstvách prevažujúca.

Anomálny obsah U pri zníženom obsahu Th v južnej časti oblasti v karbonatickom prostredí je pozoruhodný, ale je možné, že môže byť spôsobený aj antropogénnym faktorom – železničný tunel na trati Handlová – Sklené. V každom prípade ide o zistenie, ktorého bližšie overenie by si zasluhovalo ďalšie štúdium.

Vzhľadom na litologickú náplň územia (okrem okrajových vulkanitov Kremnických vrchov a Vtáčnika v južnej časti) sme do mapy nezakomponovali magnetické črty, pretože v podstate absentujú, a to tak v povrchových, ako aj v hlbinných horizontoch študovaného územia.

Záver

Najdôležitejším zistením pri spracovaní geofyzikálnych údajov je interpretácia z hľadiska hustoty „ťažšieho“, pravdepodobného karbonátového komplexu pod granitoidmi. Vychádza z postulátu, že maximum tiažovej anomálie v priestore, kde karbonáty ako ťažké horniny sú na povrchu, pomerne pomaly vyznieva smerom na sever. To vedie k úvahám o ich postupnom ponáraní pod granitoidy, ktoré sú na povrchu a ktoré zaraďujeme medzi „ľahké horniny“. Je to veľmi preukázateľné v tiažovom poli a dá sa interpretovať aj na seizmickom profile prechádzajúcom územím. Predpokladaná karbonátová doska navádza na potrebu reinterpretovať geologickú pozíciu pohoria Žiar ako jadrového pohoria v klasickej ponímaní. Je nesporné, že v ďalšom pokračovaní do hĺbky (pod predpokladanou karbonátovou doskou) sú granitoidy zásadne acidného charakteru. Ich výskyt, aký je v súčasnosti známy na povrchu, predstavuje len tektonickú šupinu nachádzajúcu sa na karbonátovej platni hronika. Vychádzajúc z doterajších znalostí o fyzikálnych vlastnostiach hornín, nemáme zatiaľ alternatívu interpretácie. Keby sme predpokladali výskyt bázickejších magmatických hornín v tomto priestore vo väčšej hĺbke, muselo by sa to odzrkadliť v pestrejšom, resp. kontrast-

nejšom charaktere magnetického poľa. To je však v študovanom území úplne sterilné. Je možné, že naše znalosti o fyzikálnych vlastnostiach hornín sú do istej miery limitované, a preto tento interpretačný záver možno považovať za určitú výzvu na ďalšie štúdium tohto územia. Naša interpretácia má okrem riešenia základnej geologickej stavby aj praktický význam, a to hlavne v súvislosti s možnosťou potenciálneho získavania geotermálnej vody. Samozrejme, na overenie takejto reality by bol potrebný hlboký vrt.

Ostatné geofyzikálne črty nie sú výrazné. Celá oblasť je prakticky „nemagnetická“ (s výnimkou okrajov plochy, kde sú zastúpené neogénne vulkanity, a teda predstavuje územie s typickým kôrovým charakterom.

Aj koncentrácia prírodných rádionuklidov je v rámci Slovenska podpriemerná. Určité variácie hodnôt koncentrácie Th a K v kryštaliniku by mohli byť návodom na presnejšie petrografické zaradenie. Anomálne zvýšený obsah uránu pri súčasne zníženom obsahu tória v okolí Remety by mohol byť predmetom cieleného výskumu. Do pozornosti dávame aj výrazne nízku koncentráciu tória v granitoidoch.

Pri vyčleňovaní tektonických porúch sme nevyužili dôsledne všetky geofyzikálne indikácie, pretože údaje získané z hlbších úrovní sa obťažne zosúladujú s povrchovou geologickou stavbou. Mapa digitálneho reliéfu terénu však môže byť určitým pomocným prostriedkom pri vyčleňovaní najmä mladej zlomovej tektoniky.

7. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY, CHEMICKÉ ZLOŽENIE A KVALITA PODZEMNEJ VODY POHORIA ŽIAR A PRÍĽAHLEJ OBLASTI

V kapitole je venovaná pozornosť predovšetkým zhodnoteniu a charakteristike základných hydrogeologických a hydrogeochemických vlastností podzemnej vody formujúcej sa v pohorí Žiar a príľahlej oblasti. Dôraz pri interpretácii výsledkov sa kladie na kvantitatívne charakteristiky, ako aj chemické zloženie a kvalitatívne vlastnosti rôznych genetických typov podzemnej vody.

Hydrogeologická charakteristika

Klimatické, geologické a geomorfologické pomery pohoria Žiar vytvárajú základný rámec a podmienky na infiltráciu, transport, akumuláciu a výstup podzemnej vody na povrch. Geologická stavba pohoria a príľahlej oblasti vytvára predpoklady na skrytý prestup podzemnej vody obiehajúcej v hydrogeologických štruktúrach pohoria do horninového prostredia Turčianskej, Handlovskej a Prievidzskej kotliny. Prítomnosť vysoko priepustných karbonátových hornín v severnej a južnej časti pohoria podmieňuje vznik využiteľných a využívaných zdrojov podzemnej vody, viazaných hlavne na krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry pohoria.

Hydrogeologická charakteristika horninového prostredia

Schopnosť hornín prijať infiltrovanú zrážkovú vodu, zapojiť ju do hlbšieho obehu, akumulovať a vytvárať sústredené výstupy podzemnej vody je pri jednotlivých typoch rôzna. Na relatívne malej ploche skúmaného územia je zastúpená pestrá škála horninových typov takmer všetkých stupňov chronostratigrafickej tabuľky fanerozoika. Horninové prostredie budujú horniny kryštalinika (hlavne hrubozrnné porfyrické granity až granodiority, miestami stredozrnné biotitické granodiority a biotitické ruly), mezozoika (karbonáty, menej bridlice a kremenec), paleogénu (flovce, pieskovce, zlepenec), neogénu (pieskovce, striedanie pieskov a ílov, magmatické a pyroklastické horniny) a kvartéru (fluviálne, proluviálne a deluviálne sedimenty).

Na území pohoria Žiar vyčleňujeme nasledujúce základné hydrogeologické komplexy a celky, odlišujúce sa navzájom spôsobom infiltrácie, sústredenia a odtoku podzemnej vody:

- komplex hydrogeologického masívu (hydrogeologické celky kryštalinika, kremencov spodného triasu, pestrých a slienitých vápencov vrchného triasu, jury a kriedy a kvartérnych svahovín),

- krasovo-puklinový komplex (hydrogeologický celok triasových karbonátov mezozoika),
- komplex regionálnych izolátorov (hydrogeologické celky verfenských a keuperských bridlíc, ílovcov a pieskocov lunzských vrstiev),
- komplex paleogénnych sedimentov Handlovskej kotliny (hydrogeologické celky paleogénnych bazálnych zlepcov borovského súvrstvia, ílovcov a pieskocov hutianskeho a zubereckého súvrstvia a pieskocových vrstiev bielopotockého typu),
- komplex neogénnych sedimentov Handlovskej kotliny – čausianske súvrstvie, handlovske súvrstvie, košské (predtým nesprávne košianske) súvrstvie, lehotské a lelowské súvrstvie,
- komplex neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny – blažovské súvrstvie, pravnianske vrstvy, martinské súvrstvie, budišské súvrstvie a slovianske súvrstvie,
- komplex neovulkanitov (hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov Kremnických vrchov a Vtáčnika),
- komplex kvartérnych sedimentov (hydrogeologické celky fluviálnych sedimentov, proluviálnych náplavov a deluviálnych sedimentov).

Hydrogeologické **komplexy hornín hydrogeologického masívu** sú budované komplexmi spevnených hornín bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvového typu. Schopnosť sústredeného odvodňovania prostredníctvom prameňov je nízka (asi 11 prameňov na 1 km²) a možnosť na vodárenské využitie je obmedzená väčšinou na individuálne lokálne potreby. V skúmanom území bolo zdokumentovaných v hydrogeologickom celku kryštalinika 692 prameňov na ploche 63,7 km². Výdatnosť prameňov v granitoidoch sa pohybovala v intervale od 0,01 l · s⁻¹ do 1,2 l · s⁻¹, s priemernou výdatnosťou 0,12 l · s⁻¹ (Černák et al., 2004). Výdatnejšie pramene sú sústredené v hrebeňovej časti masívu, menšia početnosť prameňov je v západnej časti masívu so strmším sklonom terénu. V silne zvetranej povrchovej zóne do hĺbky zhruba 10 – 15 m sa kombinuje medzizrnová a puklinová priepustnosť. Hrúbka kvartérneho elúvia vo vrte RAO-4, ktorý bol situovaný na hrebeni (lokalita Štyri chotáre), dosahovala 4 m, zóna intenzívneho zvetrania granitov dosahovala do 12 m (Kováčik et al., 2001). Do hĺbky asi 40 – 50 m je zóna zvýšeného rozpukania, v ktorej sa uplatňuje puklinová priepustnosť. Hodnoty koeficientu prietochnosti zo stúpacích skúšok vo vrte RAO-4 (1,18 · 10⁻⁵ – 3,55 · 10⁻⁵ m² · s⁻¹) sú zatiaľ jediné presnejšie stanovené hodnoty koeficientov prietochnosti granitoidov v študovanom území (Helma in Kováčik et al., 2001). Merný odtok podzemnej vody horninového celku kryštalinika (granitoidy a biotitické pararuly) v oblasti Žiaru sa pohybuje v intervale 0,87 – 6,48 l · s⁻¹ · km⁻² (Bubeník et al., 1976; Dovina et al., 1985; Franko et al., 1993; Vandrová et al., 1999; Kováčik et al., 2001; Černák et al., 2004). Na účely zostrojenia hydrogeologických máp bol tento horninový celok najčastejšie zara-

dený v intervale $1 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Bubeník et al., 1976; Franko et al., 1993; Černák et al., 2004; Černák et al., 2012). K lúžňanskému súvrstviu bola priradená hodnota merného odtoku podzemnej vody $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a k hydrogeologickému celku pestrých vápencov $q \leq 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Vandrová et al., 1999), resp. $2,2 - 7,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. K hydrogeologickému celku kvartérnych svahovín bola priradená hodnota koeficientu prietočnosti $T = 3 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Polák, 1997).

Vodohospodársky zaujímavé využiteľné množstvo podzemnej vody sa v pohorí Žiar viaže na **karbonátové hydrogeologické štruktúry krasovo-puklinového komplexu**. Karbonátové horniny sa odvodňujú sústredeným odtokom podzemnej vody prostredníctvom prameňov (asi 5 prameňov na 1 km^2) a hydrogeologických vrtov (Černák et al., 2004). Najvyššie hodnoty prietočnosti v skúmanom území majú gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, ktoré sú hlavným a najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v oblasti. Dolomity (ramsauské a hlavné) budujú prevažne centrálné časti hydrogeologických štruktúr spolu s podložnými gutensteinskými karbonátmi. Odkryvy v dolomitoch preukazujú ich silné tektonické porušenie. V dôsledku toho sa v povrchových polohách rozpadávajú na drobné úlomky, piesok až prach. Zvýšený rozpad dolomitov je možné pozorovať hlavne v zónach zlomových porúch a v povrchových častiach ho umocňuje aj intenzívne zvetrávanie. Do hĺbky 10 – 15 m sa uplatňuje v prevažnej miere medzizrnová priepustnosť. V hlbších úrovniach nadobúda prevahu puklinová priepustnosť s podielom medzizrnovej priepustnosti hlavne v tektonicky podvrvených zónach. V karbonátoch stredného a vrchného triasu tatrika, fatrika a hronika zdokumentovali Černák et al. (2004) 192 prameňov (na ploche $47,19 \text{ km}^2$). Pramene dosahujú maximálnu výdatnosť od zhruba $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ do $62,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (prameň Vyšehradné). Mnohé z výdatných prameňov sa vodárensky využívajú. Celkové množstvo podzemnej vody vystupujúcej z prameňov hydrogeologického celku karbonátov stredného a vrchného triasu tatrika, fatrika a hronika predstavuje $271,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe získaných poznatkov bolo možné k tomuto prostrediu priradiť najvyšší stupeň koeficientu prietočnosti na úrovni $T > 3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Černák et al., 2004). V južnej časti územia Kullman (1990 in Franko et al., 1993) stanovil merný odtok podzemnej vody z triasových vápencov a dolomitov fatrika $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a z dolomitov a vápencov triasu hronika $10,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Hydrogeologické komplexy **regionálnych izolátorov** usmerňujú cirkuláciu podzemnej vody najmä v triasových karbonátoch. Na ich styku vyviera podzemná voda vo forme vrstvových prameňov. K hydrogeologickým celkom karpatského keuperu, verfénskych a lunzských vrstiev bola priradená nízka hodnota merného podzemného odtoku, $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Ich zaradenie vyplýva jednak z terénnych meraní, jednak zo všeobecne známych analogických poznatkov o týchto súvrstviach, ktoré obvykle tvoria izolátory (Černák et al., 2004).

V bazálnych paleogénnych dolomitických brekciách a zlepencoch borovského súvrstvia hydrogeologického komplexu *paleogénnych sedimentov Handlovskej kotliny* stanovili Franko et al. (1993) hodnotu prietochnosti $T = 6,99 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (z 3 vrto). V horninách flyšového paleogénu zastúpeného okrajovým (terchovským), hutianskym a zubereckým súvrstvím, boli v pripovrchovej zóne vypočítané hodnoty prietochnosti $T = 9,85 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (v 2 vrtoch 5 odskúšaných úsekoch) a v hlbších úsekoch $T = 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (v 5 vrtoch 6 odskúšaných úsekoch). Na základnú hydrogeologickú mapu (Černák et al., 2004) boli použité hodnoty koeficientu prietochnosti z pripovrchovej zóny v rozpätí $1 \cdot 10^{-6}$ až $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. K pieskovcovým vrstvám bielopotockého typu bolo na základe analógie priradené rozpätie hodnôt koeficientu prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-4}$ až $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Franko et al., 1993; Černák et al., 2004). Samostatná hodnota koeficientu prietochnosti v blízkosti skúmaného územia pochádza zo stúpavej skúšky vrtu ČH-1 v Malej Čause, a to $T = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Marcin in Černák et al., 2012). Priebeh čiary stúpavej skúšky poukazuje na zložitosť a nerovnorodosť hydrogeologického prostredia. Je to pravdepodobne spôsobené zmenami vo faciálnom vývoji a tektonickom porušení vrstiev bielopotockého typu a zubereckého súvrstvia. V paleogénnych sedimentoch bolo zdokumentovaných 18 prameňov na ploche $9,21 \text{ km}^2$.

Komplex neogénnych sedimentov Handlovskej kotliny:

Čausianske súvrstvie ako celok tvorí izolátor tvorený prachovcami („šlírmi“), ílmi a ílovcami. Tieto sedimenty boli odskúšané na 3 vrtoch v 4 úsekoch pri prieskume nováčkeho uhoľného ložiska (Franko a Gazda et al., 1968, in Franko et al., 1993; Franko, 1970, in Franko et al., 1993). Ich index prietochnosti sa pohyboval od 1,49 do 2,04 ($T = 3,09 \cdot 10^{-8} - 6,36 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Handlovske súvrstvie môžeme charakterizovať ako tufitické pieskovce, prachovce a tufity s uhoľnými sľoymi, ktoré tvoria produktívne vrstvy Handlovsko-nováčkej uhoľnej panvy. Košské súvrstvie môžeme charakterizovať ako ílovcovo-tufitické súvrstvie. Z hydrogeologického pohľadu ide o nepriepustné súvrstvia tvoriace izolátor. Franko et al. (1993) prisúdili k týmto súvrstviam hodnotu $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Lehotské a lelovské súvrstvie majú podobné zloženie. Tvoria ich štrky, piesky, íly a rozpadavé zlepence. V rámci terciérnych sedimentov predstavujú tieto súvrstvia najvýznamnejší hydrogeologický celok hlavne v podloží kvartérnych sedimentov rieky Nitry v oblasti pri Prievidzi (mimo skúmaného územia). Franko et al. (1993) vyhodnotili 48 vrto z 3 oblastí:

- z neogénu pod kvartérom v oblasti nad Prievidzou (10 vrto) – $Y = 5,56$, $T = 3,63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,
- z neogénu pod kvartérom v Prievidzi (11 vrto): $Y = 6,36$, $T = 2,29 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,
- z neogénu pod kvartérom v oblasti pod Prievidzou (24 vrto): $Y = 5,36$, $T = 2,29 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Na účelovú hydrogeologickú mapu Handlovskej kotliny použili Černák et al. (2012) analógiou z priľahlého územia podľa uvedených charakteristík rozptätie hodnôt prietochnosti $1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Komplex **neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny** (vrátane jednotiek susediácií s vymedzeným regiónom Žiaru):

Blažovské súvrstvie predstavuje samostatný hydrogeologický celok (hrúbka do 30 m). Tvoria ho piesčité štrky a piesky so štrkami alebo piesky, ojedinele polohy vápnitých ílov (až siltov), zväčša piesčitých, s medzizrnovou priepustnosťou. Pramene majú sutinový a sutinovo-puklinový pôvod, ich výdatnosť je obvykle menšia ako $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ojedinele je do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe údajov z dvanástich vrtov bola stanovená hodnota koeficientu prietochnosti $T = 1,42 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Michalko et al., 2005).

Pravnianske vrstvy tvoria jemne piesčité („silty“) vápnité íly s hrúbkou vrstiev zhruba 60 – 70 m s medzizrnovou priepustnosťou. V Turčianskej kotline sa v danom hydrogeologickom celku nenachádza žiadny vrt a nie je zdokumentovaný žiadny prameň. Michalko et al. (2005) priradili k tomuto celku priemernú hodnotu $T = 5,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Martinské súvrstvie predstavujú íly s rôznym podielom piesčitej prímеси. Drobnozrnné až strednozrnné karbonatické zlepenice tvoria niekoľkokometrové polohy uprostred ílov. Hrúbka súvrstvia je premenlivá, od niekoľko desiatok až do sto metrov. Pre toto súvrstvie je charakteristická medzizrnová priepustnosť. V Turčianskej kotline v tomto súvrství Michalko et al. (2005) zdokumentovali 7 sutinových prameňov (v celej Turčianskej kotline) s výdatnosťou do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, maximálne do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe údajov z ôsmich vrtov Michalko et al. (2005) uvádzajú hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Budišské súvrstvie má charakter výplavového kužela, ktorý tvoria piesky – pieskovce arkózovitého charakteru – od rozpadavých (Budiš, Dubové) po spevnené (Rudno) s medzizrnovou priepustnosťou. Michalko et al. (2005) zdokumentovali 8 prameňov, zväčša sutinových, s nízkou výdatnosťou, výnimočne do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Michalko et al. (2005) uvádzajú hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 5,13 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Slovianske súvrstvie tvoria brekcie, zlepenice až balvanovité zlepenice s občasnými polohami pieskovcov s medzizrnovou priepustnosťou. Hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 9,44 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (s variabilitou $T_{\text{var}} = 0,36$) uvádzajú Michalko et al. (2005) na základe údajov z hydrodynamických skúšok na 15 vrtoch.

Hydrogeologický **komplex neogénnych vulkanitov** Kremnických vrchov má puklinovú, puklinovo-medzizrnovú a medzizrnovú priepustnosť. Puklinová priepustnosť prevláda najmä v andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovcoch, tufitických siltovcoch a ílovcach. Medzizrnová prie-

пустnosť prevláda v tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách. V neogénnych vulkanických horninách bolo zdokumentovaných 69 prameňov (na ploche 3,86 km²) s prevažne rozptýleným výtokom podzemnej vody (asi 18 prameňov na 1 km²). Výskyt výdatnejších prameňov je na čelách lávových prúdov, prípadne v tektonickej línii narazenej „Bralským“ tunelom. Maximálna výdatnosť prameňov vo vulkanitoch sa pohybuje v intervale od 0,5 do 40,56 l · s⁻¹ („Bralský tunel“).

Na základe spracovania údajov z 15 vrtov (z vulkanických formácií v Kremnických vrchoch) uvádzajú Michalko et al. (2005) hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 2,31 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podzemný odtok vo vybraných povodiach vulkanitov Vtáčnika vyčlenili Dovina et al. (1985) Fosterovou metódou. Z andezitov Vtáčnika stanovili rozpätie 7 – 10 l · s⁻¹ · km⁻² a z ostatných hornín rozpätie 3 – 4 l · s⁻¹ · km⁻². Franko et al. (1993) použili pri zostavení mapy hodnotu 3 – 6 l · s⁻¹ · km⁻². Auxt et al. (1997) priradili k neovulkanitom Kremnických vrchov v oblasti južne od Skleného hodnotu $T = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na účelovej hydrogeologickej mape použili Černák et al. (2012) v andezitoch Vtáčnika rozpätie merného odtoku podzemnej vody 6 – 9 l · s⁻¹ · km⁻² a v ostatných neovulkanických horninách 3 – 6 l · s⁻¹ · km⁻².

Hydraulické vlastnosti v **komplexe kvartérnych sedimentov** závisia hlavne od ich hrúbky a miery zahĺbenia sedimentárneho materiálu. Spomedzi sedimentov kvartéru sú najdôležitejšie fluvialne náplavy. Veľká heterogenita zrnitosti zloženia, malá hrúbka náplavov, ako aj malá šírka aluviálnych nív a v súčasnosti aj znečistenie podzemnej vody spôsobujú, že z vodárenského hľadiska majú tieto sedimenty malý význam. Podobne deluviálne sedimenty majú menší plošný rozsah, aj ich hrúbka je malá a z vodárenského hľadiska môžu mať lokálny význam len v spojení s horninovým komplexom hydrogeologického masívu. V kvartérnych sedimentoch bolo zdokumentovaných 71 prameňov (na ploche 18,41 km²), prevažne vo svahových a fluvialných sedimentoch.

Fluvialne piesčité sedimenty až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov (holocén) sú v skúmanom území vyvinuté hlavne v alúviách tokov, napr. Handlovky, Hraničného potoka, prípadne menších tokov na strane Handlovskej a Prievidzskej kotliny a dolinných nív Turca a jeho prítokov na strane Turčianskej kotliny. V alúviu Handlovky boli zostrojené vrty HGJ-1 v Jalovci a HGR-1 v Ráztočne. Vo vrte HGJ-1 bol vypočítaný koeficient prietochnosti $T = 1,99 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $k = 3,316 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988a), vo vrte HGR-1 koeficient prietochnosti $T = 4,12 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $k = 7,49 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988b). Kvartér Handlovky zaradil Franko (et al., 1993) do vysokej triedy prietochnosti s veľkou variabilitou (podľa priemernej hodnoty (6 vrtov) indexu prietochnosti $Y = 6,2$, resp. odhadu prietochnosti $T = 4,57 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Príčinou je litologické zloženie hornín (prevažne pelity paleogénu, čausianskeho a koškého súvrstvia, ako aj zvetrávanie neovol-

kanitov), takže štrky sú viac zahlienené. Na strane Turčianskej kotliny je hydrogeologický celok fluviálnych sedimentov dolinných nív vyhodnotený na základe údajov z 85 vrtov. Fluviálne sedimenty nivy horného Turca a ostatných tokov boli charakterizované koeficientom prietochnosti $T = 7,14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Michalko et al., 2005).

K hydrogeologickému celku kvartérnych terás na základe analýzy 63 vrtov priradili Michalko et al. (2005) koeficient prietochnosti $T = 3,63 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou 1,015.

Z hydrogeologického celku náplavového kužeľa (proluviálnych sedimentov) bola v Turčianskej kotlině na základe analýzy údajov z 24 vrtov vypočítaná hodnota koeficientu prietochnosti $T = 2,94 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s variabilitou 0,91 (Michalko et al., 2005).

Výnimočné postavenie medzi prameňmi má prameň na jz. konci obce Ležiacich (mimo študovaného územia). Je tu viacero prameňov, ktoré vyvierajú na styku kužeľa s relatívne nepriepustným podložíom. Michalko et al. (2005) tu dokumentujú $44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, ktorá tu vystupuje na povrch. Z hydrogeologického celku fluviálnych sedimentov diviackeho kužeľa na ľavej strane Turca medzi Dubovým a Skleným udávajú Michalko et al. (2005) podľa údajov z 10 vrtov hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 1,23 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

K proluviálnym sedimentom tokov tečúcich z pohoria Žiar do Handlovskej a Prievidskej kotliny prisúdili Franko et al. (1993) koeficient prietochnosti $T < 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, kde skrytý prírastok podzemnej vody je takmer nulový a sedimenty nemajú významnú hydrogeologickú funkciu.

Deluviálne sedimenty v Handlovskej kotlině (pleistocén, pleistocén – holocén) tvoria v zosuvoch hlinito-kamenitý materiál s balvanmi a blokmi horninového komplexu, zosuvné bloky horninových komplexov a hlinito-kamenité a kamenité (blokové) zosuvy. Hliny, ako aj sprašové hliny dosahujú $T < 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Franko et al., 1993). Z deluviálnych sedimentov v Turčianskej kotlině stanovili Michalko et al. (2005) na základe spracovania údajov z 13 vrtov hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 4,82 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Obeh a režim podzemnej vody

Obeh podzemnej vody v **hydrogeologickom masíve** je sústredený prevažne do prípoверхovej zóny (elúvií a deluviálnych svahových sutín) s vyššou prietochnosťou a medzizrnovým typom priepustnosti a do puklinových zón (granitoidov a metamorfítov) s oveľa nižšou priepustnosťou. So zväčšovaním hĺbky priepustnosť klesá a mení sa v závislosti od tektonického porušenia. Podzemná voda dotuje priamo sedimenty výplne Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny, resp. vystupuje na povrch v úrovni miestnej erozívnej základne. V období sucha je hojné sťahovanie výverov do nižších častí svahu a obeh podzemnej vody

prebieha hlavne v sutinovom pokryve. Podľa Bubeníka et al. (1976) územie budované kryštalinikom má v skúmanej oblasti veľký význam ako infiltračné územie vody prestupujúcej do kotliny.

Obeh podzemnej vody v krasovo-puklinovom hydrogeologickom komplexe bol pri zostavovaní hydrogeologickej mapy (Černák et al., 2004) rozdelený na samostatne vyčlenené štruktúry podľa Poláka (1997).

Hydrogeologickú štruktúru *tatrika žiarskej sukcesie* tvoria podľa Poláka (1997) samostatné čiastkové hydrogeologické štruktúry Solky, Jasenova a štruktúra medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou (obr. 7.1).

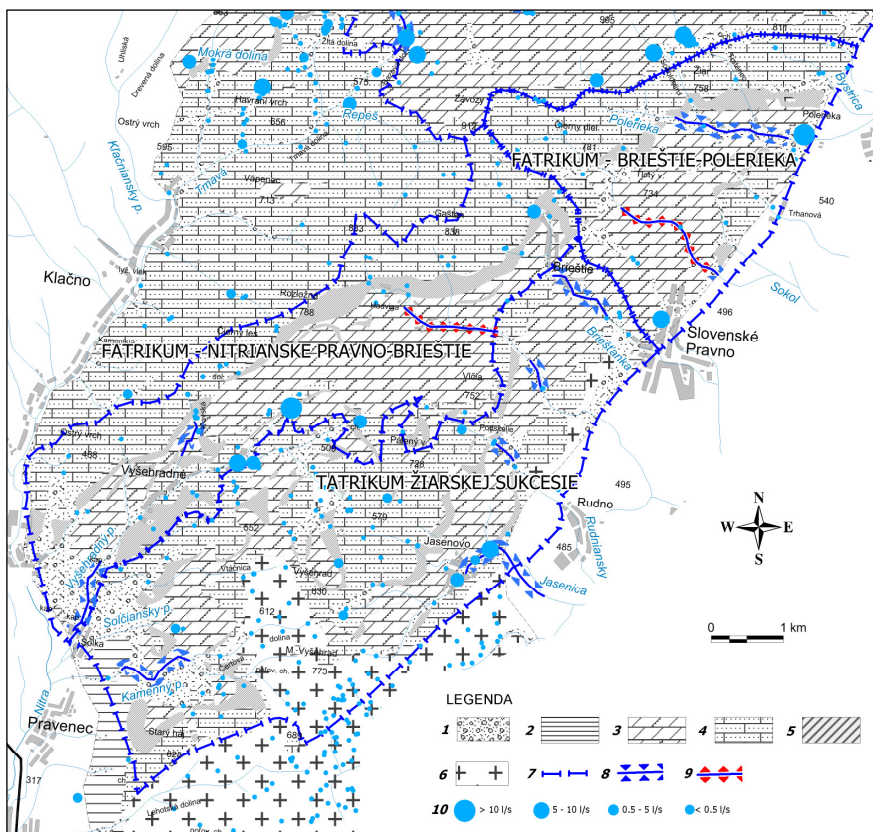
Hlavným kolektorom *čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Solky* sú karbonáty stredného triasu. Podstatná časť podzemnej vody týchto hornín sa odvádza prameniskom Solka ($22 - 38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) na ich tektonickom styku s neogénnou výplňou (Polák, 1997). *Čiastková hydrogeologická štruktúra Jasenovo* predstavuje blok kryštalinika a obalovej sukcesie a gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov. Odtok podzemnej vody je sústredený hlavne v pramenných výveroch v doline Jasenovského potoka, kde sa zistil prítok vrátane prameňov v rozsahu $6,1 - 41,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Polák, 1997; Černák et al., 2004). Ďalší výstup podzemnej vody je v plošnom pramenisku Teplica na sv. okraji obce, kde bolo zdokumentovaných $7,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Čiastkovú hydrogeologickú štruktúru medzi Rudnianskym potokom a Briešťankou predstavujú strednotriasové vápence a dolomity. Priamo v štruktúre sa nezaznamenali väčšie sústredené výstupy podzemnej vody v pramenných výveroch. Odtok podzemnej vody sa uskutočňuje prostredníctvom drenážneho účinku povrchových tokov, ktorých doliny sú založené na zlomoch. Polák (1997) zdokumentoval v časti povodia Rudnianskeho potoka merný odtok podzemnej vody $4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pomerne nízka hodnota môže byť spôsobená menším zastúpením strednotriasových karbonátov. Nie je vylúčený ani odtok podzemnej vody po zlomovom systéme k pramenisku minerálnej vody v Budiši.

Rozčlenenie *fatrika* severnej časti skúmaného územia na dve štruktúry vyplýva z výrazného oddelenia zlomovým pásmom v doline Briešťanky (obr. 7.1).

Hydrogeologická štruktúra fatrika Nitrianske Pravno – Brieštie je významný hydrogeologický celok kvôli rozsiahlemu výskytu strednotriasových vápencov a dolomitov. Štruktúra sa podľa Poláka (1997) delí na samostatné čiastkové hydrogeologické štruktúry Ostrého vrchu, hlavnej časti križňanského príkrovu v úseku Kravská dolina – Brieštie a spodnej kryhy križňanského príkrovu. Pri obehú podzemnej vody zohráva významnú úlohu tektonické porušenie. Hlavný smer prúdenia podzemnej vody je z lokality Hadviga (potok Lúčky) k doline Vyšehradného potoka. Tektonická pozícia dvoch kryh fatrika umožňuje komunikáciu podzemnej vody medzi vrchnou a spodnou kryhou. V juhozápadnej časti štruktúry sa predpokladá odtoková otvorenosť na okrajovom pravnianskom zlome (Polák, 1997). Prevažná časť podzemnej vody zo štruktúry sa odvádza

v zachytenom prameni Vyšehradné [Q(SHMU_{priemer} (1987 – 2004) 62,86 l . s⁻¹].
 Ďalšie pramene odvodňujúce štruktúru [pri chate OSP Q(SHMU_{priemer} (1987 – 2004) = 6,04 l . s⁻¹, Vyšehradné, SAD Q(3. 6. 2004) = 6,1 l . s⁻¹] majú nižšiu výdatnosť.



Obr. 7.1. Hydrogeologické štruktúry tatrika a fatrika v severnej časti pohoria Žiar (spracované podľa Poláka, 1997).

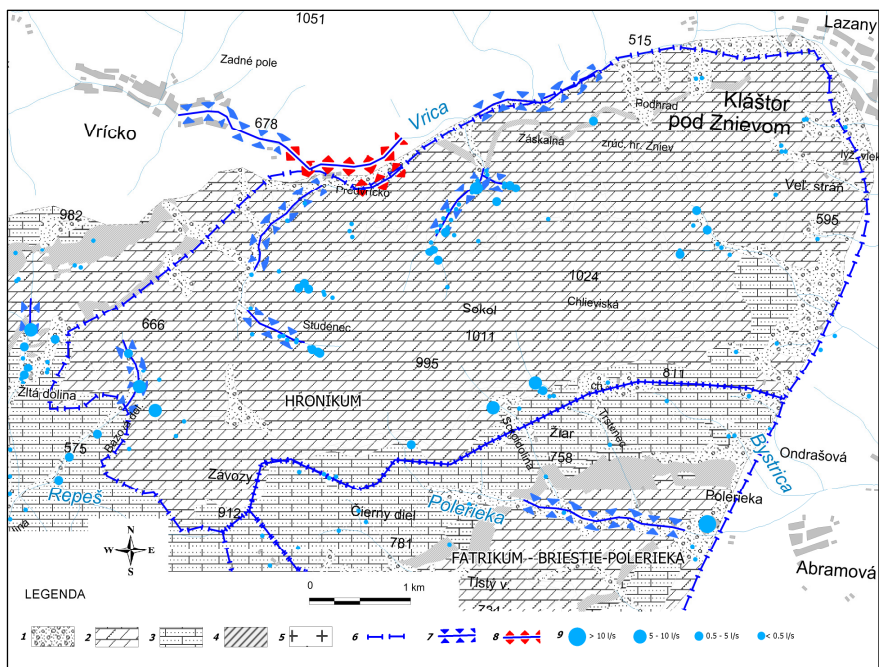
1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – paleogénne a neogénne sedimenty panvy, izolátor (ílovec), puklinová priepustnosť (pieskovce, zlepenec); 3 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 4 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 5 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 6 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 7 – ohraničenie hydrogeologickej štruktúry; 8 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 9 – straty vody z povrchového toku; 10 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti.

Hydrogeologická štruktúra fatrika medzi Brieštím a Poleriekou buduje sv. časť hydrogeologického rajónu s tektonickým obmedzením oproti predchádzajúcim štruktúram a Turčianskej kotline. Úsek medzi Briešťankou a potokom Sokol je v tektonickom kontakte s neogénnou výplňou kotliny. Na S a SZ ich lemuje súvislá poloha hornín karpatského keuperu a silne zredukované súvrstvia jury (kopienecké a allgäuske vrstvy), v nadloží s hrubšími polohami kriedových sedimentov (sliene, slieňovce, flyšové súvrstvie). Celý tento komplex sa javí ako izolátor medzi stredotriasovými karbonátmi v štruktúre a karbonátmi vyšších príkrovov hronika. Otvorená ostáva otázka hydrogeologickej funkcie systému zlomov smeru SZ – JV. Poruchové zóny vytvárajú preferenčné cesty prúdenia podzemnej vody do výverovej oblasti prameňa Jazero v Polerieke. Prameň vyviera na tektonickom styku karbonátov a nepriepustných neogénnych sedimentov. Predpokladá sa, že tento prameň odvodňuje prevažne celú hydrogeologickú štruktúru a svojou výdatnosťou reprezentuje zhruba podzemný odtok z povodia potokov Trhanová a Sokol. Podzemná voda má hlbší obeh, čo sa odráža aj vo zvýšenej teplote vody z prameňa (10 – 12 °C) (Polák, 1997).

Severnú časť študovaného územia buduje **hronikum**, ktoré sa na severnej hranici stýka v doline potoka Vríca so slienitými vápencami kriedy fatrika (obr. 7.2). Karbonátový komplex považského a znievskeho príkrovu, v minulosti označovaný ako chočský príkrov a troska Studenca (Rakús et al., 1989), vytvára synklinálu, tvorenú najmä dolomitmi a sčasti vápencami hlavne pri južnom okraji príkrovu. Leží na nepriepustných súvrstviach nižšieho príkrovu fatrika. Meranie prietoku overilo vysoké skryté prírastky v úseku medzi prameniskom Vrícko I a osadou Predvrícko, kde na úseku zhruba 900 m vzrástol prietok o 24 l . s⁻¹. Skrytý prítok na hlavnom toku Vríce v úseku Vrícko – Predvrícko bol asi 13 l . s⁻¹ (Černák et al., 2004). Po vstupe toku do alúvia na jeho hornom úseku nastáva infiltrácia z povrchového toku do kvartérnych náplavov Vríce. Meraním prietoku sa overila celková strata na dĺžke asi 1,5 km (medzi Predvríckom a dolinou Studenca) okolo 34,9 l . s⁻¹. V úseku od doliny Studenca sa opäť zaznamenal skrytý prírastok v celkovej hodnote 46,2 l . s⁻¹.

Predpokladá sa aj prestup značnej časti podzemnej vody v oblasti medzi Ondrašovou a Kláštorom pod Znievom v množstve 100 – 200 l . s⁻¹ (Tužinský et al., 1975; Kullman et al., 1978). Na základe úsekového merania prietoku a chemického zloženia podzemnej vody vystupujúcej v prameňoch v Ležiachove Michalko et al. (2005) vyslovili predpoklad o prestupe podzemnej vody z príľahlého pohoria (Malá Fatra, Žiar) a z toku Suchá Vríca do Turčianskej kotliny. Podrobný výskum prameniska robili Krautschneiderová et al. (1979).

V južnej časti skúmaného územia vystupujú tektonické jednotky **fatrika a hronika** (obr. 7.3). Zložitá tektonická situácia ovplyvňuje obeh podzemnej vody v týchto tektonických jednotkách. Významnejší výver podzemnej vody via-

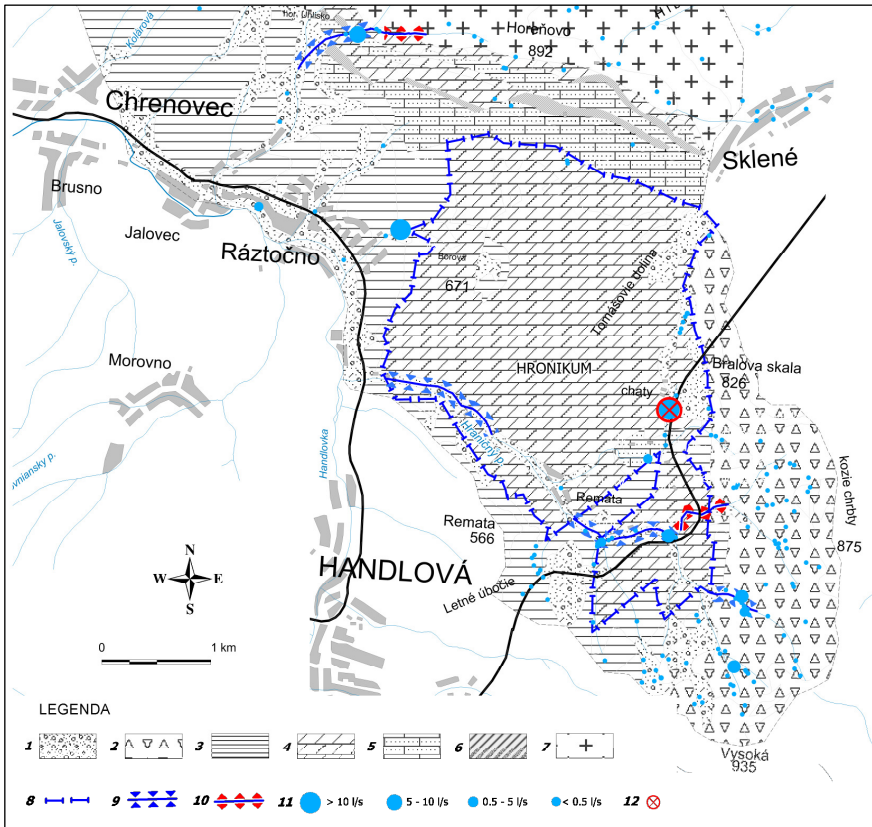


Obr. 7.2. Hydrogeologická štruktúra hronika v severnej časti pohoria Žiar (podľa Černáka et al., 2004).

1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 3 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 4 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 5 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 6 – ochraničenie hydrogeologickej štruktúry; 7 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 8 – straty vody z povrchového toku; 9 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti.

zaný na stredotriasové karbonáty fatrika je na tektonickej línii v lokalite Stredná dolina nad obcou Jalovec (bariérový prameň Teplý, niekedy nazývaný Tepličky, prameň Jalovec, prameň Uhlisko) s priemernou výdatnosťou $Q = 7,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň využíva vodárenská spoločnosť a bol monitorovaný v období 6. 11. 2008 – 25. 11. 2008 (Černák et al., 2012). Maximálna výdatnosť predstavovala $9,00 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, minimálna $6,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zvýšená teplota podzemnej vody ($13,3 \text{ }^\circ\text{C}$) naznačuje hlbší obeh podzemnej vody vyvierajúcej v prameni. Okrem vody, ktorá je vodárensky zachytená v prameni a odvedená mimo územia výveru, v okolí vyvierajú aj menšie pramene. Z karbonatických komplexov fatrika v prameni vyvierajú a do toku skryto prestupujú sumárne $17,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (jednorazové meranie 11. 7. 2012, zarátaná je výdatnosť prameňa Teplý, ktorý sa odoberá do vodárenskej sústavy, pr-

meňov vyvierajúcich v okolí a skrytých prírastkov do toku). Infiltračná oblasť tohto prameňa leží pravdepodobne aj v príľahlom kryštaliniku. Voda z potokov Strednej doliny a jeho ľavostranného prítoku, ktorá tečie z kryštalinika po vstupe do karbonatických hornín, stráca výdatnosť, menšie potoky zanikajú.



Obr. 7.3. Hydrogeologická štruktúra hronika v južnej časti pohoria Žiar (podľa Černáka et al., 2004).

1 – kvartérne sedimenty, medzizrnová priepustnosť; 2 – neogénne vulkany, puklinová priepustnosť (efuzíva, intrúzie), medzizrnová priepustnosť (pyroklastiká, epiklastiká); 3 – paleogénne a neogénne sedimenty panvy, izolátor (ílovcy), puklinová priepustnosť (pieskovec, zlepenec); 4 – mezozoické sedimenty, krasovo-puklinová priepustnosť (karbonátové horniny stredného a vrchného triasu); 5 – mezozoické sedimenty, puklinová priepustnosť (pestré vápence jury a slienité vápence kriedy); 6 – mezozoické sedimenty, izolátor (bridlice); 7 – magmatické a metamorfované horniny, puklinová priepustnosť (granitoidy, pararuly); 8 – ohraničenie hydrogeologickej štruktúry; 9 – skryté prestupy podzemnej vody do povrchového toku; 10 – straty vody z povrchového toku; 11 – pramene podzemnej vody rozdelené podľa výdatnosti; 12 – výver podzemnej vody do technického diela – tunel.

V južnej časti územia je tektonická jednotka hronika tvorená štruktúrou tzv. sklenianskeho mezozoika (obr. 7.3). Podľa Halma in Jezný et al. (1995) má primárnu úlohu z hľadiska ochrany geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny triasový dolomiticko-vápencový komplex hronika s klastickým paleogénom v nadloží (borovské súvrstvie) s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou. Jezný et al. (1995) vyčlenili v návrhu na stanovenie ochranných pásiem Kúpeľov Bojnice karbonáty sklenianskeho mezozoika ako územie s ochrannými opatreniami III. stupňa.

Obeh podzemnej vody v danej štruktúre je zložitý, čo dokumentujú predchádzajúce expedičné merania prietoku (Černák et al., 2004; Vrana et al., 2011; Černák et al., 2012), ako aj režimové pozorovanie prietoku na Hraničnom potoku (Vrana et al., 2011). Jednorazové expedičné meranie prietoku z 21. 10. 2011 až 22. 10. 2011 na Hraničnom potoku potvrdzuje skryté prírastky podzemnej vody do toku v množstve $41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Černák et al., 2012). Najväčší výver podzemnej vody v danej oblasti sa viaže na zachytený prameň v Ráztočne, ktorý má pôvod v karbonátoch hronika (vápence?), no vystupuje z karbonátových brekcií, zlepcov a pieskocov borovského súvrstvia (paleogén), ktorý tvorí bariéru cirkulujúcej podzemnej vode. Jeho priemerná výdatnosť na základe režimových meraní je $14,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\max} - Q_{\min} = 27,14 - 6,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a priemerná teplota $8,45 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ($T_{\min} - T_{\max} = 7,5 - 9,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Infiltračná oblasť sa nachádza v Sklenianskom krase, pričom spojenie s Ráztočnianskou vyvieráčkou (v tesnej blízkosti vodárensky zachyteného prameňa Ráztočno) je zdokumentované farbiacou stopovacou skúškou (Lutonský, 1987). V centrálnej časti sklenianskeho mezozoika sa okrem tohto prameňa nevyskytuje iný výdatný prameň. V južnej časti (rematské okno; Černák et al., 2004) sú karbonatické horniny hronika z južnej, západnej a severnej strany ohraničené nepriepustným paleogénnym súvrstvom. Tu vystupuje väčšina prameňov, ktoré boli lokalizované v tomto hydrogeologickom celku. Infiltračná oblasť rematského okna je zväčšená o plochu neovulkanických hornín (napríklad prameň Volova rit' s priemernou výdatnosťou $1,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a pôsobí ako drén podzemnej vody z neovulkanických hornín. To je zdokumentované napr. na chemickom zložení podzemnej vody (14 analýz) z prameňa Volova rit', ktorá má zvýšený obsah SiO_2 (SiO_2 kolíše v intervale $20 - 32 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Obeh vody tohto prameňa v karbonátoch dokumentuje vyššie hodnoty mineralizácie (zhruba 150 až $300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) ako typická voda z príľahlých neovulkanitov (okolo 100 až $150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Na základe podrobného mapovania prameňov a merania prietoku na tokoch v oblasti sklenianskeho mezozoika je zrejmé, že konfrontácia s výstupmi podzemnej vody v prameňoch a povrchových tokoch dokumentuje významný deficit vo vzťahu k infiltrácii zrážkovej vody, čo taktiež svedčí o odtokovej otvorenosti štruktúry.

V roku 2011 Vrana et al. (2011) v rámci úlohy *Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd* stanovil v bilančnej oblasti sklenianskeho mezozoika s plochou

15,52 km² prírodné zdroje podzemnej vody 206,0 l · s⁻¹. Z toho 52,8 l · s⁻¹ predstavuje cezhraničný odtok podzemnej vody podieľajúci sa na tvorbe termálnej vody Hornonitrianskej kotliny a bojnickej vysokej kryhy.

Na západnej strane pohoria vystupuje hydrogeologický **komplex paleogénnych sedimentov Handlovskej kotliny**. Plytkomorské sedimenty borovského súvrstvia možno charakterizovať ako klastický paleogén s obdobným obehom podzemnej vody ako v dolomiticko-vápencovom komplexe.

Ostatné hydrogeologické celky paleogénu sú vzhľadom na svoj flyšový charakter a prevahu ílovcov relatívne nepriepustné súvrstvia a v niektorých prípadoch tvoria hydrogeologický izolátor. Hutianske a zuberecké súvrstvie, na aktuálnej mape označené ako vrchná pieskocovo-ílovcová a ílovcová fácia (Filo in Kováčik et al., 2014), možno charakterizovať ako flyšový paleogén s prevahou ílovcov nad pieskocami a zlepcami. Z týchto súvrství vyvierajú ojedinelé pramene s výdatnosťou do 0,1 l · s⁻¹.

Pieskovcové vrstvy „bielopotockého typu“ (chrenovecké a podrematské vrstvy) možno charakterizovať ako pieskovcové paleogénne sedimenty. Sú to prevažne slabo stmelené pieskovce, ktoré sú rozšírené po oboch stranách Handlovky medzi Brezanmi, Malou a Veľkou Čausou a Handlovou. Medzi Handlovou a Brusnom, kde vytvárajú morfológicky nápadný stupeň, vyvierajú z nich na styku s podložným hutianskym a zubereckým súvrstviem vrstvomé pramene. V skúmanom území sa realizovalo expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov na Čausianskom a Breznianskom potoku po dlhšom bezzrážkovom období v dňoch 10. 7. 2012 – 13. 7. 2012 (Černák et al., 2012). Zaznamenali sa malé prestupy vody do Čausianskeho potoka v oblasti nad obcou Malá Čausa. Možno to pripísať pozvoľnému prestupu vody cez kvartérne sedimenty z kryštalínika.

Expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov sa robilo na toku Handlovky v úseku pod Handlovou a obcou Jalovec po dlhšom bezzrážkovom období dňa 22. 10. 2011. V tejto časti tečie Handlovka v paleogénnych súvrstviach. Tok sleduje pokračovanie handlovskeho zlomu. Jeho hydrogeologická funkcia bola diskutovaná v predchádzajúcich prácach, tak v toku Handlovky, ako aj pod pohorím Žiar zo strany Handlovskej kotliny. V toku Handlovky pod Handlovou Černák et al. (2012) jednorazovým expedičným meraním prietoku zdokumentovali stratu 35,71 l · s⁻¹ (13,3 % prietoku). Pred Jalovcom bol zdokumentovaný prírastok na povrchovom toku 40,7 l · s⁻¹ (9,6 % prietoku). Pri zohľadnení chyby merania 5 % ide o minimálne zmeny v prietoku. Na základe toho Černák et al. (2012) predpokladajú, že funkcia Handlovskeho zlomu má vo vzťahu k povrchovej vode v tejto časti minimálny význam z pohľadu drenáže alebo dotácie podzemnej vody.

Obeh a režim podzemnej vody v **sedimentoch neogénnej výplne Handlovskej kotliny** je v okolí handlovskeho uhoľného ložiska ovplyvnený ťažbou uhlia.

Celý komplex formácií v nadloží košského súvrstvia (nadložné íly) dosahuje hrúbku až 500 m. Dobývajú sa len oblasti ložiska s hrúbkou nadložných ílov väčšou ako 30 m. Prítoky sú väčšinou z lehotského súvrstvia (vápencovo-dolomitové štrky), ktoré leží na košskom súvrství. V severnej časti ložiska s ohľadom na dostatočnú hrúbku nadložných ílov neboli prítoky do baní veľké. S postupujúcou ťažbou smerom na juh sa prítoky vody zväčšovali v dôsledku zmenšenia hrúbky nadložných ílov (niekde aj chýbajú). V dôsledku odvodňovania nadslojovej detriticko-vulkanickej formácie zanikli najvýdatnejšie pramene v oblasti Bielej skaly (medzi Bielou skalou a hlavnou cestou Nová Lehota – Handlová). Prameň Biela lúka-1 mal výdatnosť $51 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, Biela lúka-2 $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a Biela skala-8 $14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Franko et al., 1993). Na Morovnianskom potoku sa robilo expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov po dlhšom bezzrážkovom období 12. 7. 2012, pričom sa nezaznamenali prírastky na povrchovom toku.

Sedimenty neogénnej výplne Turčianskej kotliny sú charakteristické pomerne vysokými hodnotami koeficientu prietochnosti a slúžia ako kolektory na skryté prestupy podzemnej vody z priľahlých pohorí. Michalko et al. (2005) uvádzajú z celku slovianskych vrstiev (so zmapovaným územím susedí na severe) vysoký koeficient prietochnosti ($T = 9,44 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Za najvýznamnejšie komplexy hornín neogénu, v ktorých sa realizuje obeh podzemnej vody, sa považujú martinské a diviacke vrstvy.

Západne od Ležiachova a Jazernice (obce pri sv. okraji zmapovaného územia) je neogén tvorený až 400 m hrubým súvrstvom karbonatických zlepcov, z ktorého Bujalka (1973) vo vrchnej časti uvádza hodnotu koeficientu filtrácie $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a v hĺbke menšej ako 30 m hodnotu $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Toto súvrstvie tvorí s nadložnými sedimentmi kvartéru jednu hydrogeologickú štruktúru, do ktorej sa na základe bilancíí (Kullman et al., 1978) predpokladajú prestupy podzemnej vody v množstve až $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ z mezozoika Žiaru a Malej Fatry, najmä v oblasti Kláštora pod Znievom a Valče. Bujalka et al. (1993) v tejto oblasti predpokladajú prestup až $150 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ aj v dôsledku dotácie zo Suchej Vríce, spolu s odvodňovaním vysokej a strednej terasy v oblasti pod Dubovým a medzi Dubovým a Jazernicou. Navyše sa predpokladá aj odvodňovanie budišských vrstiev cez nízku terasu, čo sumárne predstavuje 300 až $400 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Sem treba pripočítať aj vodu vystupujúcu v bariérových prameňoch v Ležiachove. Počas merania prietoku sa ukázalo, že straty vody z Vríce v rozsahu okolo $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sú reálne, situácia je komplikovaná sústavou prepojení a prevodov medzi tokmi. Riešenie problému vyžaduje dlhodobejšie pozorovanie na pevne zabudovaných objektoch (Michalko et al., 2005).

Podzemná voda **komplexu neovulkanitov** sa viaže na horninové prostredie neovulkanických komplexov a formácií Vtáčnika, Štiavnických vrchov a Kremnických vrchov. Pramene, najmä puklinové a sutinové, prípadne aj puklinovo-

-vrstvové, dosahujú malú výdatnosť, spravidla medzi $0,01 - 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Významnejšie pramene (s výdatnosťou $0,5 - 1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, výnimočne viac ako $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) sa spravidla viažu na oblasti priepustných zlomových línii a lávové prúdy andezitov. Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemnú vodu viazanú na:

- puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu, vo vrchnej časti zvýraznené predovšetkým klimatickými činiteľmi,
- výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Vtáčnickú formáciu vo Vtáčniku a rematskú formáciu v Kremnických vrchoch tvoria prevažne lávové prúdy andezitov s podstatným zastúpením lávových brekcií, v okrajových častiach prevládajú epiklastické vulkanické brekcie a na báze formácie epiklastické vulkanické pieskovce. Puklinová priepustnosť prevláda najmä v andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovcoch, tufitických siltovcoch a ílovcach. Medzizrnová priepustnosť prevláda v tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách. Výdatnosť prameňov je väčšinou do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú vrstvomé a puklinovo-vrstvomé pramene s výdatnosťou medzi $1,0$ až $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Medzi najvýdatnejšie pramene na strane Kremnických vrchov patria: prameň Pekelňa Remata [monitorovaný SHMÚ pod číslom 1 063, $Q_{\text{priem}}(1955 - 2011) = 2,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], zachytený prameň Mlynská dolina 1 [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 6,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$] a Mlynská dolina 2 [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 2,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], prameň pod Smradľavým vrchom [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 4,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$]. Z vulkanitov Vtáčnika vyvierajú vodárensky zachytené výdatné pramene (podľa údajov SVSP, a. s., Prievidza): Schnaiderova lúka [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 4,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], Morovno [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 2,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], Švogrová [$Q_{\text{priem}}(2009 - 2011) = 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], Liškánová [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 0,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$], Pri ceste [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 0,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$] a Stanište [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 1,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$] (Černák et al., 2012).

Ojedinele vo veľmi priaznivých podmienkach rozpukania a tektonického porušenia výdatnosť môže presahovať aj $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, napr. v prípade prameňa Tri studničky [$Q_{\text{priem}}(2007 - 2011) = 11,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, podľa údajov SVSP, a. s., Prievidza] v Novej Lehote (mimo študovaného územia) alebo prameňa Pod prielohom v Cigli (mimo študovaného územia; Franko et al., 1993).

Lávové prúdy andezitov majú drenážnu funkciu vulkanoklastických súvrství, ktoré ich prekrývajú (pramene dosahujú výdatnosť až $4,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) (Černák et al., 2012).

Smer prúdenia podzemnej vody je podmienený erozívnymi bázami potokov tečúcich do Hornonitrianskej kotliny. Sklon terénu západnej časti Kozích chrbtov (západná časť Kremnických vrchov, svahy do Handlovskej kotliny) je strmší ako sklon na východnej časti hrebeňa, čo podmieňuje hlbšie zarezanie tokov. Smer prúdenia podzemnej vody je v oblasti Rematy a Handlovej podmienený uložením andezitov na menej priepustných (lehotské súvrstvie) vrstvách, takže

pramene vyvierajú na svahu na ich styku. Obeh podzemnej vody je všeobecne plytký a prejavuje sa výstupom väčšieho počtu málo výdatných prameňov.

Obeh a režim podzemnej vody v kvartérnych sedimentoch – fluviálnych a proluviálnych sedimentoch – sa vyznačuje tým, že kvartérne sedimenty plnia hlavne funkciu retenčného prostredia a regulátora podzemného odtoku. Významnejšie sú alúviá tokov Vrčica, Vyšehradný potok a Hraničný potok. Fluviálne sedimenty sa nachádzajú na horných tokoch miernejšie modelovaného reliéfu kryštalinika, kde nedosahujú významnejšiu hrúbku, ako aj v podhorských nivách všetkých väčších tokov. Najvýznamnejšie alúvium na strane Prievidzskej a Handlovskej kotliny je alúvium Hraničného potoka. Nívné sedimenty sú málo vytriedené, s pokryvom hĺn. Ich význam je hlavne v regulácii podzemného odtoku, kde tieto sedimenty plnia funkciu retenčného prostredia. Pramene vyvierajúce v alúviách potokov sú hlavne sutinové, s maximálnou výdatnosťou $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, najčastejšie do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Deluviálne sedimenty majú značný hydrogeologický význam ako prostredie, ktoré umožňuje infiltráciu zrážkovej vody a svojou objemovou kapacitou je schopné ovplyvňovať režim jej podzemného odtoku. Ide hlavne o zvetraninové pokryvy na kryštaliniku a dolomitoch, kde dosahujú najväčšiu hrúbku. V týchto sedimentoch vystupuje množstvo malých prameňov (Q do $0,2$ až $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) s kolísavou výdatnosťou, ktorá závisí od zrážkových pomerov.

Podzemná voda kvartéru na strane Turčianskej kotliny sa viaže na hydrogeologické celky fluviálnych, proluviálnych a deluviálnych sedimentov, z ktorých pre obeh podzemnej vody majú najväčší význam fluviálne sedimenty Turca a niektoré proluviálne kužele. V miestach náplavových kužeľov sa priepustnosť znižuje v dôsledku väčšieho zahlinenia. Režim podzemnej vody je pravidelný, ročný, s jarným nástupom hladín. Kolísanie závisí najmä od zrážok, v menšej miere od vplyvu tokov a skrytých dotácií. V oblasti stredného a horného toku Turca sú podmienky na akumuláciu a obeh podzemnej vody menej priaznivé, najmä pre malé rozšírenie a hrúbku a tiež pre zníženu priepustnosť sedimentov. Koeficient filtrácie sa rádovo pohybuje v hodnotách $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, lokálne sa zistili hodnoty v ráde $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Je to dôsledok postupne lepšieho vytriedenia materiálu v smere toku, ale významnú úlohu hrá aj prínos materiálu z prítokov.

Popri toku Turca sú vyvinuté terasy a príslušné náplavové kužele. Všeobecne ich charakterizuje malý rozsah, zahlinenie a vysunutá pozícia proti erozívnej báze. Najvýznamnejšie sú náplavy Suchej Vrčice, ktoré sú prepojené s podložnými štrkami neogénu. Tie sú výrazne zvodnené do hĺbky 30 m (koeficient filtrácie $2,5 \cdot 10^{-3}$ až $1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Sedimenty ostatných tokov nevytvárajú predpoklady na väčšiu akumuláciu podzemnej vody a aj v prípadoch dotácie z príľahlých terás vodu neudržia. Tá buď prestupuje do toku, alebo vystupuje na povrch a je odvedená drenážou (Michalko et al., 2005).

Hydrogeochemické pomery

Chemické zloženie podzemnej vody

Podzemná voda skúmaného územia má atmosférický pôvod a jej chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom prostredia jej obehu. Formovanie chemického zloženia podzemnej vody je zložitý proces. Prebieha v niekoľkých fázach, charakterizovaných špecifickým súborom rôznych faktorov a interakcií, ktoré majú rozhodujúci význam pri formovaní kvantity, kvality, ako aj zákonitostí obehu podzemnej vody. Výsledné chemické zloženie podzemnej vody je výsledkom rôznych a v mnohých prípadoch spolupôbiacich faktorov. S ohľadom na špecifiká pohoria Žiar je možné a najdôležitejšie primárne faktory v území považovať:

- množstvo a fyzikálno-chemické vlastnosti zrážkovej vody, resp. minimálne povrchovej vody vstupujúcej do podzemného obehu,
- charakter pôdneho pokryvu a vegetácie (zloženie pôdnej atmosféry, obsah organických látok, mineralogické zloženie a mikrobiologická aktivita),
- mineralogicko-petrografické zloženie horninového prostredia a charakter jeho priepustnosti (medzizrnový, puklinový, resp. puklinovo-krasový),
- hydrodynamické, termodynamické, resp. oxidačno-redukčné podmienky obehu podzemnej vody a dĺžka jej interakcie s horninami.

Na území boli v zmysle genetického členenia podzemnej vody Západných Karpát (Gazda, 1974) vyčlenené nasledujúce hydrogeochemické skupiny podzemnej vody s petrogénnou mineralizáciou:

- podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou viazaná na horninové prostredie kryštalinika (granitoidy), permu a spodného triasu (kremence, bridlice) a vulkanického neogénu (andezity, pyroklastiká),
- podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou viazaná na horninové prostredie mezozoika (dolomity stredného a vrchného triasu, vápence v celku, karpatský keuper), paleogénu a kvartéru (fluviálne sedimenty),
- podzemná voda s karbonátogénno-silikátogénnou mineralizáciou viazaná na horninové prostredie sedimentárneho neogénu a kvartéru (deluviálne sedimenty) a podzemná voda prestupujúca z vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika, resp. podzemná voda prestupujúca z kryštalinika do paleogénu alebo karbonátov mezozoika.

Vzhľadom na zložitú geologickú a hydrogeologickú pomery oblasti je evidentná výrazná variabilita prakticky všetkých sledovaných určujúcich chemických parametrov v podzemnej vode. Vo všeobecnosti v podzemnej vode prevládajú zložky Ca_2^+ , Mg_2^+ , SO_4^{2-} a HCO_3^- .

Najnižšími priemernými aj strednými hodnotami celkovej mineralizácie, ako aj najnižším obsahom základných zložiek Ca_2^+ , Mg_2^+ , SO_4^{2-} a HCO_3^- sa vyzna-

čuje podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou kryštalinika a vulkanického neogénu. Naopak, v tejto vode sa zistil najvyšší obsah Na^+ , K^+ , agresívneho CO_2 a SiO_2 . Podzemná voda vápencov a dolomitov mezozoika sa vyznačuje podobným chemickým zložením (obsah Mg_2^+ , resp. hodnoty pomeru $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ sú vyššie v dolomitoch). Stopové prvky dosahujú väčšinou veľmi nízku koncentráciu vo všetkých vyčlenených skupinách.

Najvyššou priemernou a strednou koncentráciou väčšiny základných iónov sa vyznačuje podzemná voda paleogénnych súvrství (priemerná hodnota celkovej mineralizácie $577 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Pre podzemnú vodu vulkanického neogénu je charakteristická najvyššia priemerná a stredná koncentrácia SiO_2 a pre podzemnú vodu kryštalinika najvyššia priemerná a stredná koncentrácia agresívneho CO_2 .

Chemické zloženie *podzemnej vody kryštalinika a neovulkanitov* sa tvorí predovšetkým hydrolytickým rozkladom silikátových minerálov (hlavne živcov). Z oxidačných procesov je najvýznamnejšia oxidačná degradácia sulfidickej síry, hlavne pyritu. Podzemná voda kryštalinika sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($127,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), s prevažným rozpätím hodnôt $90 - 160 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Vzhľadom na vysokú odolnosť silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj na nedostatočný kontakt vody s horninou (plytký puklinový obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín) je výsledný efekt mineralizačných procesov malý. Podzemnú vodu kryštalinika charakterizuje významné zastúpenie síranovej zložky SO_4^{2-} , ktorá je v prírodných podmienkach kryštalinika prítomná ako produkt oxidácie sulfidov. Podzemná voda efuzívnych hornín a vulkanoklastík, podobne ako voda kryštalinika, sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($144 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) v dôsledku malého efektu mineralizačných procesov spôsobeného vysokou odolnosťou silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj nedostatočného kontaktu vody s horninou (plytký obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín). Nízko mineralizovanú podzemnú vodu vulkanického neogénu charakterizuje silikátogénny, **A2 základný výrazný a nevýrazný, Ca-HCO₃** typ chemického zloženia. Pri hydrolytickom rozklade silikátových minerálov neovulkanitov sa do vody uvoľňuje viac SiO_2 ako pri hydrolytickom rozklade silikátov kryštalinika (priemerná hodnota $37,56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Bázičné silikáty neovulkanitov sú menej stále a, navyše, vo vulkanických horninách je viac amorfného SiO_2 .

Pre prostredie *mezozoika* je typická podzemná voda vznikajúca rozpúšťaním karbonátov. Ako vedľajšia prímes sú v podzemnej vode mezozoika prítomné sírany (pôvodom hlavne z rozpúšťania sadrovca, menej anhydritu). Prítomnosť ílových minerálov v karbonatických horninách sa prejavuje v chemickom zložení zvýšeným obsahom alkálií najmä ako dôsledok ionovýmienných reakcií. Minera-

lizácia podzemnej vody s obehom v karbonátoch (vápencoch a dolomitoch) sa pohybuje prevažne v rozpätí 400 – 500 mg . l⁻¹. Variabilita koncentrácie základných iónov je funkciou viacerých premenných, predovšetkým parciálneho tlaku CO₂, teploty, tlaku, druhu karbonátu a jeho štruktúry, druhu a obsahu prímiesí a zloženia vstupujúcej vody. Okrem toho má v prírodných podmienkach značný vplyv hydrodynamický režim, ktorý podmieňuje čas a charakter interakcie vody s horninami. Vo všeobecnosti karbonátogénnu podzemnú vodu charakterizuje prevažne **A2 základný výrazný, Ca–HCO₃** (vápence), *resp.* **Ca–Mg–HCO₃** (dolomity) typ chemického zloženia.

Samostatnú skupinu v prostredí mezozoika reprezentuje podzemná voda **karpatského keuperu**. Geneticky sa podzemná voda karpatského keuperu viaže na pestré ílovité bridlice, dolomity a kremité pieskovce. Chemické zloženie podzemnej vody sa preto môže formovať celým radom procesov, medzi ktorými sú zvyčajne najvýznamnejšie hydrolytický rozklad silikátov, oxidácia sulfidov, rozpúšťanie karbonátov, ako aj sadrovca (anhydritu). Karpatský keuper tvorí v stratigrafickom slede nadložie hydrogeologicky priaznivých vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Súvrstvie keuperu však z pohľadu prúdenia podzemnej vody v pohoriach (po vyvrásnení a erodovaní na svahoch pohorí) vytvára nepriepustnú bariéru podzemnej vode vápencov, resp. dolomitov a podmieňuje tak vznik bariérových prameňov. Súvrstvie keuperu môže obsahovať aj polohy evaporitov (najmä sadrovca), čo sa prejavuje výrazným zvýšením síranovej zložky v podzemnej vode (v študovanom území takáto voda nie je zdokumentovaná). Všeobecne podzemnú vodu karpatského keuperu charakterizuje A2 základný výrazný, Ca–HCO₃ typ chemického zloženia a priemerný obsah jednotlivých zložiek v podzemnej vode naznačuje jej obeh vo vápencovo-dolomitických komplexoch skôr ako v samotnom horninovom prostredí karpatského keuperu.

V dôsledku hojnej prítomnosti karbonatického materiálu je možné za karbonátogénnu považovať aj podzemnú vodu vnútrokarpatského paleogénu. Kvantitatívny efekt mineralizačných procesov závisí predovšetkým od obsahu karbonatickej zložky a dĺžky obehu podzemnej vody. Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénu sa v oblasti pohybuje prevažne v rozpätí 450 – 600 mg . l⁻¹, s priemernou koncentráciou 577,4 mg . l⁻¹. Všeobecne podzemnú vodu charakterizuje A2 základný výrazný, menej nevýrazný Ca–HCO₃ typ chemického zloženia. Podiel silikátových minerálov reprezentuje vyššia priemerná koncentrácia Na⁺ (8,1 mg . l⁻¹), ako aj priemerný podiel (rNa + rK)/(rCa + rMg) (0,067) v porovnaní s podzemnou vodou karbonátov mezozoika.

Karbonatický charakter má väčšinou aj podzemná voda **fluviálnych náplavov kvartéru**. Karbonatický charakter sa prejavuje **A2 základným výrazným, Ca–(Mg)–HCO₃ typom** chemického zloženia. Vzhľadom na prevládajúce chemické zloženie a koncentráciu základných zložiek je prejav iných mineralizačných procesov nepatrný. Priemerná hodnota celkovej mineralizácie je 479,8 mg . l⁻¹.

Voda pochádzajúca z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu sa na styku s mezozoickými súvrstviami (prípadne paleogénom) zvyčajne metamorfuje. Základnou črtou tejto metamorfózy je nárast Ca-HCO_3 , resp. Ca-Mg-HCO_3 zložky ako vplyv energetického účinku obvykle vysoko agresívnej a nenasýte-nej vody kryštalinika (vulkanického neogénu) na kalcit, resp. dolomit. S týmto javom súvisí aj zvýšenie celkovej mineralizácie. Intenzita rozpúšťania karbo-nátov je v počiatočnom štádiu styku vysoká, postupne klesá, až sa nakoniec ustáli rovnovážny stav obdobný ako pri infiltrácii zrážkovej vody do vápenco-vo-dolomitických komplexov. Mierou dosiahnutia tejto rovnováhy je eliminá-cia agresívneho CO_2 . Obsah ostatných komponentov sa mení iba nepatrne, hlavne v závislosti od lokálnych podmienok. ***Prestupujúcu podzemnú vodu*** z kryštalinika do mezozoika a paleogénu charakterizuje ***A2 základný nevýraz-ný, Ca-(Mg)-HCO₃*** typ chemického zloženia s hodnotou celkovej mineralizá-cie 224,9, resp. 393,9 mg · l⁻¹. Prestupujúcu podzemnú vodu z neovulkanitov do mezozoika charakterizuje A2 základný výrazný, Ca-(Mg)-HCO₃ typ che-mického zloženia s priemernou hodnotou celkovej mineralizácie 239,5 mg · l⁻¹.

Podzemnú vodu ***deluviálnych sedimentov kvartéru charakterizuje A2 základ-ný výrazný a nevýrazný, Ca-Mg-HCO₃*** typ chemického zloženia. Veľmi pestré mineralogicko-petrografické zloženie deluviálnych sedimentov (v podloží vystu-pujú rôzne geologicko-tektonické jednotky), resp. antropogénny vplyv sa odráža vo veľkom rozptyle hodnôt celkovej mineralizácie (139,1 až 1 334,5 mg · l⁻¹, s priemernou koncentráciou 439,5 mg · l⁻¹), ako aj obsahu základných iónov. Je možné predpokladať, že okrem rozpúšťania karbonátov a hydrolytického roz-kladu silikátov sa na formovaní chemického zloženia podieľajú aj ďalšie pro-cesy, napr. rozpúšťanie síranov, oxidácia sulfidov a iné. Vysoké hodnoty Na⁺ (priemer 12,4 mg · l⁻¹, maximum 57,0 mg · l⁻¹), K⁺ (priemer 9,25 mg · l⁻¹, maxi-mum 53,5 mg · l⁻¹), chloridov (priemer 20,45 mg · l⁻¹, maximum 106,36 mg · l⁻¹), dusičnanov (priemer 9,05 mg · l⁻¹, maximum 34,8 mg · l⁻¹) a síranov (priemer 65,23 mg · l⁻¹, maximum 300,07 mg · l⁻¹) naznačujú, že časť podzemnej vody je antropogénne ovplyvnená.

Detailnejšie sú chemické zloženie podzemnej vody vyčlenených hydrogeo-chemických skupín, ako aj ďalšie genetické faktory podieľajúce sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody rozpracované v práci Černáka et al. (2004), Michalka et al. (2005) a Černáka et al. (2012).

Kvalita podzemnej vody

Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody v oblasti podmieňuje dobré kvalitatívne vlastnosti väčšiny prírodných zdrojov podzemnej vody. Dis-tribúcia hlavných chemických zložiek, ako aj stopových prvkov vo väčšine prí-padov zodpovedá prirodzeným podmienkam obehu podzemnej vody, pričom

koncentrácia stopových prvkov je zvyčajne veľmi nízka a v mnohých prípadoch nedosiahla hranicu analytickej stanoviteľnosti.

Limitnú koncentráciu najčastejšie prekračoval ukazovateľ ChSK_{Mn} (chemická spotreba kyslíka manganistanom draselným), zo stopových prvkov Mn₂⁺, Fe_{celk}, Al₃⁺ a v menšej miere aj Cd. Vysoký obsah železa a mangánu je v oblasti sprievodným znakom hlavne neogénnej a kvartérnej podzemnej vody zachytenej vrtmi. Okrem prírodných daností však vysoká koncentrácia Fe a Mn môže pochádzať aj z výstroja hydrogeologického vrtu. Nadlimitnú koncentráciu hliníka od 0,2 do 0,5 mg · l⁻¹ je možné na základe zistení aj z iných regiónov Slovenska považovať ešte za prírodnú (napr. Michalko et al., 2005; Kordík a Slaninka, 2005; Malík et al., 2006). Nadlimitná koncentrácia ďalších chemických zložiek sa zistila sporadicky alebo sa nezistila vôbec.

Minerálna a geotermálna voda

V študovanom území na strane Handlovskej kotliny Krahulec et al. (1978) uvádzajú dva zdroje, resp. prítoky geotermálnej vody, ktoré sa zistili pri v. šachte v hĺbke 470 m v hnedouhoľnej bani v Handlovej. Jeden prítok (reg. č. PR-12), zistený v r. 1942, mal výdatnosť 10,8 l · s⁻¹ a teplotu vody 32 °C. Chemicky ide o vodu Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typu (viac ako 20 eqv. % zo 100 eqv. % iónov) s mineralizáciou 2,15 g · l⁻¹. Druhý výver geotermálnej vody (reg. č. PR-11) sa zistil v r. 1945 a mal výdatnosť 2 l · s⁻¹. Teplota a chemické zloženie vody, s výnimkou nižšej mineralizácie (2,05 g · l⁻¹), boli rovnaké ako v predchádzajúcom prípade. Ide zrejme o tú istú geotermálnu vodu, ktorú uvádzajú Fendek et al. (2004) na základe ústnej informácie Ferianca z r. 2001 (prítok geotermálnej vody s teplotou 32,5 °C pri výdatnosti 5,5 l · s⁻¹, chemický typ vody Ca–Mg–SO₄ s mineralizáciou 2,01 g · l⁻¹). Geotermálna voda viazaná na preplavené, tektonicky silno porušené dolomity chočského príkrovu (dolomitová múčka) sa zistila na báze paleogénu geotermálnym vrtom FGHn-1 v Handlovej, hlbokým 470 m (Fendek et al., 2004). Na vrte FGHn-1 bola overená výdatnosť 2,17 l · s⁻¹ vody teplej 19,4 °C pri ustálenej hladine v hĺbke 110,15 m od odmerného bodu. Voda predstavuje Na–Mg–HCO₃ typ s mineralizáciou 0,39 g · l⁻¹. V súvislosti s geotermálnou vodou v Handlovskej kotline treba uviesť, že jej výskyt sa viaže na mezozoické vápence fatrika a triasové karbonáty hronika v podloží terciérnych hornín.

Hlbokým hydrogeologickým vrtom RH-1 v Handlovej (hĺbka 1 201 m) sa zistila geotermálna voda najmä v mezozoických vápencoch a dolomitoch a v permských klastikách a bridliciach hronika v hlbkovom intervale 862 až 1 201 m, pričom hlavné prítoky vody (87,7 % výdatnosti) boli z jurských vápencov fatrika z najhlbších intervalov vrtu. Výdatnosť vrtu RH-1 bola 15,0 l · s⁻¹, teplota vody 37,5 °C. Chemicky ide o vodu Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typu s celkovou mineralizáciou 1,07 g · l⁻¹, obsahom CO₂ 70,4 mg · l⁻¹ a H₂S 0,25 mg · l⁻¹. Táto

voda po chemickej stránke (dominujúci obsah síranov z aniónov, takmer rovnaké izotopové zloženie $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ ako geotermálna voda z výveru v handlovskej bani) vykazuje afinitu k vode hydrogeotermálnej štruktúry fatrika, no pre túto štruktúru s nezvyčajne nízkou mineralizáciou. Príčinou relatívne nízkej mineralizácie môže byť nízky obsah CO_2 , relatívne krátka cesta, resp. čas obehu, alebo môže byť výsledkom miešania viac mineralizovanej vody štruktúry fatrika s menej mineralizovanou vodou štruktúry hronika. V prípade, že voda z vrtu RH-1 je výsledkom miešania vody štruktúr fatrika a hronika, nemožno k nej prisúdiť len jednu infiltračnú oblasť (Remšík in Černák et al., 2012).

Jezný et al. (1995) v návrhu na stanovenie ochranných pásiem Kúpeľov Bojnice vyčlenili karbonáty sklenianskeho mezozoika ako územie s ochrannými opatreniami III. stupňa na ochranu termálnej vody Hornonitrianskej kotliny. V roku 2011 Vrana et al. (2011) v rámci úlohy *Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd* vypočítali v bilančnej oblasti sklenianskeho mezozoika s plochou $15,52 \text{ km}^2$ prírodné zdroje podzemnej vody $206,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho $52,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ predstavuje cezhraničný odtok podzemnej vody, podieľajúci sa na tvorbe termálnej vody Hornonitrianskej kotliny a „bojnickej vysokej kryhy“.

Turčianska kotlina je bohatá na výskyt minerálnej a termálnej vody. Súvisí to hlavne s geologickou a výraznou tektonickou stavbou územia.

Prevažná časť prameňov minerálnej vody sa viaže na okrajové zóny kotliny. Endogénny CO_2 vystupujúci po poruche sa dostáva do styku s vodou cirkulujúcou v mezozoiku alebo v neogéne vo vývoji karbonatických štrkov (Polerieka), prípadne v kryštaliniku a v produktoch jeho zvetrávania (Budiš, Dubové, Kaľamenová). Preplynená voda atakuje dané horniny, nasycuje sa minerálnymi látkami a tým vzniká príslušný typ uhličitej vody s vysokými hodnotami celkovej mineralizácie (Gašparik, 1973).

Približne 1 km ssv. od obce Polerieka sa nachádza zachytený prameň TM-13. Predpokladá sa, že jeho chemické zloženie sa formuje v karbonatických komplexoch (prevažne dolomitoch) mezozoika Žiaru. Výstup vody na povrch podmieňuje okrajový zlom, ktorý súčasne umožňuje výstup endogénneho CO_2 . Chemický typ vody je vyhraný Ca-Mg-HCO_3 , s mineralizáciou okolo $1,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Obsah CO_2 je približne $1,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplota vody je $13 \text{ }^\circ\text{C}$ (Tischliar, 1998).

V oblasti Slovenského Pravna sa prírodná minerálna voda vyskytuje vo forme prirodzeného výveru, označeného TM-16. Ide o minerálnu vodu s nevyhraným Ca-Na-HCO_3 typom chemického zloženia, s celkovou mineralizáciou $2\,620$ až $2\,980 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsahom CO_2 od 970 do $2\,220 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Michalko et al., 2005).

Asi 1 km sz. od obce Kaľamenová sa nachádza zachytený prameň TM-16, vyznačujúci sa Ca-Na-HCO_3 typom chemického zloženia, celkovou mineralizáciou $2\,750 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ obsahom CO_2 $1\,750 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou $11,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (Michalko et al., 2005).

Z hydrogeochemického hľadiska majú v oblasti výverov prírodnej minerálnej vody v Budiši a jeho blízkom okolí prvoradý význam hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov a celok budišského súvrstvia neogénu. Vo výverovej oblasti minerálnej vody v Budiši prevládajú dva typy chemického zloženia minerálnej vody (Vandrová et al., 1999):

a) vyhranený Na–Ca–HCO₃ typ (zdroje B-2, B-3, B-4, B-5, zaniknutý prirodzený výver Slatina TM-2) s mineralizáciou 1,55 – 4,4 g · l⁻¹ a obsahom CO₂ 0,7 – 3,2 g · l⁻¹;

b) nevyhranený Na–Ca–HCO₃ typ (zdroj B-1) s mineralizáciou 3,94 – 4,45 g · l⁻¹ a obsahom CO₂ 1,76 – 3,2 g · l⁻¹; významným znakom odlišujúcim minerálnu vodu tohto zdroja od minerálnej vody v centre výverovej oblasti je prítomnosť sulfátu v množstve 2,4 mg · l⁻¹.

Podobným typom chemického zloženia a podobnou genézou sa vyznačuje aj zachytený prameň TM-5 severne od obce Dubové na ľavom brehu Turca s vyhraneným Na–Ca–HCO₃ typom chemického zloženia, s mineralizáciou 2 030 až 2 350 mg · l⁻¹, obsahom CO₂ 300 – 2 300 mg · l⁻¹ a teplotou 13 °C (Michalko et al., 2005).

Geotermálna voda v Turčianskej kotline sa viaže na bazálne neogénne štrky a zlepenca a triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu. V bazálnych neogénnych klastikách bola geotermálna voda overená vrtmi (Bujalka et al., 1973) v Socovciach (vrt HV-107a), Diviakoch-Dubovom (vrt HV-103) a Klášťore pod Znievom (vrt KM-1).

Banská voda

Do juhozápadnej časti skúmaného územia zasahuje hnedouhoľné ložisko Handlová, ťažené spoločnosťou Hornonitrianske bane, a. s., Prievidza (HBP).

Pri ťažbe slojov uhlia na tomto ložisku sa dlhodobo odvodňujú hlavne nadložné kolektory uhoľného sloja (lehotské súvrstvie – štrky, piesky, íly, pieskovce, tufy, tufity, brekcie; neovulkanity vtáčnickej, kľackej a pliešovskej formácie – andezity, tufy a tufity), lokálne aj podložné kolektory (kamenské súvrstvie – tufitické pieskovce až piesčité tufy s polohami ílov). Počas doterajšej ťažby sa takzvaný podložný zvodnený systém vďaka nízkym prítokom odvodňoval bez problémov. Špeciálnu pozornosť si však vyžadovalo odvodňovanie „nadložného zvodneného systému“. Nadložný zvodnený systém predstavujú kolektory lehotského súvrstvia s medzizrnovou priepustnosťou a nad nimi vystupujúce neovulkanity s prevažujúcou puklinovou priepustnosťou.

Množstvo odvádzanej banskej vody z bane Handlová postupne stúpalo z približne 50 l · s⁻¹ v roku 1960 až na 300 l · s⁻¹ v roku 1980, potom nasledoval nepravidelný pokles. V roku 2008 dosahovala priemerná ročná čerpaná výdatnosť vody pri odvodňovaní bane 117 l · s⁻¹ (Beck et al., 2009). Z tohto množstva

9 % tvorila voda čerpaná z podzemných a povrchových vrtov. Výsledkom dlhodobého odvodňovania baní je zníženie hladiny podzemnej vody „nadložného zvodneného systému“, ktoré v j. a jz. častiach ložiska lokálne dosahuje až 148 až 200 m (Franko et al., 1993). Spôsobilo aj zánik najvýdatnejších prameňov v oblasti Bielej skaly. Banská voda Bane Handlová sa gravitačne odvádza na povrch Starou štôľňou ústiacou na povrch v areáli HBP v Handlovej alebo sa čerpá na povrch jamou J III mimo skúmaného územia v Bani Cigel' (Beck et al., 2009).

Podzemná voda plytkého obehu vyskytujúca sa v priestore ložiska dosahuje nízke hodnoty celkovej mineralizácie, nepresahujúce zväčša $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Predstavuje výrazný až nevýrazný kalciovo-bikarbonátový chemický typ. Voda andezitov a andezitových brekcií predstavuje zväčša nevýrazný až prechodný (prípadne až zmiešaný) kalciovo-bikarbonátový typ. Voda tufov, tufitických brekcií a zlepcov vďaka vyššiemu zastúpeniu alkálií tvorí najčastejšie výrazný nátriovo-bikarbonátový typ (Beck et al., 2009). Najheterogénnejšiu skupinu vody predstavujú „starinové vody“ viazané na vyrúbané priestory. Vyznačujú sa zvýšenou celkovou mineralizáciou, vyššou ako $1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, a nárastom obsahu alkálií a zložky SO_4 .

Záver

Z pohľadu hydrogeológie je v skúmanej oblasti venovaná pozornosť zhodnoteniu a charakteristike základných hydrogeologických a hydrogeochemických vlastností podzemnej vody formujúcej sa v pohorí Žiar a priľahlej oblasti. Vodohospodársky zaujímavé využiteľné množstvo podzemnej vody sa v pohorí Žiar viaže predovšetkým na karbonátové hydrogeologické štruktúry. Najvyššie hodnoty prietochnosti v skúmanom území majú gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, ktoré sú hlavným a najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v oblasti. Pramene dosahujú maximálnu výdatnosť od zhruba $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ do $62,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (prameň Vyšehradné).

V horninách kryštalinika neboli overené sústredené výtoky podzemnej vody. Pramene z tohto horninového komplexu sú rozptýlené, s prevažne nízkou výdatnosťou, ktorá je nestála v čase. Podzemná voda v hydrogeologickom celku kryštalinika a v piesčitom elúviu, ktoré ho prekrýva, má plytký obeh. Horninový komplex kryštalinika z pohľadu získania významnejších zdrojov podzemnej vody je málo perspektívny. Obeh podzemnej vody v krasovo-puklinovom hydrogeologickom komplexe je zložitý a je rozdelený do samostatne vyčlenených štruktúr, ktoré korešpondujú s vyčlenením tektonických jednotiek. Podstatná časť podzemnej vody hydrogeologických štruktúr Solky, Jasenova, Nitrianskeho Pravna – Brieštia a Brieštia – Polerieky sa odvádza sústredenými výstupmi podzemnej vody vo významných pramenných výveroch (napr. pramenisko Solka $22 - 38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prameň Vyšehradné $62,86 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). V hroniku (s. časť územia) meranie prietoku overilo vysoké skryté prírastky v úseku medzi prameniskom

Vrúcko I a osadou Predvrúcko ($24 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Skrytý prítok na hlavnom toku Vrúce v úseku Vrúcko – Predvrúcko bol okolo $13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Po vstupe toku do alúvia na jeho hornom úseku nastáva infiltrácia z povrchového toku do kvartérnych náplavov Vrúce (meraním prietoku bola overená celková strata $34,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Zložitá tektonická situácia ovplyvňuje obeh podzemnej vody v tektonických jednotkách fatrika a hronika (j. časť územia). Výstup podzemnej vody sa viaže na strednotriasové karbonáty fatrika a vyviera na tektonickej línii v lokalite Stredná dolina nad obcou Jalovec (bariérový prameň Teplý, prameň Jalovec, prameň Uhlisko) s priemernou výdatnosťou $Q = 7,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Najväčší výver podzemnej vody v danej oblasti sa viaže na zachytený prameň v Ráztočne s priemernou výdatnosťou $14,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V skúmanom území bola overená aj podzemná voda viazaná na tektonickú línii narazenú „Bralským“ tunelom s komunikáciou vody na veľkú vzdialenosť a celkovou výdatnosťou $59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vo vulkanických horninách Kremnických vrchov boli zdokumentované prírastky do povrchových tokov na čelách lávových prúdov andezitov.

Podzemná voda skúmaného územia má atmosférický pôvod a jej chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom prostredia jej obehu. Vzhľadom na zložité geologické a hydrogeologické pomery oblasti je evidentná výrazná variabilita prakticky všetkých sledovaných určujúcich chemických parametrov v podzemnej vode. Vo všeobecnosti v podzemnej vode prevládajú zložky Ca_2^+ , Mg_2^+ , SO_4^{2-} a HCO_3^- . Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody v oblasti podmieňuje dobré kvalitatívne vlastnosti väčšiny jej prírodných zdrojov. Distribúcia hlavných chemických zložiek a stopových prvkov vo väčšine prípadov zodpovedá prirodzeným podmienkam obehu podzemnej vody.

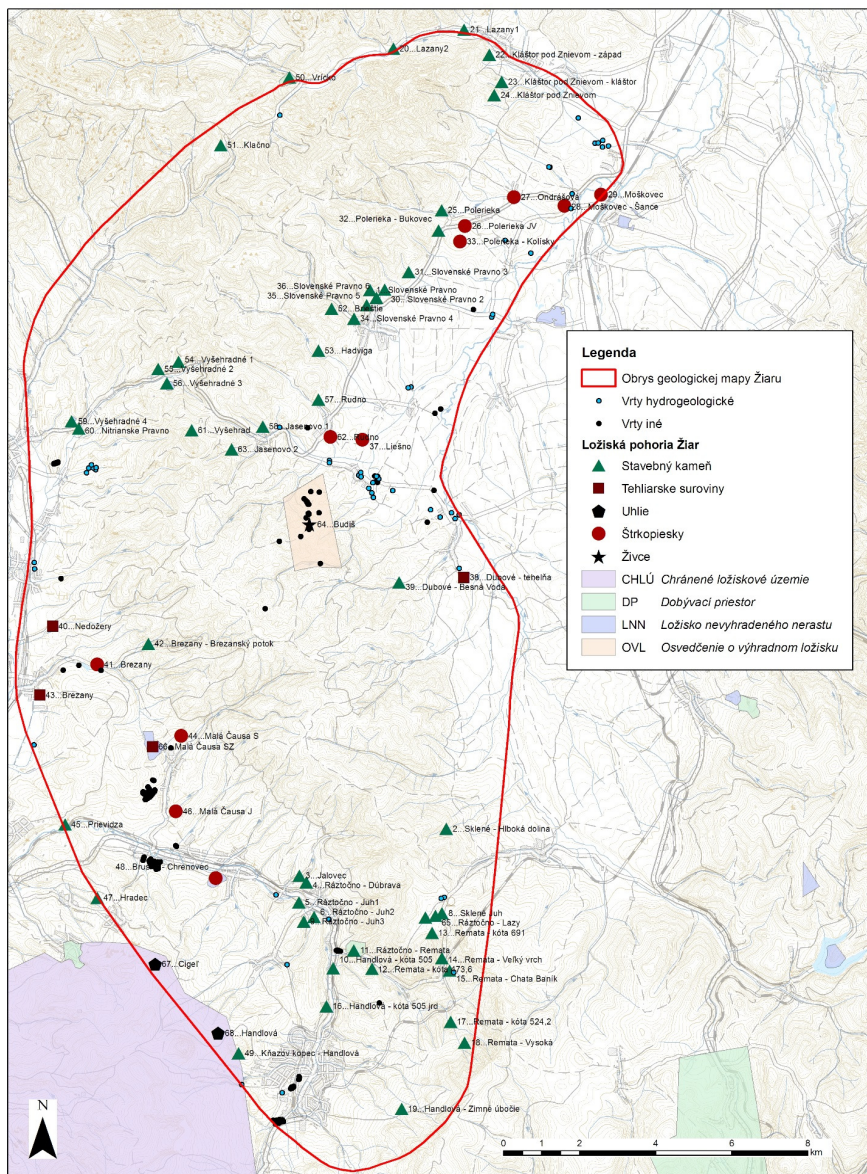
Podzemná voda v oblasti má veľmi dobré kvalitatívne parametre. Z pohľadu zásobovania obyvateľstva pitnou vodou má v budúcnosti dobrý potenciál predovšetkým podzemná voda viazaná na neovulkanické horniny, pretože významnejšie zdroje podzemnej vody viazané na karbonáty mezozoika sa väčšinou vodárensky využívajú.

8. NERASTNÉ SUROVINY

Územie pohoria Žiar nebolo v minulosti známe baníckou a ťažobnou činnosťou ako niektoré iné pohoria Slovenska. Ani v súčasnosti tu neprebíha rozsiahla ťažba nerastných surovín. Ložiská stavebných surovín majú prevažne iba lokálny charakter na miestne stavebné účely. Väčšina ťažobní je v súčasnosti opustená. Asi najvýznamnejšie a najznámejšie sú ložiská hnedého uhlia Cigel' a Handlová situované juhozápadne od pohoria Žiar, ktoré patria do neogénu Handlovskej kotliny a iba čiastočne zasahujú do študovanej oblasti. Uvádzame ich vzhľadom na ich významnosť a istú previazanosť s horninovými celkami na okraji tohto regiónu. Ložiská rudných surovín sa tu nezistili, okrem drobných výskytov. Okrem ložísk hnedého uhlia majú v súčasnosti praktický význam iba nerudné suroviny, prevažne stavebný kameň (dolomit a vápenec, v menšom rozsahu andezit). V súčasnosti sa ťaží hnedé uhlie na ložisku Handlová (dobývacie priestory Cigel' a Handlová), stavebný kameň (dolomit) na ložisku Ráztočno (dobývací priestor Ráztočno) a stavebný kameň (vápenec) na ložisku Vrúcko (dobývací priestor Vrúcko).

Preskúmanosť územia

Vzhľadom na neprítomnosť väčších ložísk, a predovšetkým rudných ložísk, neboli v priestore pohoria Žiar situované početné ložiskové prieskumy. V tejto oblasti sa robil predovšetkým prieskum nerastných surovín na ich využitie v stavebníctve, napríklad: Turiec – dolomity (Árendárik et al., 1968), výskum dolomitov na lokalite Kláštor pod Znievom (Rohalová et al., 1977) a Vrúcko (Smiešková, 1999). V rokoch 1987 – 1989 v rámci čiastkovej úlohy *Regionálne mapy ložísk a prognóz nerastných surovín v mierke 1 : 50 000 a 1 : 100 000* boli v oblasti Žiaru vymedzené prognózne územia na stavebné suroviny – drvené kamenivo a stavebný kameň (granity, kremité pieskovce, dolomity a vápence), dolomity na hutnícke účely a vápence na cementárenské účely (Pulec et al., 1989). Výskumu pieskov je venovaná záverečná správa z oblasti Turčianskej kotliny (Gašparík, 1968) a Ráztočna (Brodňan et al., 1994). Vyhľadávací prieskum na tehliarske suroviny v rokoch 1969 – 1970 okrajovo zasahoval do študovanej oblasti v katastrach obcí Slovenské Pravno, Liešno, Kaľamenová a Dubové (Domanický a Hasch, 1972). Mapa ložísk nerastných surovín v pohorí Žiar je na obr. 8.1.



Obr. 8.1. Mapa ložísk nerastných surovín v pohorí Žiar.

LOŽISKÁ A VÝSKYTY NERASTNÝCH SUROVÍN

Energetické suroviny

Handlová – dobývací priestor Cigeľ [67] – hnedé uhlie

Dobývací priestor Cigeľ zaberá sz. a z. časť handlovského uhoľného ložiska. Produktívne uhoľné súvrstvie (handlovské a novácke) je spodnobádenského veku. Sedimentácia a akumulácia organického materiálu nastala po oslabení erozívnej a denudačnej aktivity v nadloží vrchnomiocénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu (kamenské súvrstvie). Uhlie produktívnych vrstiev je zložené z hnedouhoľných humitov, prevažne detritov a xylitov. Ide o húževnaté uhlie s lavicovitým rozpadom. V severnej časti dobývacieho priestoru Cigeľ sa nachádzajú dva bilančné uhoľné sloje (horný a spodný sloj), oddelené medzislojovou uhoľnou a flovou vrstvou. Deliaci vrstva sa jz. smerom vyklinuje a v tejto oblasti je jeden uhoľný sloj (spojený sloj).

Priemerná bilančná hrúbka horného sloja je 4,01 m, výhrevnosť uhlia je 13,32 MJ . kg⁻¹. Priemerná bilančná hrúbka spodného sloja je 3,8 m, výhrevnosť uhlia je 12,47 MJ . kg⁻¹. Hrúbka spojeného sloja je 7,8 m, výhrevnosť je 13,76 MJ . kg⁻¹. Ložisko je vedené v Bilancii zásob výhradných ložísk SR pod č. 26 (*Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky*; Hrnčár a Mikoláš, 1993).

Vyťažené uhlie sa upravuje bežnými úpravnickými postupmi – drvením, triedením a rozdrúzovaním v ťažkokvapalinových rozdrúzovačoch, čím sa získavajú odbytové druhy uhlia, medziprodukt a prané hlušiny.

Odbytové druhy uhlia sú určené na spaľovanie a na výrobu tepla a pary. Medziprodukt sa primiešava do energetického uhlia a spolu s ním sa spaľuje. Prané hlušiny sa ukladajú na hlušinovom odvale.

Začiatok ťažby handlovského uhlia sa datuje do druhej polovice 19. storočia (Pálffyovci). Najprv sa ťažilo veľmi málo, neskôr objem ťažby narastal. Salgótarjánska uhoľná spoločnosť začala v roku 1906 systematické kutacie práce, ťažba sa začala v roku 1912. Za I. ČSR tu ťažili Handlovské uhoľné bane, úč. spol., Bratislava. Po druhej svetovej vojne v roku 1945 boli bane znárodnené (<http://www.hbp.sk/index.php/sk/spolocnost/historia>).

Handlová – dobývací priestor Handlová [68] – hnedé uhlie

Ložiskové územie patrí k vulkanickému komplexu pohoria Vtáčnik, ktorý leží v nadloží ložiska. Sedimentárnu výplň tvoria miocénne sedimenty, tvorené prevažne šlírovými ílmi (handlovské a novácke súvrstvie). Produktívne pásma tvoria uhoľné sloje, ktoré sú rozčlenené na úzke pretiahnuté kryhy s rôznou nadmorskou výškou počvy sloja. Hĺbka uloženia slojového pásma sa pohybuje

od 45,6 do 89,75 m od povrchu. Slojové pásmo má v jednotlivých kryhách rôzny sklon a v tejto oblasti predstavuje fáciu okrajového vývoja. Sú v ňom preplástky ílov, miestami až pieskov, a celé pásmo dosahuje hrúbku 4,4 až 7,2 m. Územie predstavuje oblasť s výrazným tektonickým porušením. Prevládajúci smer porúch je SV – JZ, s rôznymi smermi sklonov a výškami skokov od 5 do 80 m. Podložie ložiska tvoria andezitové tufy a zlepenice. Ložisko má dĺžku asi 2 550 m v smere JV – SZ a šírku asi 1 600 m v smere JZ – SV. Ložisko je vedené v *Bilancii zásob výhradných ložísk SR* pod číslom 27.

Chemickotechnologické parametre suroviny: pôvodný popol 9,96 %, výhrevnosť 24,04 MJ, pôvodná voda 20,69 – 23,42 %, obsah S 1,34 – 1,54 %, obsah As 10 – 14 g . t⁻¹.

Na ložisku sú z hľadiska exploatacie zložité podmienky. Jednotlivé kryhy sa musia ťažiť samostatne, čo zvyšuje náklady na prípravu a ťažbu (*Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky*; Hrnčár a Mikoláš, 1993).

- *Chrenovec*: výskyt bezvýznamnej, 5 – 8 cm hrubej vrstvy hnedého uhlia v ílovitých sedimentoch, slabý výron zemného plynu vo vrte, pravdepodobne z malých šošoviek uhlia (Koděra et al., 1989).
- *Velká Čausa*: výskyt tenkého, 10 – 12 cm hrubého sloja hnedého uhlia vo vrtoch (Koděra et al., 1989).

Rudné suroviny

Fiala (1931) spomína limonitovaný pyrit a zlatonosný antimonit v lome v Hlbokej doline asi 1 km od Skleného. V normálnom type granitoidov sa vyskytujú akcesorické rudné minerály – galenit, goethit, chalkopyrit, magnetit a pyrit, v autometamorfovaných granitoch až granitoidoch je prítomný galenit a pyrit a v leukokratických pegmatitoidných a aplitoidných granitoidoch sa zistil arzenopyrit, galenit, chalkopyrit, molybdenit, pyrit a zároveň zvýšený (oproti iným typom granitoidov) obsah minerálov obsahujúcich prvky vzácnych zemín (Miko a Határ, 1976). Pri šlichovom prieskume kryštalinika Žiaru bolo identifikovaných 27 rudných a nerudných minerálov (Miko a Pulec, 1982; Mikoláš et al., 1985). V pohorí Žiar sa nerobili žiadne prieskumné banské práce (Pulec et al., 1989).

Mineralogické výskyty sú podrobne spracované v monografii *Topografická mineralógia Slovenska 1 – 3* (Koděra et al., 1989). Tu sú spomenuté iba minerály jednotlivých lokalít, ktoré sa nachádzajú v študovanom území.

- *Nedožery-Brezany*: minerály granitov (akcesorické minerály) (Miko a Határ, 1976), minerály pegmatitov (biotit, granáty, kremeň a živce) (Koděra et al., 1989).

- *Ráztočno*: epigenetická ortuťová mineralizácia (rumelka), sedimentárna Mn mineralizácia (oxidy Mn), minerály v náplavoch (rumelka) (Koděra et al., 1989).
- *Sklené*: minerály hornín [akcesorické minerály; (Miko a Határ, 1976), epidot, granáty – almandín], minerály pegmatitov (allanit, apatit, beryl, biotit, epidot, granáty – spessartín, chlority, kremeň, limonit, muskovit, pyrit, turmalín-skoryl, živce), hydrotermálna lazulitová mineralizácia s antimónom a pravdepodobne zlatonosným kremeňom (Koděra et al., 1989).

V oblasti pohoria Žiar v priestore Remata – Sklené sa na území Slovenska prvýkrát zistili nevýrazné indicie Au mineralizácie veľmi jemnozrnného zlata typu „Carlin“ (Knésl et al., 1992). Výskyty scheelitu a zlata v pohorí Žiar priradujú Miko a Pulec (1982) na základe analógie s pohorím Malej Magury k minerálnej asociácii scheelit – zlato – rumelka a výskyty sulfidov v šličoch k epigenetickej polymetalickej formácii. Robil sa aj systematický výskum rýžovísk a rozsypov zlata, kam bolo zahrnuté aj územie Žiaru (Hvožd'ara, 1998). V rokoch 2007 – 2008 sa riešila úloha *Registrácia rýžovísk zlata v oblasti Suchý – Malá Magura – Žiar* a v pohorí Žiar sa počas nej nezistili žiadne rýžoviská zlata (Hvožd'ara, 2008).

Nerudné suroviny

Bentonit

Budiš: výskyt polôh v diviackych vrstvách (Koděra et al., 1989).

Kaľamenová: výskyt polôh v diviackych vrstvách (Koděra et al., 1989).

Kaolín

Rudno: výskyt kaolinitu v pieskoch martinského súvrstvia (Koděra et al., 1989).

Veľká Čausa: výskyt kaolinických filov vo vrte ČČ-3 (Koděra et al., 1989).

Stavebný kameň

Slovenské Pravno [1] (severne od obce) – stavebný kameň – dolomit

Veľké ložisko sa nachádza v blízkosti severného okraja obce Slovenské Pravno. Lom má rozmery 80 x 150 m. Dolomity stratigraficky patria k strednému až vrchnému triasu krížňanskej jednotky. Stavba ložiska je jednoduchá. V strednej a pravej časti sú zastúpené tmavosivé celistvé porušené a popraskané dolomity. V ľavej časti vystupujú sivobiele porušené nevrstvovité, všesmerne rozpukané dolomity. Rozpadajú sa na ostrohranné úlomky do veľkosti 5 – 10 cm. Navetranie dolomitov je slabšie. V strede lomovej steny je asi 5 m hrubá poloha hnedých

až žltohnedých bridlíc (lunzske vrstvy), ktorá sa smerom na JV vyklinuje. Hrúbka celého súvrstvia v lomovej stene je zhruba 40 m a smerom do predpolia mierne narastá. Priestor lomu je značne zasutinený, hlavne na okrajoch. Zvýšený obsah ílovitej frakcie predstavuje na ložisku škodlivinu. Skrývka má hrúbku asi 40 cm. Ložisko leží nad miestnou erozívnu bázou. Zrážková voda ľahko preniká rozpukanými dolomitmi a celý masív je suchý. Lomová stena je polkruhová, jednoetážová, so sklonom zhruba 60°. Surovina je vhodná v poľnohospodárstve na úpravu pH pôd, v stavebníctve na malty a omietky. Surovina vyhovuje požiadavkám STN 72 1512 a 72 1513. Otvorený lom je opustený a vzniká tam nelegálna skládka odpadu. Posledný prieskum robili Arendárik et al. v roku 1968. Odhadované zásoby sú 7 335 tis. m³ (Árendárik et al., 1968; Macko a Domanický, 1971a; Pulec et al., 1989; Maťová a Knésl, 1996).

Sklené – Hlboká dolina [2] – stavebný kameň – migmatitizované pararuly

Stredne veľké ložisko sa nachádza severozápadne od obce. Je to starý opustený (od 1940 – 1950) zarastený lom, ktorý sa nachádza na jv. výbežku žiarskeho kryštalinika. Ložiskovou surovinou sú migmatitizované pararuly, hrubozrnné, miestami stredozrnné, prevažne biotitické. Miestami je možné pozorovať čiastočne usmernenu textúru. Predpokladaná hrúbka suroviny je 30 – 40 m. Ruly sú slabo lavicovité, s hrúbkou lavíc 20 – 30 cm, pričom jednotlivé väčšie lavice sú postihnuté detailnou drobnou odlučnosťou vrstvičiek v hrúbke 2 – 10 cm. Uloženie je 0/80 – 85, blokovitosť malá. Z ruly je možné vylomiť balvany a bloky s veľkosťou maximálne 30 x 50 cm. Ruly sú celkovo porušené a rozvetrané, ale veľmi intenzívne vetranie zasahuje horninu do 0,5 – 1 cm. Odhad hrúbky skrývky je 0,5 – 1,5 m. Odhadované zásoby sú 2 mil. m³. Surovina sa využívala v minulosti ako kamenivo na cestný štrk (Macko a Domanický, 1971b).

Jalovec [3] – stavebný kameň – pieskovce

Malé ložisko sa nachádza na východno-severovýchodnom okraji obce. Lom má rozmery 80 x 40 x 7 m, prebieha tu občasná ručná ťažba.

Lom sa nachádza v centrálnokarpatskom paleogéne Handlovskej kotliny. Ložiskovou surovinou sú paleogénne pieskovce a zlepenca, porušené a rozpadavé, a piesky vzniknuté ich rozdrobením. Pieskovce a zlepenca sa striedajú. V južnej časti lomu sú tenké polohy hnedých ílovcov a tmavých, pravdepodobne menilitových vložiek. V severnej časti lomu pod pieskovcami je možné pozorovať dobre opracované, nepravidelne rozmiestnené balvany zlepenca. Pieskovce sú drobnozrnné, ľahko rozpadavé. Zlepenca sú tiež drobnozrnné, ale celistvejšie. Odkrytá hrúbka suroviny je 7 m. Pieskovce a zlepenca sú lavicovité, uloženie je subhorizontálne, so smerom a sklonom 265/5 – 10. Podobne sú uložené vrstvy ílovcov. Pozorujeme časté pukliny, zhruba kolmé na vrstvitosť, so silnou

limonitizáciou. Skrývka je hrubá 0,5 – 1,5 m. Odhadované zásoby sú 25 tis. m³. Surovinu využívalo v minulosti roľnícke družstvo a miestni obyvatelia na stavebné účely, prípadne na cesty (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Ráztočno – Dúbrava [4] – stavebný kameň – pieskovec (piesok)

Stredne veľké ložisko sa nachádza ssz. od obce. Ťažobňa má rozmery 20 x 110 x 2 m. Uskutočňuje sa v nej občasná ručná ťažba a je v nej skládka odpadu. Pieskovňa sa nachádza v centrálnokarpatskom paleogéne Handlovskej kotliny. Hlavnou surovinou na ložisku sú jemnozrnné piesky vzniknuté rozpadom paleogénných pieskovcov. Vedľajšou surovinou sú polohy celistvých jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov a občas sa vyskytujú nepravidelné polohy hrubozrnných zlepcov. Odkrytá hrúbka suroviny je 2 m, predpokladaná hrúbka asi 30 m. Pieskovce a zlepenice tvoriace vložky v pieskoch sú nepravidelne uložené a len miestami je možné pozorovať zreteľnejšie lavice. Skrývka je hrubá 0,6 – 0,8 m. Odhadované zásoby sú 1,2 mil. m³. Piesok využívali v minulosti miestni obyvatelia na stavebné účely (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Ráztočno-juh 1 [5] – stavebný kameň – pieskovec

Malé ložisko sa nachádza na južnom okraji obce Ráztočno a Jalovec. Je tam malá, od r. 1968 opustená ťažobňa s rozmermi 25 x 6 x 6 m s občasnou ručnou ťažbou. Lom sa nachádza v pieskovcoch centrálnokarpatského paleogénu Handlovskej kotliny. Hlavnou surovinou na ložisku sú drobnozrnné až strednozrnné paleogénne pieskovce sivej farby, miestami slabo hnedasté, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými hnedými ílovcami s hrúbkou 10 cm. Pieskovce sú silno zvetrané a miestami sa rozpadávajú na piesok. Odkrytá hrúbka suroviny je 6 m. Pieskovce sú uložené lavicovito, pričom lavice obmedzujú polohy ílovcov z hornej i dolnej strany. Smer a veľkosť sklonu je 260/15. Okrem vrstvitosti sa dajú pozorovať výrazné trhliny a pukliny pretínajúce vrstvitosť, ktoré spolu s vložkami ílovcov delia pieskovce na bloky veľké približne 1 x 1 m. Skrývka je hrubá 0,5 až 1,5 m. Odhadované zásoby sú 25 tis. m³. Surovinu využívali v minulosti miestni obyvatelia na stavebné účely (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Ráztočno-juh 2 [6] – stavebný kameň – pieskovec

Malé ložisko sa nachádza na južnej strane obce. Je tu malá, od r. 1969 opustená ťažobňa s rozmermi 30 x 5 x 6 m s občasnou ručnou ťažbou.

Lom sa nachádza v pieskovcoch centrálnokarpatského paleogénu Handlovskej kotliny. Hlavnou surovinou na ložisku sú drobnozrnné až strednozrnné paleogénne pieskovce sivej farby, miestami slabo hnedasté, ktoré sa striedajú

s jemnozrnnými hnedými flocami s hrúbkou 10 cm. Pieskovce sú silno zvetrané a miestami sa rozpadávajú na piesok. Odkrytá hrúbka suroviny je 6 m. Pieskovce sú uložené lavicovito, smer a veľkosť sklonu je 265/15. Rovnaké úložné pomery majú vložky flocov. Okrem vrstvitosti tu pozorujeme priečne pukliny, ktoré rozdeľujú pieskovce na bloky s rozmermi priemerne 1 x 1 m. Skrývka je hrubá 0,6 – 1,5 m. Odhadované zásoby sú 30 tis. m³. Surovinu využívali v minulosti miestni obyvatelia na stavebné účely (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Sklené – kóta 686 [7] – stavebný kameň – dolomit a dolomitový piesok

Malé ložisko sa nachádza juhozápadne od obce. Sú na ňom 2 pieskovne s občasou miestnou ručnou ťažbou s rozmermi 40 x 15 x 3 m a 40 x 15 x 1,5 m. Pieskovne sa nachádzajú v mezozoickom dolomitickom komplexe hronika. Surovinou na ložisku sú silne rozpadavé porušené podrvené a rozvetrané sivobiely dolomity až dolomitové piesky (miestami až tzv. dolomitová múčka). Miestami sa vyskytujú aj polohy o niečo menej porušených dolomitov. Odkrytá hrúbka suroviny je maximálne 3 m. Skrývka je minimálna, s hrúbkou 0,3 – 0,8 m. Odhadované zásoby sú 100 tis. m³. Surovinu využívali v minulosti obyvatelia Skleného ako piesok do mált a omietok, ako kamenivo do betónov a na cesty vedľajšieho významu (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Sklené-juh [8] – stavebný kameň – dolomit a dolomitový piesok

Malé ložisko sa nachádza juhozápadne od obce. Je v ňom menšia opustená pieskovňa (predtým občasná miestna ručná ťažba) s rozmermi 20 x 15 x 2 m. Pieskovňa sa nachádza v mezozoickom dolomitickom komplexe hronika. Ložiskovou surovinou je silne rozpadavý porušený a rozvetraný sivobiely dolomit až dolomitový piesok, miestami s polohami skrasovatených porušených vápnitých dolomitov až dolomitických vápencov. Odkrytá hrúbka suroviny je maximálne 2 – 2,5 m. Stupeň rozvetrania dolomitov je značný, sú silne tektonicky podrvené, zväčša ide o dolomitové piesky. Pevnejšie polohy sú vápnitejšie, ale tie sú vo veľkej miere skrasovatené. Skrývka je minimálna, 0,2 – 0,6 m. Odhadované zásoby sú 50 tis. m³. Surovinu využívali v minulosti obyvatelia Skleného ako piesok do mált a omietok, ako kamenivo do betónov a na zásypy dvorov a ciest vedľajšieho významu (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Ráztočno-juh 3 [9] – stavebný kameň – pieskovec

Malé ložisko sa nachádza asi 150 m južne od obce. Je v ňom malý stenový opustený lom s rozmermi 7 x 4 x 3 m. Lom sa nachádza v pieskovcoch centrálnokarpatského paleogénu Handlovskej kotliny. Úžitkovou surovinou na ložisku sú drobnozrnné až strednozrnné pieskovce hnedosivej farby, miestami silne po-

rušené a navetrané, až sa rozpadajú na drobný piesok, v menšej miere sú pieskovce pomerne pevné a čerstvé. Odkrytá hrúbka suroviny je v lomovej stene 3 m. V spodnej časti lomovej steny majú pieskovce blokovitý rozpad s rozmermi blokov až 1,5 x 1,8 m. Vo vrchnej časti sú drobnolavicovité. Smer a veľkosť sklonu je 260/15. Priemerná skrývka je hrubá 0,6 m. Odhadované zásoby sú 20 tis. m³. Surovinu využívali v minulosti obyvatelia Ráztočna, pevnejšie pieskovce ako stavebný a soklový kameň a piesok do mált a omietok (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Handlová – kóta 505 [10] – stavebný kameň – zlepenec

Malé ložisko sa nachádza severne od obce. Je v ňom stenový opustený lom s rozmermi 50 x 10 x 7 m. Lom sa nachádza v bazálnom súvrství centrálnokarpatského paleogénu Handlovskej kotliny. Hlavnou surovinou na ložisku sú stredno- až hrubozrnné karbonatické zlepence, ktoré sú celistvé, čerstvé a veľmi slabo navetrané. Ako vedľajšia surovina vystupuje nad zlepenkami málo hrubá poloha tenkolavicovitých hnedých pieskovcov. Pieskovce sú silno navetrané, miestami sa rozpadávajú až na piesok. Surovinou v lomovej stene je 6 m hrubá poloha zlepenecov a 1 m hrubá poloha pieskovcov. Súbor je nezreteľne vrstvovitý, s pravdepodobným uložením 270/10. Celý komplex zlepenecov je porušený výraznými trhlinami, ktoré delia zlepence na bloky veľké až 1,5 m. Skrývka dosahuje hrúbku 0,8 – 1,1 m. V minulosti lom využívali železnice a správa ciest ako cestný a železničný štrk (Handlová – Prievidza) aj miestne obyvateľstvo ako kamenivo do betónov, prípadne ako základový kameň. Zásoby sú vyčerpané (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Ráztočno – Remata (Borová) [11] (jv. od obce) – stavebný kameň – dolomit

Toto veľké ložisko sa nachádza jv. od obce. Je tu 4-etážový (s výškou do 25 m) lom v prevádzke, v Bilancii zásob výhradných ložísk SR vedený pod číslom 460. Surovinou sú sivobiele, miestami tmavosivé cukrovzrnné nevrstvovité dolomity, ktoré sú silno porušené a podvrvené. Pri údere sa rozpadajú na hrubší štrk až piesok. Kompaktnejšie dolomity tvoria na ložisku nepravidelné polohy. Stratigraficky patria (stredný trias) k čiernovážskej sérii hronika. Overená hrúbka dolomitu je zhruba 100 m. Hrúbka skrývky je 0,6 – 1 m. Ložisko má rozmer 350 x 250 m. Surovina je chemicky homogénna a je vhodná na stavebné účely ako prírodné hutné kamenivo, lomový kameň, kryty cementovo-betónových vozoviek, na hutnícke účely, na výrobu plnív, minerálnych vlákien a čistého MgO. Vyhovuje požiadavkám STN 72 1475 a STN 72 1217. Bilančné vyťažiteľné zásoby (výpočet zásob Brodňan et al., 1994) sú 4 580 tis. m³. Lom sa intenzívne ťaží od r. 1966 (Macko a Domanický, 1971b; Pulec et al., 1989; Hrnčár a Mikoláš, 1993; Brodňan et al., 1994; Hroncová et al., 1996a).

Remata – kóta 473,6 [12] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko sa nachádza jv. od obce Ráztočno. Stenový opustený lom má rozmery 120 x 50 x 25 m. Nachádza sa v mezozoickom komplexe hronika. Hlavnou surovinou na ložisku je sivý, slabo hnedastý, slabo zbridičnatý rozpadavý dolomit. Hrúbka suroviny v lomovej stene je 20 – 30 m. Dolomit je slabo lavicovitý, uloženie je 200 – 210/30. V prostriedku lomovej steny vystupujú silno zbridičnaté hnedé lunzské vrstvy, ktoré konvenčne rozdeľujú dolomit na ramsauské a vrchnotriasové hlavné dolomity. Ich hrúbka je premenlivá, priemerne 2,5 m, v strede lomu až 4 – 5 m. Na dolomity v najvrchnejšej časti lomu nasadá paleogén. Skrývka je hrubá 0,8 – 1,5 m. Ložisko je vyťažené. V roku 1966 sa ťažba presunula do nového lomu, tu sa surovina aj spracúvala (drvenie, triedenie). Surovina sa využívala na cesty a kamenivo na stavebné účely (Priemstav Prievidza) (Macko a Domanický, 1971b).

Remata – kóta 691 [13] – stavebný kameň – dolomit (dolomitický piesok)

Malé ložisko – malá opustená pieskovňa – má rozmery 4 x 3 x 2 m. Pieskovňa sa nachádza v mezozoickom dolomitickom komplexe hronika. Surovinou na ložisku sú sivobiele, silne rozpadavé porušené dolomity až dolomitické piesky, často prachovitého charakteru. Skrývka je hrubá do 1 m. Odkrytá hrúbka suroviny v pieskovni je 2 m. Odhadované zásoby sú 200 tis. m³. Surovinu využívali miestni obyvatelia ako kamenivo do betónu a maltársky piesok (Macko a Domanický, 1971b).

Remata – Veľký vrch [14] – stavebný kameň – dolomit

Je to veľké ložisko – stenový, občas ťažený (1971 Bane Handlová) lom s rozmermi 40 x 12 x 10 m. Lom sa nachádza v mezozoickom dolomitickom komplexe hronika. Hlavnou surovinou na ložisku je sivý, miestami žltkastý a hnedastý rozpadavý a porušený dolomit, miestami porušený až na dolomitický piesok. Hrúbka suroviny v lomovej stene je 10 – 12 m. Technologická skrývka je hrubá až 2 m. Odhadované zásoby sú 6 mil. m³ (Macko a Domanický, 1971b).

Remata – chata Baník [15] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko – stenový, občas ťažený (1971 Bane Handlová) lom – má rozmery 50 x 15 x 20 m. Lom je založený v dolomitoch hronického mezozoika. Hlavnou surovinou na ložisku je sivý, miestami žltkastý a hnedastý dolomit, slabo brekciovitý, popraskaný a porušený, ktorý sa miestami strieda s hnedastým kalovým dolomitom, ktorý je o niečo pevnejší a celistvejší ako sivý dolomit. Hrúbka suroviny v lomovej stene je 15 – 17 m. Dolomit je slabo vrstvitý – pozrujeme striedanie sivého dolomitu s hnedastým kalovým dolomitom. V zá-

padnej časti lomu, kde kalový dolomit prevláda, pozorujeme lavice s hrúbkou 5 – 30 cm. Smer sklonu a vrstvitosti je 210/25. Technologická skrývka je hrubá 2 – 3 m. Zásoby sú skoro vyčlenené (Macko a Domanický, 1971b).

Handlová – kóta 505 (roľnícke družstvo) [16] – stavebný kameň – brekcia

Malé ložisko sa nachádza severne od obce. Stenový opustený lom má rozmery 50 x 10 x 13 m. Nachádza sa v bazálnom súvrství centrálnokarpatského paleogénu Handlovskej kotliny. Úžitkovou ložiskovou surovinou sú drobnozrnné, pevné a celistvé karbonátové brekcie sivé, miestami hnedastej farby. Brekcie sú zložené takmer výhradne z úlomkov dolomitov, tmel je tiež dolomitický. Maximálna odkrytá hrúbka v lome je 13 m. Karbonátové brekcie v lomovej stene sú uložené lavicovito, s priemernou hrúbkou lavíc 15 – 30 cm. Smer sklonu a vrstvitosti je 130/75, je veľmi zreteľná. Brekcie sú pevné, celistvé a čerstvé, len ojedinele slabozvetrávajú a v týchto miestach sa drobia na hrubší štrk až piesok. Skrývka je hrubá 0,6 – 1 m. Ložisko je prakticky vyčlenené. Odhadované zásoby sú 15 tis. m³. Surovinu využívalo roľnícke družstvo a miestni obyvatelia (Macko a Domanický, 1971b; Šimon et al., 1994).

Remata – kóta 524,2 [17] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko – stenový, občas ťažený (1971) lom s rozmermi 40 x 8 m – sa nachádza v mezozoickom dolomitickom komplexe hronika. Ložiskovou surovinou je bielosivý cukrovzrnný, miestami slabozbrekčovatený porušený nesúdržný dolomit. V južnej strane lomu je o niečo pevnejší, slabozhnedastý. Odkrytá hrúbka v lome je maximálne 8 m. V severnej strane lomu je dolomit výrazne lavicovitý, s hrúbkou lavíc 30 – 60 cm. Smer sklonu a vrstvitosti je 220/45. V južnej časti lomu je uloženie nezreteľné, dolomit tu má balvanovitý rozpad a miestami je slabozkrasovatený. Celkovo je silno tektonicky porušený a pri údere sa ľahko rozpadá na štrk a piesok. Odhadované zásoby sú 100 tis. m³. Surovina sa využívala na údržbu lesných ciest. (Macko a Domanický, 1971b).

Remata – Vysoká [18] – stavebný kameň – andezit

Malé ložisko sa nachádza 1,7 km jv. od železničnej zastávky Remata. Opustený (1960 – 1965) stenový lom má rozmery 10 x 15 x 15 m. Lom je založený v neovulkanitoch východných výbežkov Kremnických vrchov. Surovinou na ložisku je sivý masívny andezit s jemnozrnnou štruktúrou. Odkrytá hrúbka v lome je 12 – 15 m. Andezit tvorí štokovité teleso prerážajúce cez paleogénne sedimenty a staršie pyroxenické propylitizované andezity. Odľučnosť je čiastočne blokovitá, s rôznymi rozmermi blokov, častejšie ale lavicovitá, miestami tenkolavicovitá. Andezit je veľmi zachovaný, čerstvý. Skrývka je hrubá 0,6 – 1,1 m.

Odhadované zásoby sú 300 tis. m³. Surovina sa využívala ako drvené kamenivo na cesty (Macko a Domanický, 1971b).

Handlová – Zimné úbočie [19] – stavebný kameň – andezit

Stredne veľké ložisko sa nachádza východne od Handlovej. Opustený 1-etážový stenový lom má výšku steny 15 – 20 m. Lom sa nachádza v neovulkanitoch najvýchodnejších výbežkov Kremnických vrchov. Úžitkovou surovinou je masívny sivočierny, za mokra až čierny pyroxenicko-amfibolický andezit, miestami aj s granátom. Navetraný je oxidmi železa a sfarbený do hrdzava. V hornej časti lomu prevláda sivočierny andezit, v spodnej časti je andezit sivobiely, hrubozrnnejší. Vrtom zistená hrúbka je 64 m, odkrytá hrúbka v lome je 15 – 20 m. Uloženie andezitu je nezreteľné, odlučnosť je blokovitá, rozpukanosť malá. Ide o bloky s veľkosťou až 1 x 3 m. Veľké bloky prevládajú nad menšími s veľkosťou strany 0,5 m. Miestami pozorujeme čiastočnú sférickú odlučnosť. Štiepatelnosť kameňa nie je veľmi dobrá. Technologická skrývka je hrubá až 2 – 3 m. Odhadované zásoby sú 2 mil. m³. Surovina sa využívala pri stavbe železničných tunelov aj ako kamenivo na údržbu ciest (Macko a Domanický, 1971b).

Lazany 2 [20] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko sa nachádza západne od obce. Opustený stenový lom má šírku 15 m a výšku 10 m. Lom je založený v strednotriasových dolomitoch hronika. Smerom do svahu asi 50 m od lomu vystupuje kriedové súvrstvie. Surovinou na ložisku sú svetlosivé, silne porušené dolomity až dolomitové piesky s polohami celistvejšieho, menej rozpadavého dolomitu. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 10 m. Hornina je silne porušená sústavou drobných všestranných puklín, pozdĺž ktorých sa rozpadá na štrk až piesok a vo vrchných častiach lomu sa dolomit rozpadáva na jemnú múčku. Skrývka má priemernú hrúbku 0,3 m, maximálne 0,5 m. Odhadované zásoby sú 8 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971; Pulec et al., 1989).

Lazany 1 [21] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko sa nachádza západne od obce. Dva opustené zasutinené stenové lomy majú šírku 100 m a výšku 15 m. Susediace stenové lomy sú založené v ladinských dolomitoch hronika. Smerom do svahu asi 60 m od lomu vystupuje kriedové súvrstvie. Úžitkovou surovinou na ložisku sú silne rozpadavé porušené sivobiele dolomity rozpadávajúce sa až na štrk a menej rozpadavé dolomity, celistvejšie, vystupujúce väčšinou v horných častiach ťažobných stien. Odkrytá hrúbka suroviny je maximálne 25 m. Hornina je silne tektonicky porušená, prestúpená sieťou hustých všesmerných puklín, pozdĺž ktorých sa rozpadá na štrk

až piesok a v povrchových partiách sa dolomit rozpadáva na jemnú múčku. Skrývka má hrúbku 0,5 m. Dolomity tvoria iba úzky pruh a z hľadiska ťažby nemajú praktický význam. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Kláštor pod Znievom-západ [22] – stavebný kameň – vápenec

Malé ložisko sa nachádza západne od obce. Dva opustené menšie zasutinené stenové lomy majú rozmery 7 x 4 x 7 m. Opustené malé lomy sú založené v strednotriasových aniských vápencoch chočskej jednotky. Surovinou na ložisku sú sivé pevné kompaktné, miestami slabo lavicovité vápence s nerovným až lastúrnatým lomom a rozpadom. Odkrytá hrúbka suroviny v lomoch je maximálne 3 – 5 m. Vápence sú nezreteľne vrstvomité, s hrúbkou lavíc 20 – 35 cm. Generálny sklon je 290/45. Skrývka má hrúbku priemerne 0,4 m. Zásoby sú nepatrné, odhadom 5 tis. m³, hneď pri lomoch už vystupujú dolomity. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Kláštor pod Znievom – kláštor [23] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko sa nachádza južne od obce. Dva stenové 1-etážové lomy majú rozmery 60 x 40 x 12 m a 30 x 20 x 8 m.

Opustené lomy sú založené v strednotriasových dolomitoch chočskej jednotky pohoria Žiar. Surovinou na ložisku sú silne rozpadavé dolomity, prevažne až dolomitové piesky sivobielej farby, miestami s drobnejšími partiami menej rozpadavého celistvejšieho dolomitu. Odkrytá hrúbka suroviny v lomoch je maximálne 12 m. Dolomity sú silne tektonicky podvrvené, porušené, silne navetrané a rozpadnuté až na piesok, celistvejšie polohy sú všesmerne rozpukané a pozdĺž týchto trhlín sa dolomit rozpadá. Skrývka má hrúbku priemerne 0,9 – 1,1 m. Zásoby sú nepatrné, odhadom 5 – 6 tis. m³. 250 m od lomu sa nachádza kláštor založený v roku 1256. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál. (Macko a Domanický, 1971).

Kláštor pod Znievom [24] – stavebný kameň – dolomit

Veľké ložisko sa nachádza južne od obce. Je v ňom lom s rozmermi 100 x 10 x 20 m a ďalšie opustené lomy v okolí. Lom je založený v stredno- až vrchnotriasových dolomitoch čiernovážskej série chočskej jednotky. Surovinou na ložisku sú silne rozpadavé dolomity, prevažne rozpadnuté až na piesok, sivobielej farby, miestami s polohami celistvejších dolomitov. Odkrytá hrúbka suroviny na ložisku je maximálne 10 m, celková hrúbka je maximálne 90 m. Dolomity sú silne tektonicky podvrvené, rozpad je štrkovitý až piesčitý. Skrývka má hrúbku až

do 1 m. Zásoby boli vypočítané na 196 822,9 tis. t. Chemické zloženie suroviny: CaO 31,38 %, MgO 21,93 %, SiO₂ 0,33 %, Al₂O₃ 0,06 %, Fe₂O₃ 0,05 %, alk. 0,06 %, C_{org} 0,02 %. Mineralogické zloženie: dolomit 99,5 %, nečistoty 0,05 %. Zložka CaCO₃ predstavuje 56 %, MgCO₃ 42 %, voľný MgO 1,5 % a silikáty 0,5 %. Technologické vlastnosti: dolomit je chemicky čistý, nerozpustný zvyšok je 0,35 %, belosť meliva 83 %. Dolomit patrí do II. kvalitatívnej triedy. Surovina je vhodná ako kamenivo do betónov, na aglomeráciu rúd v hutách, na výrobu prefabrikátov, v sklenárstve a keramickom priemysle, na výrobu alkalických filtrov, v stavebníctve do mált a omietok aj na použitie ako cestný štrk. Ložisko sa nepravidelne ťažilo odstreľom v pevnejších častiach (Stredoslovenské kameňolomy a štrkopiesky do r. 2002), potom bolo preradené do *Evidencie ložísk nevyhradených nerastov SR* pod číslom 4 336 (obec Kláštor pod Znievom) a vyradený z evidencie v r. 2010 (Árendarik et al., 1968; Macko a Domanický, 1971a; Pulec et al., 1989; Hroncová et al., 1996b; Zuberec et al., 2002; *Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky*).

Polierka [25] – stavebný kameň – vápenec

Malé ložisko sa nachádza západne od obce. Opustený zasutinený stenový lom má šírku 30 m a výšku 6 m. Lom je založený v stredotriasových vápencoch zliechovskej série krížňanskej jednotky. Surovinou na ložisku sú svetlosivé celistvé vápence, preniknuté drobnou kalcitovou žilovinou. Majú nerovný ostrohranný lom aj rozpad. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 6 m. Vápence sú nezreteľne vrstvitité, s hrúbkou lavíc 40 – 60 cm a smerom vrstvitosti 160/30. Hornina je rozpukaná všesmernými puklinami a má blokovitý rozpad. Bloky majú rozmery približne 30 x 50 cm. Technologická skrývka je 1 m. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Surovinu občasne (do r. 1950 – 1955) využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Slovenské Pravno 2 [30] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko, opustený stenový 1-etážový lom, má šírku 80 m a výšku 25 m.

Lom je založený v ladinsko-karnských dolomitoch zliechovskej série krížňanskej jednotky. Surovinou na ložisku sú tmavosivé, silne rozpadavé až prachovité dolomity. V lome je možné pozorovať vyvinuté lunzské vrstvy s hrúbkou do 1 m, deliace dolomity pod nimi na ladinské a karnské dolomity nad lunzskými vrstvami. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 25 m. Lunzské vrstvy spolu s ílovitou prímiesou predstavujú na ložisku škodlivinu. Dolomity sú silne tektonicky podvržené, porušené, prestúpené hustou sieťou drobných aj výraznejších puklín. Hornina je celkovo silne navetraná, rozpadavá na piesok až drobný prach. Na povrchu sa vytvárajú erozívne ryhy. Skrývka je hrubá priemer-

ne 0,6 m. Ložisko je bez významu a bez odhadnutých zásob. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Árendarik et al., 1968; Macko a Domanický, 1971).

Slovenské Pravno 3 [31] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko, opustený stenový 1-etážový lom, má rozmery 15 x 3 x 5 m. Lom je založený v stredno- až vrchnotriasových dolomitoch zliechovskej série krížňanskej jednotky. Surovinou na ložisku sú silne rozpadavé tmavosivé dolomity až dolomitické piesky, miestami svetlejšej farby, s polohami vápnitých dolomitov. Miestami vystupujú vložky ílovito-piesčitých vrstiev – lunzské vrstvy – s hrúbkou do 0,2 m. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 5 – 6 m. Dolomity sú silne tektonicky podrvené, rozpadavé až na piesok a štrk. Pevnejšie partie sú prestúpené hustou sieťou puklín, pozdĺž ktorých sa hornina štrkovite rozpadá. Hornina je celkovo silne rozvetraná, najmä tmavosivé dolomity, a má hojnú ílovitú prímes. Lunzské vrstvy spolu s ílovitou prímesou predstavujú na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá priemerne 0,6 m. Odhadované zásoby sú 25 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971).

Polerieka-Bukovec [32] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko, opustený stenový lom, má rozmer 40 x 25 x 8 m. Lom je založený v strednotriasových dolomitoch pravdepodobne zliechovskej série krížňanskej jednotky. Surovinou na ložisku sú svetlosivé až žltosivé, silne rozpadavé dolomity, rozpadajúce sa poväčšine na piesok a štrk a miestami až na dolomitovú múčku. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 8 m. Hornina je prestúpená sieťou všesmerných drobných puklín, pozdĺž ktorých sa rozpadá na piesok a štrk. Hornina je celkovo silne rozvetraná a rozpadavá. Slabá ílovitá prímes po puklinách predstavuje na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá priemerne 0,2 m. Odhadované zásoby sú 25 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971).

Slovenské Pravno 4 [34] – stavebný kameň – vápnitý dolomit

Malé ložisko, opustený stenový 1-etážový lom, má rozmery 10 x 4 x 16 m. Lom je založený v stredno- až vrchnotriasových dolomitoch tatrika. Surovinou na ložisku sú tmavosivé celistvé, slabo rozpadavé dolomity až vápnité dolomity s ostrohranným rozpadom a lomom. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je max. 16 m. Dolomity sú prestúpené sieťou drobných trhlín. Dolomity sú celistvé, pevné, iba veľmi slabo navetrané. Skrývka je hrubá priemerne 0,8 m. Odhadované zásoby sú 125 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál a Správa ciest na úpravu ciest (Macko a Domanický, 1971a).

Slovenské Pravno 5 [35] – stavebný kameň – dolomit

Veľké ložisko, opustený stenový 1-etážový lom, má rozmery 80 x 20 x 8 m. Lom je založený v stredno- až vrchnotriasových dolomitoch obalovej mezozoickej jednotky. Surovinou na ložisku sú dolomity svetlosivej a tmavosivej farby, navzájom sa striedajúce v tenkých lavicovitých polohách. Striedanie pozorujeme hlavne v ľavej (južnej) časti lomu, v strednej časti lomu vystupuje tmavý rozpadavý dolomit, ktorý je v pravej (severnej) časti lomu od žltosivého, silne rozpadavého dolomitu až dolomitového piesku oddelený poruchou. Odkrytá hrúbka suroviny v lome je maximálne 8 m, priemerná hrúbka použitá pri výpočte zásob je 25 m. Dolomity sú tektonicky porušené, v ľavej časti slabo lavicovité, prestúpené všesmernými puklinami. Silne navetrané sú dolomity najmä v pravej časti lomu, kde sú rozpadnuté na piesok. Skrývka je hrubá priemerne 0,8 m. Vypočítané zásoby sú 3,46 mil. t (výpočet zásob zahŕňa aj ložiská Slovenské Pravno [1] a Slovenské Pravno 6 [36]) (Árendarik et al., 1968; Macko a Domanický, 1971a).

Slovenské Pravno 6 [36] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko, opustená stenová 1-etážová pieskovňa, má rozmery 40 x 30 x 7 metrov. Lom je založený v stredno- až vrchnotriasových (ladin – karn) dolomitoch krížňanskej jednotky zliechovskej série. Surovinou na ložisku sú tmavosivé, silne rozpadavé dolomity, miestami s výskytom celistvejších partií, a svetlosivé celistvé dolomity. Na pravej (severnej) strane lomu vystupuje aj tenká poloha lunzských vrstiev. Odkrytá hrúbka suroviny v pieskovni je maximálne 6 – 7 m, priemerná hrúbka použitá pri výpočte zásob je 25 m. Dolomity sú silne tektonicky porušené, hlavne tmavosivé dolomity. Aj celistvejšie polohy sú prestúpené sieťou drobných puklín, pozdĺž ktorých sa dolomity rozpadajú na piesok. Dolomity silne zvetrávajú, drobia sa najmä tmavosivé, a rozpadávajú sa až na prach. Prachovitá a ílovitá prímes predstavuje na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá priemerne 0,7 – 0,8 m. Vypočítané zásoby sú 3,46 mil. t (výpočet zásob zahŕňa aj ložiská Slovenské Pravno [1] a Slovenské Pravno 6 [35]). Surovinu využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál a na údržbu nenáročných ciest (Árendarik et al., 1968; Macko a Domanický, 1971a).

Dubové-Besná voda [39] – stavebný kameň – biotitický granit – granodiorit

Stredne veľké ložisko, silno zasutinený stenový 1-etážový lom, má rozmery 6 x 20 x 7 m. Lom je založený v horninách kryštalinika pohoria Žiar. Surovinu na ložisku predstavuje svetlý biotitický hrubozrnný granit typu Žiar. Miestami pozorujeme šošovky autometamorfovaného granitu s bielym ortoklasom a biotitom, ktorý nie je premenený. Odkrytá hrúbka suroviny v lomovej stene je 4 m.

Smerom na Z sa predpokladá väčšia hrúbka. Hornina je všesmerne tektonicky porušená a podrvená. Miestami pozorujeme lineáciu biotítu. Rozvetranie je veľké, zvetrávacia zóna na puklinách je 20 cm. Porušené partie predstavujú škodlivinu. Skrývka je hrubá do 2 m. Odhadované zásoby sú 2 mil. t. Surovinu využívali miestni obyvatelia. Prestala sa ťažiť pre vysokú nasiakavosť (do 6 %) po otvorení ložiska Rakša (mimo zmapovaného územia) (Macko a Domanický, 1971a; Zuberec et al., 2002).

Brezany – Breziansky potok [42] – stavebný kameň – granodiorit

Stredne veľké ložisko, opustený stenový lom, má výšku steny 30 m. Zárez lomu je na západných svahoch pohoria Žiar. Horninový masív je zbrázdnený pomerne hlbokými eróznymi ryhami potokov. Asi 500 m na JZ na kryštalinikum nasadá flyšový vývoj centrálnokarpatského paleogénu, ktorý vyplňuje nerovný predpaleogénny terénny reliéf. Hlavnou ložiskovou surovinou je biotitický granodiorit (Klinec, 1957) sivej, prípadne okrovosivej farby. Štruktúra je porfyrická, celokryštalická. Žulový masív buduje vrcholy s výškovým rozsahom od 350 do 800 m. Prevažná časť horniny je navetraná, dôsledkom je menšia pevnosť a rýchlejší rozpad, miestami až na piesok. Skrývka je hrubá len 0,2 – 0,4 m. Lom založený v r. 1938 od r. 1962 ťažil Lesostav Ružomberok na stavbu lesných ciest. Odhadované zásoby sú 2 mil. m³ (Macko a Zajac, 1971).

Prievidza [45] – stavebný kameň – andezit

Stredne veľké ložisko, opustený lom, má rozmery 60 x 35 m. Ložisko pyroxenického andezitu a jeho pyroklastík sa nachádza na oboch svahoch rieky Handlovky. V týchto horninách sú založené tri ťažobné objekty, v ktorých sa pred 2. svetovou vojnou ťažil kameň na výstavbu železničnej trate Handlová – Horná Štubňa. Najvýznamnejší z nich je lom na pravej strane rieky, tesne nad traťou Prievidza – Malá Čausa. Druhý lom na tom istom brehu rieky pri kóte 285 je prirodzená skalná stena a lom na Veternom vrchu je zavázaný odpadom. Hlavnou ložiskovou surovinou je hrubozrnný pyroxenický andezit. Štruktúra horniny je rovnomerne zrnitá, polokryštalická. Textúra je vezikulárna. Hrúbka andezitového prúdu sa odhaduje na 40 m. Pyroklastické sedimenty, ktoré v ostatných dvoch ťažobniach silno prevládajú, tvoria nadložie tohto prúdu. Dosahujú hrúbku až 50 m. Hornina má doskovitú, prípadne lavicovitú odlučnosť, miestami aj nepravidelne mnohostennú. Hornina je pomerne silne tektonicky rozrušená. Priemerná veľkosť vyťažených úlomkov nepresahuje 0,2 m³. Približne vodorovne uložené lavice sú sprehybané. Celá hornina je chemicky navetraná. Skrývka je veľmi nepravidelná, hrubá 0,1 – 20 m. Surovina má vysokú pórovitosť a nasiakavosť, malú húževnatosť a pomerne nízku pevnosť v tlaku. Odhadované zásoby vo všetkých troch lomoch sú 900 tis. m³ (Macko a Zajac, 1971).

Hradec [47] – stavebný kameň – andezit

Malé ložisko, opustený lom, má dĺžku 45 m a výšku steny 20 m. Hlavnou ložiskovou surovinou je pyroxenický andezit s rovnomernou zrnitou štruktúrou a pórovitou textúrou. Farba horniny je modrastosivá, ovplyvnená vybielením. Miestami je materiál rozpadavý až na piesok. Surovina má vysokú pórovitosť a nasiakavosť, malú húževnatosť a pomerne nízku pevnosť v tlaku. Odhadované zásoby sú 300 tis. m³. Hrúbka je odhadom 25 m. Skrývka je hrubá 0,2 m. Ťažba sa začala v r. 1934, v r. 1959 – 1961 na ložisku intenzívne ťažilo roľnícke družstvo z Prievidze. Surovina sa používala na stavbu ciest ako štetový kameň v okolí Veľkej a Malej Čausy (Macko a Zajac, 1971).

Kňazov kopec – Handlová [49] – stavebný kameň – andezit

Veľké ložisko na jv. svahu Kňazovho vrchu, opustený stenový lom, má dĺžku steny 120 m a výšku 35 – 50 m. Je to kopovité teleso bazaltoidného andezitu. Nadložie tvoria íly a piesčité íly, podložie pyroklastické andezitové konglomeráty. Hlavnou ložiskovou surovinou je bazaltoidný andezit sivohnedej a sivočiernej farby. Andezit sivočiernej farby je v pravej časti lomu a predstavuje žilnú variету bazaltoidného andezitu. Štruktúra je hemikryštalická, textúra porézna. Pórovité horniny sa vyskytujú prevažne pri prírodnom kanáli. Kopa vyčnieva 120 m nad úrovňou terénu. Hornina uprostred lomu je slabšej kvality a intenzívnejšie porušená. V r. 1927 – 1931 tu bola intenzívna ťažba s drviacou linkou a výrobou kociek do železničných tunelov na trati Handlová – Horná Štubňa. Surovinu dopravovala až k železnici v Handlovej lanovka. Do r. 1965 tu bola občasná ťažba, kým nebola zakázaná pre možnosť zosuvu. Odhadované zásoby sú 3 mil. m³ (Macko a Zajac, 1971; Šimon et al., 1994).

Vrícko [50] – stavebný kameň – vápenec

Veľké ložisko, činný dvojetážový lom, má šírku 80 m a výšku 40 m. V Bilancii zásob výhradných ložísk SR je evidovaný pod číslom 186.

Ložisko budujú dogersko-malmské vápence zliechovskej série krížňanskej jednotky. Hlavnou ložiskovou surovinou je tmavosivý vápenec so žilkami kalcitu, uložený prevažne horizontálne. Hrúbka ložiska je približne 80 m. Hornina je uložená prevažne výrazne lavicovito. Hrúbka lavíc je zhruba 0,1 – 1 m. Hornina je v blízkosti povrchu nepravidelne rozpukaná. Vo vrchných častiach je zhruba do 3 m navetraná. Po puklinách je miestami limonitizovaná. Vypočítané zásoby boli zhruba 7 mil. m³. Lom bol založený v r. 1920, určitý čas sa v ňom neťažilo, až do obnovenia ťažby v r. 1969 (Macko a Šemoda, 1971; Hroncová et al., 1996b, Smiešková, 1999).

Kľačno [51] – Stavebný kameň – dolomit

Stredne veľké ložisko, občasný lom, má výšku steny 25 m, šírku 50 m a hĺbku 20 m. Pozdĺž ľavej strany cesty z Kľačna do Kláštora pod Znievom v pruhu širokom 300 m a dlhom asi 2,5 km je niekoľko ďalších lomov. Širšie okolie ložiska tvoria strednotriasové dolomity hronika, ktoré susedia so sivými strednotriasovými vápencami. Hlavnou ložiskovou surovinou sú sivobiele dolomity, prevažne rozpadavé na ostrohranný štrk až piesok. Úlomky dosahujú priemernú veľkosť až 3 cm. Hrúbka suroviny na ložisku je asi 70 m. Hrúbka skrývky je 0,2 až 0,5 m. Odhadované zásoby sú 1,1 mil. m³. Lom bol otvorený okolo r. 1958. Surovinu ťažili miestni obyvatelia na stavebné účely a ako materiál na výstavbu ciest miestneho významu (Macko a Šemoda, 1971; Pulec et al., 1989).

Brieštie [52] – Stavebný kameň – vápnitý dolomit

Malé ložisko, občasný stenový lom, má šírku 50 m, maximálnu výšku 25 m a hĺbku 20 m. Širšie okolie ložiska tvoria strednotriasové dolomity ladinu žiarскеj obalovej série. Hlavnou ložiskovou surovinou sú vápnité dolomity sivej a svetlosivej farby, celistvé, slabo rozpadavé. Hrúbka suroviny na ložisku je odhadom 25 m. Dolomit sa často rozpadáva na väčšie balvany a bloky veľké až 1 m³. Vo vrchných častiach je hornina približne do hĺbky 3 m zvetraná. Hrúbka skrývky je 0,5 – 1 m. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Lom bol otvorený okolo r. 1948. Surovinu ťažili miestni obyvatelia a štátne cesty na výstavbu cesty Slovenské Pravno – Brieštie (Árendarik et al., 1968; Macko a Šemoda, 1971).

Hadviga [53] – stavebný kameň – kremenec

Malé ložisko, občasný lom, má rozmery 30 x 10 x 10 m. Ložisko budujú spodnotriasové kremence mezozoika obalovej série Žiaru. Hlavnou ložiskovou surovinou sú kremence rôznych farebných odtieňov (biele, sivé, žlté, sivohnedé, červené) s premenlivou zrnitosťou, ktoré majú znížený obsah SiO₂ a zvýšený obsah Al₂O₃. Preplástky bridlic s hrúbkou 5 – 10 cm vo vrchných častiach lomu predstavujú škodlivinu. Hrúbka suroviny v lome je odhadom 50 m. Kremence sú prevažne silne tektonicky porušené, s puklinami vyplnenými ílmi. Rozvetranie pozorujeme vo vrchných partiách maximálne do hĺbky 1 m. Skrývka sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 0,7 m. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Lom založili obyvatelia Hadvigy (dnes časť obce Brieštie) v r. 1946 a využívali ho ako stavebný kameň a na spevňovanie ciest. Používal sa aj pri výstavbe cesty Slovenské Pravno – Hadviga (Árendarik et al., 1969; Macko a Šemoda, 1971).

Vyšehradné 1 [54] – stavebný kameň – dolomitický vápenec

Malé ložisko, opustený lom, má výšku steny 7 m, šírku 4 m a dĺžku 10 m. Ložisko budujú stredotriasové dolomitické vápence obalovej série Žiaru. Surovinou ložiska je prevažne dolomitický vápenec sivej a tmavosivej farby s hojným výskytom kalcitových žiliek. Odhadovaná hrúbka je 20 m. Rozvetranie je nevýrazné, hornina sa rozpadáva na hrubozrnné balvany s priemerom 15 – 20 cm. Skrývka je nepravidelná, lokálne hrubá až 1,5 m. Odhadované zásoby sú 2 tis. m³. Lom bol otvorený v r. 1939. Surovina sa používala ako materiál na výstavbu cesty Nitrianske Pravno – Martin a neskôr ju ťažili miestni obyvatelia na stavebné účely (Macko a Šemoda, 1971).

Vyšehradné 2 [55] – stavebný kameň – vápenec

Malé ložisko, opustený stenový lom, má dĺžku 12 m a maximálnu výšku 15 m. Ložisko sa nachádza v mezozoických vápencoch žiarskej série. Ťažili sa v ňom sive kompaktné vápence s hojným výskytom kalcitových žiliek. Hornina je popraskaná (rozpad na 5 – 15 cm úlomky, lokálne bloky väčšie ako 1 m³), zatečená okrovými a limonitovými povlakmi. Hrúbka ložiska sa odhaduje na 30 m. Skrývka je nepravidelná, hrubá 0,2 – 1 m. Odhadované zásoby sú 1,5 tis. m³. Lom bol otvorený v roku 1938. Surovina sa používala na výstavbu cesty Nitrianske Pravno – Jasenovo (Macko a Šemoda, 1971).

Vyšehradné 3 [56] – stavebný kameň – dolomitický piesok

Je to malé ložisko, v ktorom sú 3 občas ťažené ťažobné jamy. Budujú ho stredotriasové dolomity obalovej série Žiaru. Surovinou sú prevažne jemnozrnné dolomitické piesky, biele až sivobiele, pomerne čisté. Hrúbka ložiska sa odhaduje na 20 m. Dolomit je biely jemný až prachový piesok, miestami prechádza do jemného štrčíku (ojedinele sa vyskytujú úlomky veľké asi 5 cm). V dolomitoch možno pozorovať biele kalcitové žilky hrubé 1 mm. Rozvetranie je nevýrazné, pozorovateľné do hĺbky 1 m. Skrývka je nepravidelná, hrubá 0,2 – 0,5 m. Odhadované zásoby sú 25 tis. m³. Pieskovňu založili miestni obyvatelia v r. 1965 ako zdroj suroviny na maltárske piesky (Fedor a Kozáč, 1969; Macko a Šemoda, 1971).

Rudno [57] – stavebný kameň – granit

Malé ložisko, v ktorom je občasný lom so šírkou 40 m, hĺbkou 20 m a maximálnou výškou 15 m, sa nachádza veľmi blízko dediny. Je situované v žiarskom kryštaliniku. Z východu a západu je ohraničené spodnotriasovými kremencami. Surovinou na ložisku je bledosivá biotiticko-muskovitická stredno- až hrubo-

zrnná žula. Hrúbka ložiska sa odhaduje na 25 m. Hornina je silne nepravidelne rozpukaná, po puklinách prevažne šikmého smeru sú hojné limonitové náteky. Rozpad je nepravidelný, ostrohranný, veľkosť úlomkov je 10 – 20 cm. Rozvetrávanie možno pozorovať hlavne vo vrchných častiach pod skrývkou (0,3 – 0,5 m) do hĺbky 2 – 3 m. Hornina je tu úplne biela, rozpadáva sa až na piesok, ktorým je zasutinená prevažná časť lomovej steny. Zásoby boli odhadnuté na 5 tis. m³. Ťažobňu otvorili miestni obyvatelia okolo roku 1900. Surovina sa využívala ako stavebný materiál a na výstavbu vedľajších ciest (Macko a Šemoda, 1971).

Jasenovo 1 [58] – stavebný kameň – vápnitý dolomit

Malé ložisko, občasný lom, má dve steny nad sebou. Sú vysoké 7 m a široké 20 m. Ložisko patrí k obalovej jednotke Žiaru. Hlavnou ložiskovou surovinou sú sivé až svetlosivé vápnité dolomity s bielymi kalcitovými žilkami. Hrúbka suroviny sa odhaduje na 30 m a viac. Hornina je silno rozpraskaná, iba lokálne sa vyskytujú pevné časti. Rozpadáva sa prevažne na stredozrnný štrk. Rozvetranie je pozorovateľné do hĺbky až 3 m. Priemerná hrúbka skrývky je 0,5 m. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Ťažobňu otvorili miestni obyvatelia a roľnícke družstvo v r. 1960. Surovina sa využívala ako stavebný materiál a na výstavbu vedľajších ciest (Árendarik et al., 1968; Macko a Šemoda, 1971).

Vyšehradné 4 [59] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko – občasný lom s dvomi zárezmi – má dĺžku 25 m a šírku 30 m a maximálnu výšku steny 6 m. Ložisko je vedené v *Evidencii ložísk nevyhradených nerastov SR* pod číslom 4 255. Ťažobňa je založená v strednotriasových dolomitoch krížňanského príkrovu. Ťažil sa dolomit sivej farby brekciovitého vzhľadu, preniknutý kalcitovými žilkami. Dolomit sa rozpadá na ostrohranný jemnozrnný štrk s priemerom do 1 cm, lokálne je intenzívne limonitizovaný. Hrúbka suroviny sa odhaduje na 20 m. Skrývka je nepravidelná, hrubá 0 – 1 m. Odhadované zásoby sú 2 tis. m³. Ťažobňu otvorili miestni obyvatelia okolo r. 1955. Surovina sa využívala ako stavebný materiál (Macko a Šemoda, 1971).

Nitrianske Pravno [60] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko – opustený stenový lom – je dlhé 50 m, maximálna výška steny je 15 m. Lom je založený v strednotriasových dolomitoch pravdepodobne krížňanského príkrovu. Ťažil sa čiernosivý dolomit ako kamenivo (kompaktnejší) a štrk (rozpadavý). Hrúbka ložiska sa odhaduje na 25 m. Rozvetranie je výraznejšie v pravej časti steny. Skrývka je hrubá maximálne 1,5 m. Odhadované zásoby sú 5 tis. m³. Surovinu využívali miestni obyvatelia na stavebné účely od roku 1960 (Macko a Šemoda, 1971).

Vyšehrad [61] – stavebný kameň – vápenec

Malé ložisko, opustený stenový lom, má výšku steny 25 m, dĺžku 80 m a šírku 20 m.

Ložisko je v mezozoických vápencoch žiarskej série. Surovinou sú sivé kompaktné vápence s výskytom bielych žiliek kalcitu. Odhadovaná hrúbka ložiska je 50 m a viac. Vápence sú uložené lavicovito. Hrúbka lavíc je 5 – 10 cm, so smerom sklonu 200/20°. Skrývka je nepravidelná, hrubá priemerne 0,5 m. Odhadované zásoby sú 100 tis. m³. Lom bol otvorený v r. 1938. Surovina sa používala na výstavbu cesty Prievidza – Martin (Macko a Šemoda, 1971).

Jasenovo 2 [63] – stavebný kameň – vápenec

Malé ložisko, opustený lom, má výšku steny 25 m, hĺbku 10 m a šírku 30 m. Ložisko aj jeho okolie patria k stredotriasovým vápencom obalovej série Žiaru. Hlavnou ložiskovou surovinou sú sivé až tmavosivé vápence s hojným výskytom kalcitových žiliek. Odhadovaná hrúbka ložiska je 50 m. Hornina je nepravidelne rozpraskaná a zatečená limonitovými zátekmi. Rozpad materiálu v spodnej časti je kockovitý (priemer 8 cm), vo vrchnej kusovitý. Rozvetranie je nevýrazné, hlavne v blízkosti puklín je hornina silno rozpraskaná a vo vrchných častiach do 2 m je rozvetranie najvýraznejšie. Skrývka je hrubá maximálne 0,5 m. Odhadované zásoby sú 5 tis. m³. S ťažbou sa začalo v r. 1938. Surovina sa používala na stavbu miestnych ciest a ako stavebný materiál (Árendarik et al., 1968).

Ráztočno-Lazy [65] – stavebný kameň – dolomit

Malé ložisko s občasnou ťažbou v lome tvoria dolomity stredného až vrchného triasu. Hlavnou surovinou je typicky rozpadavý chočský dolomit bielej až sivej farby. Pevné dolomitové polohy sa v ťažobni nezistili. Skrývka je nepravidelná, hrubá približne 0,2 – 0,5 m. Orientačným výpočtom zásob sa zistilo 249 tis. m³ suroviny. Odkrytá hrúbka je 2 – 4 m. Surovina sa používala príležitostne na stavbu miestnych ciest (Smiešková a Hasch, 1984).

Štrkopiesky

Polerieka-JV [26] – neogénne štrky s prímiesou piesku

Malé ložisko, opustená štrkovoňa, má rozmery 15 x 8 x 3,5 m. Štrkovoňa je založená v karbonatických štrkoch abramovských vrstiev martinského súvrstvia panónsko-pontského veku. Surovina na ložisku je jemnozrnná až strednozrnná. Štrkopiesky sú čiastočne zašľované drobnejšími vložkami prachových hĺn s hrúbkou 10 – 30 cm. Dokonale opracované obliaky štrkopiesku sú prevažne dolomitické, s veľkosťou 1 – 5, maximálne 15 cm. Odkrytá hrúbka

surovinu v štrkovni je 3,5 m, predpokladaná celková hrúbka je 6 – 7 m. Štrky sú slabo vytriedené, uložené subhorizontálne. Vložky prachových hĺn predstavujú na ložisku škodlivinu. Technologická skrývka je hrubá 1,5 m. Odhadované zásoby sú 15 tis. m³, ale ložisko je obmedzené cestou aj potokom. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál do betónov a na údržbu ciest (Macko a Domanický, 1971a).

Ondrašová [27]

Malé ložisko, zasutinené stenové štrkovisko, má rozmery 10 x 10 x 6 m. Štrkovňa je založená v neogénnych sedimentoch výplne Turčianskej kotliny. Úžitkovú surovinu predstavujú abramovské vrstvy martinského súvrstvia – fácia bazálnych štrkov vo forme karbonatických štrkov s prevahou dolomitickéj zložky. Odkrytá hrúbka suroviny v štrkovni je 4,5 m, nepredpokladá sa väčšia. Štrky sú uložené subhorizontálne. Karbonatické štrky sú jemnozrné, s priemerom obliakov 3 cm, ojedinele 10 cm. Dolomitová zložka je zle opracovaná, štrky sú slabo spevnené vápnitým tmelom. Hornina je slabo súdržná, rozpadavá. V podloží sú vápnité íly Turčianskej kotliny. Skrývka je hrubá do 0,5 m. Odhadované zásoby sú 50 tis. m³. Surovinu od r. 1945 občas ťažili miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Moškovec-Šance [28]

Veľké ložisko, zasutinený stenový lom, má rozmery 150 x 40 x 15 m. Štrkovňa je založená v štrkoch štrkovito-ílovej fácie abramovských vrstiev martinského súvrstvia, predstavujúcich časť neogénnej výplne Turčianskej kotliny. Úžitkovú surovinu predstavujú jemno- až strednozrné, prevažne karbonátové zaílované štrky, stredne opracované, s veľkosťou obliakov 1 – 15 cm, priemerne 5 cm, s 5 – 10 cm vložkami hrdzavohnedých prachových hĺn a 5 – 30 cm polohami silne zaílovaného jemnozrného piesku. Odkrytá hrúbka suroviny v štrkovni je maximálne 15 m, predpokladaná 20 m. Hornina je rozvetraná, sypká, rozpadavá. Ílované polohy a ílovitá prímes predstavujú na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá 0,3 m. Odhadované zásoby sú 1,5 mil. m³. Surovinu občas ťažili miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Moškovec [29]

Toto stredne veľké ložisko sa neťažilo. Predstavuje kvartérne aluviálne náplavy rieky Turiec a jeho prítokov. Podložie tvoria neogénne vrstvy (štrkovito-ílovitá fácia). Surovinou na ložisku sú stredno- až hrubozrné, prevažne karbonátové štrky, stredne až dobre opracované, s veľkosťou obliakov priemerne 3 – 5, maximálne 15 cm. Hrúbka štrkových polôh je 5 – 7 m. Štrky sú uložené subhori-

zontálne. Hornina je sypká, rozpadavá. Skrývka je hrubá 0,5 – 1 m. Odhadované zásoby sú 1,25 mil. m³. Surovina je vhodná na spevňovanie krajníc ciest, po úprave zrnitosti do betónov a na podsypy (Macko a Domanický, 1971a; Árendarik et al., 1969).

Polerieka-Kolísky [33]

Ide o stredne veľké ložisko, stenovú ťažobňu s viacerými ťažobnými stenami, s maximálnou výškou steny 10 m. Štrkovňa je založená v štrkovito-ŕlovitom súvrství abramovských vrstiev martinského súvrstvia predstavujúcich časť neogénnej výplne Turčianskej kotliny. Surovinou na ložisku sú sivé zaílované jemno- až strednozrné štrky s vložkami prachových hĺn s hrúbkou 15 až 60 cm. Štrk tvoria dokonale opracované obliaky, ktoré sú prevažne dolomitové, ich veľkosť je priemerne 1 – 5, maximálne 15 cm. Odkrytá hrúbka suroviny je maximálne 10 m. Štrky sú slabo vytriedené a uložené subhorizontálne. Hornina je sypká, rozpadavá, nesúdržná. Zaílovanie štrkopieskov a vložky prachových hĺn predstavujú na ložisku škodliviny. Skrývka je hrubá 1,8 m. Odhadované zásoby sú 500 tis. m³. Surovinu občasne využívali miestni obyvatelia ako stavebný materiál (Macko a Domanický, 1971a).

Liešno [37]

Malé ložisko, viacero stenových a jamových pieskovní, má priemerné rozmery 4 x 20 x 20 m. Ložisko sa nachádza na jz. okraji Turčianskej kotliny. Surovinu predstavuje zaílovaný piesok. V pieskoch sú zastúpené všetky veľkostné kategórie, najväčší podiel (40 – 45 %) má strdnozrná frakcia (0,5 – 2 mm). Ílový podiel tvoria íly vzniknuté kaolinizáciou živcov. Piesky sú zložené prevažne z kremeňa, akcesorických živcov a sľudy. Skrývka je hrubá 0,7 m. Odhadované zásoby sú 50 tis. m³ (Fedor a Kozáč, 1969; Macko a Domanický, 1971).

Brezany [41]

Stredne veľké ložisko sa nachádza asi 200 m severovýchodne od obce. Je v ňom občasná pieskovňa založená v zosuve veľkom 20 x 25 m. Ložisko sa nachádza medzi obcami Malá Čausa a Brezany v severnom pokračovaní, kde sa zistili suchozemské sladkovodné a brakické vrstvy s hrúbkou 10 – 20 m skladajúce sa zo svetlosivých piesčitých ílov, pieskov s drobnými obliakmi kremeňa a hrubozrnných kremítých pieskovcov (egenburg). Hlavnou ložiskovou surovinou je kremitý jemno- až strednozrný piesok s polohami pieskovca. Polohy piesčitých ílov a pieskovcov tvoria na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá 0,2 – 0,3 m. Odhadované zásoby sú 500 tis. m³. Ťažili tu od r. 1963 miestni obyvatelia (Macko a Zajac, 1971; Šimon et al., 1994).

Malá Čausa S [44]

Stredne veľké ložisko sa nachádza severozápadne od obce. Je v ňom pieskovňa, v ktorej v r. 1971 ťažilo roľnícke družstvo. Výška steny je 15 – 20 m. Ložisko sa nachádza v súvislom pásme v šírke 0,3 – 1 km medzi obcami Brezany a Veľká Čausa v severnom pokračovaní egenburských pieskov. Hlavnou ložiskovou surovinou je stredno- až hrubozrnný piesok sivožltej farby, pomerne súdržný, so zrnitosťou prevažne do 1 mm, čiastočne zahlinený. Vrstvy piesku sa rytmicky striedajú. V menšom množstve sú zastúpené aj drobné obliaky štrku (maximálne 2 cm) a konkrétne pieskovcov (10 %), ktoré na ložisku predstavujú škodlivinu. Skryvka dosahuje hrúbku 0,2 – 0,3 m. Odhadované zásoby sú 900 tis. m³. Pieskovňu otvorilo v r. 1964 roľnícke družstvo (Fedor a Kozáč, 1969; Macko a Zajac, 1971; Šimon et al., 1994).

Malá Čausa J [46]

Stredne veľké ložisko sa nachádza na JJV od obce. Je tam opustená pieskovňa s rozmermi 60 x 25 m a výškou steny 3 – 8 m. Ťažobňa je založená v pruhu pieskovcov čausianskeho súvrstvia (egenburg) ležiacich na paleogénnom súvrství na južných svahoch Žiaru. Tento piesčitý materiál vyplňa prakticky celú východnú časť údolia Malej Čausy. Jej západnú časť buduje aj pelitický materiál. Hlavnou ložiskovou surovinou sú jemno- až hrubozrnné piesky tvorené zrnčkami kremeňa, karbonátov, žuly a kryštálických bridlíc so zrnitosťou prevažne do 1 mm, čiastočne zahlinené. Farba je žltosivá. Hrúbka pieskov kolíše s morfológiou terénu, pohybuje sa v rozmedzí 15 – 30 m. Okrem psamitickej zložky sú v ložisku zastúpené aj polohy štrčfíku až štrku hrubé 15 – 50 cm. Lavice pieskovcov dosahujú hrúbku 5 – 8 m. V pieskoch sa nachádzajú aj guľovité konkrétne vápnitých pieskovcov. Ich veľkosť sa pohybuje okolo 1 m³, niekedy aj viac. V celom súvrství majú zastúpenie okolo 20 %, z hľadiska ťažiteľnosti a použitia sú škodlivinou. Skryvka dosahuje hrúbku 0,2 – 0,3 m. Surovina sa využívala do mált (roľnícke družstvo Malá Čausa, OSP, Priemstav Prievidza). Ložisko je prekryté poľnohospodárskou pôdou. Odhadované zásoby sú 900 tis. m³ (Macko a Zajac, 1971; Šimon et al., 1994).

Chrenovec-Brusno [48]

Veľké ložisko sa nachádza pri západnom okraji obce. Je v ňom občasná pieskovňa s dvomi stenami (západná má dĺžku 10 a výšku 20 m, východná má dĺžku 50 a výšku 8 – 12 m), dnes sú zarastené a zasutinené. Ložisko je vedené v *Evidencii ložísk nevyhradených nerastov SR* pod číslom 4 007. Patrí k najmladším členom centrálnokarpatského paleogénu – chrenovecké vrstvy. Na povrch vystupujú ako denudačné zvyšky v okolí Handlovej, Morovna a Brusna. Súvislý pruh

hornín tvorí medzi Jalovcom a Malou Čausou. Hrúbka súvrstvia je premenlivá a kolíše od 15 do 100 m. Hlavnou ložiskovou surovinou sú jemnozrnné piesky s polohami štrčiku a štrku. Lavice piesku dosahujú hrúbku 5 – 12 m. Často sa vyskytujú guľovité konkrécie vápnitých pieskovcov (približne 15 – 30 %), ktorých väčšie kusy predstavujú škodlivinu. Skrývka je hrubá 0,5 m. Odhadované zásoby sú 6 000 tis. m³. Pieskovňa bola otvorená v r. 1912, od r. 1957 patrila roľníckemu družstvu Chrenovec (Fedor a Kozáč, 1969; Macko a Zajac, 1971; Šimon et al., 1994).

Rudno [62]

Malé ložisko, občasná pieskovňa, má výšku 15 m, šírku 70 m a hĺbku 8 m.

Ložisko tvoria neogénne arkózové pieskovce sarmatského veku. Hlavnou ložiskovou surovinou sú hrubozrnné piesky (1 – 3 mm) s vysokým obsahom úlomkov kremeňa. V súvrství je možné pozorovať polohy pieskov až drobnozrnných ostrohranných konglomerátov štrkov stmelených do pevných hornín použiteľných ako stavebný kameň. Hrúbka suroviny v strede ťažobne je maximálne 15 m. Skrývka je hrubá 0,3 – 0,5 m. Odhadované zásoby sú 5 tis. m³. Pieskovňu otvorili asi v r. 1810 obyvatelia Rudna (Fedor a Kozáč, 1969; Macko a Šemoda, 1971; Zuberec et al., 2002).

Tehliarske suroviny

Dubové – tehelňa [38]

Stredne veľké ložisko, jamové 1-etážové hlinisko, má rozmery 3 x 30 x 30 m. Nachádza sa na jz. okraji Turčianskej kotliny. Ložiskovou surovinou predstavuje: 1. kvartér – žltohnedá a sivá, hrdzavo škvritá hlina, miestami piesčitá, s prímiesou drobnozrnného štrku, 2. pliocén – diviacke vrstvy – svetlosivý a sivý, hrdzavo škvritý íl s polohami uhoľného ílu. Íl je miestami piesčitý, miestami s prímiesou drobnozrnného štrku. Na báze sú polymiktné strednozrnné štrky s prevahou andezitového komponentu. Overená hrúbka kvartéru je 1,5 – 5 m, overená hrúbka pliocénu po štrkovú bázu je maximálne 6,2 m. Diviacke vrstvy tvoria najmladší člen neogénnej výplne panvy. Ležia diskordantne a transgresívne na martinských vrstvách, prípadne priamo na vulkanitoch. Štrková prímies predstavuje na ložisku škodlivinu. Skrývka je hrubá 0,4 – 0,5 m. Odhadované zásoby sú 1 mil. m³. V roku 1970 začala ťažbu novopostavená tehelňa s ročnou ťažbou 500 m³ na výrobu 500 000 tehliel (Macko a Domaničický, 1971a).

Nedožery [40]

Malé ložisko, opustené hlinisko, má rozmery 200 x 1 – 3 m. Hlinisko sa nachádza na západnom predpolí kryštallického jadra pohoria Žiar. Hlinisko bolo zlikvidované, zavozené odpadovým materiálom. Hlavnou ložiskovou surovinou bola červenohnedá piesčito-ílovitá hlina. Ložisko predstavuje zvetraniny hornín kryštallického masívu Žiar, ktoré sa premiestňovali vodnými tokmi a sedimentovali na úpätí jeho svahov. Podloží sú terasové štrky. Škodlivinu tvoria obliaky kremeňa a pieskovca. Skrývka má hrúbku 0,4 m. Odhadované zásoby sú 500 tis. m³. Intenzívne sa ťažilo hlavne počas 2. svetovej vojny, keď sa tu aj vyrábali tehly (Macko a Zajac, 1971).

Brezany [43]

Malé ložisko predstavuje opustené hlinisko, ktorého terén je upravený. Predstavujú ho polohy hlinitého materiálu na súvrství panónu. Súvrstvie tvoria štrky, piesky a íly s lavicami zlepcov s prevahou mezozoického materiálu. Tiahne sa pozdĺž ľavej strany nivy rieky Nitra v pruhu širokom asi 1 km od Pravna po Prievidzu. Hlavnou ložiskovou surovinou je žltohnedá piesčito-ílovitá hlina. Hrúbka hĺn je odhadom iba 10 m. Vlastné ložisko predstavuje zvetraniny hornín kryštallinika premiešané s piesčito-ílovitým materiálom čausianskych vrstiev. V pelitickom materiáli sú hojne zastúpené závalky vápenca, čo je z hľadiska využitia na výrobu tehál nevhodné. Odhadované zásoby sú 10 tis. m³. Surovinu ťažili miestni obyvatelia v r. 1953 – 1958 (Macko a Zajac, 1971).

Malá Čausa-SZ [66] (z. až sz. od obce)

Je to veľké neťažené ložisko. V *Evidencii ložísk nevyhradených nerastov SR* je vedené pod číslom 4 367. Tvoria ho spodnomiocénne prachovito-ílovité sedimenty šľírového charakteru (čausianske súvrstvie – egenburg) Handlovskej kotliny. Hlavnou ložiskovou surovinou je nevápny ílovito-piesčitý prach s obsahom ílovej frakcie okolo 25 % a slabo vápny prachovec až prachový ílovec s obsahom ílovej frakcie okolo 45 %. Sú to dva samostatné technologické typy, ku ktorým sa pričleňujú ešte dva typy tvorené kvartérnymi sedimentmi (kvartérne hliny a zosuvné akumulácie). Ložisko má doskovitý tvar s maximálnou dĺžkou 770 m, šírkou 400 m a priemernou hrúbkou 63 m. Všetky štyri technologické typy sú spracovateľné samostatne, no výhodnejšie sa javí spracovanie v zmesi. Využívanie ložiska je problematické, pretože ložisko je po celej ploche postihnuté aktívnymi recentnými svahovými deformáciami. Vyhovuje požiadavkám STN 72 2640, 72 1564 a 72 2625. Zásoby sú 7 586,50 tis. m³ (Smiešková et al., 1989; Hrnčár a Mikoláš, 1993; Smiešková a Kandra, 1994; Hroncová et al., 1996a).

Živce

Budiš [64]

Ložisko je v pripovrchových častiach granitoidného masívu v časti Košarisko. Chemické analýzy vzoriek z odkrytov poukázali na takmer výlučné zastúpenie živcov typu NaK. Obsah živcovej substancie na ložisku Budiš je 55 až 65 %. Uvedený surovínový typ sa dá využiť predovšetkým do keramických dlaždicových hmôt. Získať produkt vhodný na sklárske účely (obsah Fe_2O_3 nižší ako 0,2 %) zo suroviny daných vlastností sa nepredpokladá ani úpravou. Voľné bilančné zásoby boli vypočítané na 200 tis. t v kategórii Z2 a Z3. Ložisko je vedené v *Bilancii zásob výhradných ložísk SR* pod číslom 812 a má osvedčenie o výhradnom ložisku (Michálek et al., 2001).

- *Budiš*: výskyt minerálov pegmatitov (ortoklas) (Koděra et al., 1989).
- *Malá Čausa*: výskyt minerálov granitoidov a pegmatitov (mikroklín) (Koděra et al., 1989).

Prehľadná tabuľka ložísk nerastných surovín

Surovina	Typ	Názov ložiska	Číslo na mape	Veľkosť ložiska	Súradnice
Hnedé uhlie		Cigel'	67	veľké	
		Handlová	68	veľké	
Stavebný kameň	dolomit	Slovenské Pravno	1	veľké	48° 54' 59" N 18° 45' 35" E
		Sklené – kóta 686	7	malé	48° 46' 12" N 18° 47' 55" E
		Sklené-juh	8	malé	48° 46' 11" N 18° 48' 09" E
		Ráztočno – Remata	11	veľké	48° 45' 34" N 18° 46' 27" E
		Remata – kóta 473,6	12	malé	48° 45' 52" N 18° 46' 47" E
		Remata – kóta 691	13	malé	48° 45' 55" N 18° 48' 00" E
		Remata – Veľký vrch	14	veľké	48° 45' 33" N 18° 48' 16" E
		Remata – Chata Baník	15	malé	48° 45' 25" N 18° 48' 30" E
		Remata – kóta 524,2	17	malé	48° 44' 40" N 18° 48' 33" E
		Lazany 2	20	malé	48° 58' 30" N 18° 45' 39" E
		Lazany 1	21	malé	48° 58' 51" N 18° 47' 09" E
		Kláštor pod Znievom – kláštor	23	malé	48° 58' 07" N 18° 48' 04" E
		Kláštor pod Znievom	24	veľké	48° 57' 50" N 18° 48' 13" E
		Slovenské Pravno 2	30	malé	48° 55' 02" N 18° 45' 55" E
		Slovenské Pravno 3	31	malé	48° 55' 20" N 18° 46' 24" E
Polerieka – Bukovec	32	malé	48° 55' 56" N 18° 46' 58" E		

Suro- vina	Typ	Názov ložiska	Číslo na mape	Veľkosť ložiska	Súradnice
		Slovenské Pravno 5	35	veľké	48° 54' 47" N 18° 45' 34" E
		Slovenské Pravno 6	36	malé	48° 54' 54" N 18° 45' 44" E
		Kľačno	51	stredné	48° 56' 56" N 18° 42' 06" E
		Vyšehradné 4	59	malé	48° 52' 48" N 18° 39' 24" E
		Nitrianske Pravno	60	malé	48° 52' 40" N 18° 39' 32" E
		Ráztočno – Lazy	65	malé	48° 46' 10" N 18° 47' 29" E
	dolomitický piesok	Vyšehradné 3	56	malé	48° 53' 28" N 18° 41' 22" E
	vápnitý dolomit	Slovenské Pravno 4	34	malé	48° 54' 36" N 18° 45' 16" E
		Brieštie	52	malé	48° 54' 43" N 18° 44' 48" E
		Jasenovo 1	58	malé	48° 52' 57" N 18° 43' 33" E
	dolomitický vápenc	Vyšehradné 1	54	malé	48° 53' 46" N 18° 41' 34" E
	vápenc	Vyšehrad	61	malé	48° 52' 48" N 18° 41' 58" E
		Jasenovo 2	63	malé	48° 52' 34" N 18° 42' 54" E
		Kláštor pod Znievom- -západ	22	malé	48° 58' 32" N 18° 47' 42" E
		Polerieka	25	malé	48° 56' 15" N 18° 46' 58" E
		Vrícko	50	veľké	48° 57' 59" N 18° 43' 32" E
		Vyšehradné 2	55	malé	48° 53' 38" N 18° 41' 10" E
	zlepenec	Handlová – kóta 505	10	malé	48° 45' 18" N 18° 45' 58" E
	breccia	Handlová – kóta 505 jrd	16	malé	48° 44' 45" N 18° 45' 52" E
	pieskovec (piesok)	Ráztočno – Dúbrava	4	stredné	48° 46' 27" N 18° 45' 12" E
	pieskovec	Jalovec	3	veľké	48° 46' 34" N 18° 45' 04" E
		Ráztočno-juh 1	5	malé	48° 46' 07" N 18° 45' 10" E
		Ráztočno-juh 2	6	malé	48° 46' 01" N 18° 45' 25" E
		Ráztočno-juh 3	9	malé	48° 45' 55" N 18° 45' 16" E
	kremenec	Hadvíga	53	malé	48° 54' 05" N 18° 44' 34" E
	pararula	Sklené – Hlboká dolina	2	stredné	48° 47' 24" N 18° 48' 08" E
	granit	Dubové – Besná voda	39	stredné	48° 50' 52" N 18° 46' 39" E
Rudno		57	malé	48° 53' 24" N 18° 44' 40" E	
granodiorit	Brezany – Breziansky potok	42	stredné	48° 49' 43" N 18° 41' 26" E	
andezit	Remata – Vysoká	18	malé	48° 44' 23" N 18° 48' 53" E	
	Handlová – Zimné úbočie	19	stredné	48° 43' 22" N 18° 47' 39" E	
	Prievídza	45	stredné	48° 47' 02" N 18° 40' 01" E	
	Hradec	47	malé	48° 46' 00" N 18° 40' 47" E	
	Kňazov kopec – Handlová	49	stredné	48° 43' 57" N 18° 44' 06" E	

Surovina	Typ	Názov ložiska	Číslo na mape	Veľkosť ložiska	Súradnice
Štrkopiesky	štrk	Polerieka-JV	26	malé	48° 56' 30" N 18° 47' 30" E
		Ondrašová	27	malé	48° 56' 31" N 18° 48' 30" E
		Moškovec – Šance	28	veľké	48° 56' 27" N 18° 49' 36" E
		Moškovec	29	stredné	48° 56' 39" N 18° 50' 22" E
		Polerieka-Kolísky	33	stredné	48° 55' 48" N 18° 47' 27" E
	piesok	Liešno	37	malé	48° 52' 52" N 18° 45' 40" E
		Brezany	41	stredné	48° 49' 20" N 18° 40' 24" E
		Malá Čausa-S	44	stredné	48° 48' 26" N 18° 42' 21" E
		Malá Čausa-J	46	stredné	48° 47' 21" N 18° 42' 21" E
		Brusno – Chrenovec	48	veľké	48° 46' 27" N 18° 43' 21" E
		Rudno	62	malé	48° 52' 51" N 18° 44' 59" E
	Tehliarske suroviny	Dubové – tehliňa	38	stredné	48° 51' 01" N 18° 48' 07" E
Nedožery		40	malé	48° 49' 50" N 18° 39' 24" E	
Brezany		43	malé	48° 48' 51" N 18° 39' 18" E	
Malá Čausa-SZ		66	veľké		
Živce		Budiš	64	stredné	

Prehľad vrtnej preskúmanosti

V oblasti pohoria Žiar je hustota vrtov pomerne riedka. Najviac ložiskových vrtov je pri obci Budiš, ktoré sa uskutočnili pri prieskume živcov. Ide predovšetkým o vrty hlboké 20 m (VB 1/99 – VB 12/00).

Inžinierskogeologické vrty sú v študovanej oblasti najhustejšie v okolí obcí Ráztočno, Chrenovec, Brusno, Veľká Čausa a Malá Čausa:

<http://www.geology.sk/new/sk/sub/ms/geof/igv>.

Hydrogeologické vrty sú situované predovšetkým v predhorí Žiaru:

http://www.geology.sk/new/sk/sub/ms/hg_vrty.

9. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula, 1986) zaraďujeme pohorie Žiar do inžinierskogeologického regiónu jadrových stredohorí, priľahlé kotliny (Hornonitriansku kotlinu, Handlovskú kotlinu a Turčiansku kotlinu) do regiónu neogénnych tektonických vkleslín. V južnej časti zasahuje do skúmaného územia inžinierskogeologický región karpatského flyšu so subregiónom vnútorných flyšových Karpát a okrajovo región neovulkanitov (pohorie Vtáčnik). Na relatívne malom priestore sú zastúpené takmer všetky litologické formácie charakteristické pre Západné Karpaty:

- formácia vysoko metamorfovaných hornín (s komplexmi biotitických, granatitcko-biotitických a muskovititcko-biotitických pararúl, rúl a migmatitických rúl),
- formácia variských granitoidov (hybridné tonality, hrubozrnné muskovititcko-biotitické granity až granodiority, jemnozrnné biotitické granity až granodiority, dvojsľudové porfýrické granity, pegmatity a aplity),
- spodná terigénna formácia (kremence a pieskovce lúžňanského súvrstvia, pestré verfénske bridlice a pieskovce),
 - vápencovo-dolomitická formácia (reiflinské a gutensteinské vápence, wettersteinské, ramsauské a hlavné dolomity),
 - pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia (lunzske vrstvy, pestré pieskovce a bridlice karpatského keuperu, hlavné dolomity, kössenské vrstvy, kapienecké súvrstvie, pelitomorfny vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy),
 - flyšová formácia (bazálne komplexy – hrubodetritické borovské súvrstvie, prevažne fľovcovo-slieňovcové hutianske súvrstvie a prevažne pieskovcové bielopotocké súvrstvie),
 - formácia neovulkanitov (komplexy hyperstenitcko-amfibolických a pyroxenických andezitov a ich epiklastiká, andezity a bazalty extruzívnych dómov a ich tufy a tufobrekcie),
 - molasová litologická formácia so subformáciou miocénnych morských sedimentov (zlepencové a pieskovcové komplexy čausianskeho súvrstvia, íly a diatomity košského súvrstvia), subformáciou miocénnych prechodných sedimentov (tufitické pieskovce a prachovce a uhlie handlovského súvrstvia, štrky, piesky, piesčité prachy a íly lehotského súvrstvia, piesky budišského súvrstvia a subformáciou pliocénnych jazerno-riečnych sedimentov (íly, piesky, štrky, zlepence lelovského súvrstvia, prachy, íly, sladkovodné vápence pravnianskych vrstiev a piesky, štrky, íly a lignity blažovských vrstiev).

Väčšinu zmapovaného územia pokrýva kvartérna litologická formácia s výrazným zastúpením fluviálnych, terasových a proluviálnych sedimentov, a najmä deluviálne sedimenty.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

Územie regiónu pohoria Žiar sa vďaka pesterj geologickej stavbe a výraznému tektonickému vymedzeniu oproti obklopujúcim kotlinám vyznačuje pestrosťou geomorfologických foriem a prítomnosťou geodynamických javov, najmä zosuvov a krasu. Značná litologická pestrosť v kombinácii s geodynamickými javmi sa prejavuje vo výraznej citlivosti na technické zásahy.

Rajón vysoko metamorfovaných hornín zastupujú pararuly a ruly, ktoré predstavujú metamorfovaný obal granitoidnej intrúzie. Značne vysoká pevnosť v tlaku (viac ako 50 MPa) zaraďuje uvedené horniny v zmysle STN 73 1001 do triedy R2, len pri tektonicky porušených a alterovaných horninách pozorujeme nižšie hodnoty tohto parametra so zodpovedajúcimi triedami R3 až R5. Z pohľadu výstavby je obmedzujúcim geodynamickým javom zvetrávanie, najmä biotitických variet, a značná nehomogenita fyzikálno-mechanických vlastností v dôsledku bridličnatosti. Najmä pri strmo uloženej bridličnatosti pararúl môže zóna zvetrávania siahať aj 10 m pod povrch terénu a pri plošne rozsiahlejších stavbách môže potom dochádzať k nerovnomernému sadaniu.

Rajón intruzívnych granitoidných hornín v južnej časti územia zastupujú granity a granodiority pohoria Žiar v pomerne širokom pruhu medzi Nedožermi-Brezanmi na západe a obcou Dubové na východe s kótami Opálený vrch, Košarisko a Širiakovo. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme tieto horniny do triedy R2, alterované, resp. tektonicky porušené horniny do nižších tried. Pre uvedené zóny je charakteristické znehodnotenie fyzikálno-mechanických vlastností, čo sa pri náročnejších stavbách môže prejaviť napríklad v nerovnomernom sadaní, resp. v selektívnom zvetrávaní zárezov.

Rajón pieskovecovo-zlepencových hornín mezozoického veku – kremencov a pieskovecovo lúžňanského súvrstvia – je zastúpený v úzkom pruhu sv.-jz. smeru zhruba medzi Slovenským Pravnom a Pravencom. Patria medzi najpevnejšie a najodolnejšie horniny Západných Karpát. Z hľadiska STN 73 1001 zaraďujeme uvedené horniny do tried R0 (extrémne vysoká pevnosť) a R1 a z hľadiska STN 73 3050 do triedy 7. Do tohto rajónu zaraďujeme aj borovské súvrstvie, ktoré vystupuje v južnej časti skúmaného územia v transgresívnej pozícii. Napriek tomu, že prevažuje piesčité a karbonátové tmel, najmä pri brekciách s dolomitickými klastami sa hornina rozpadá až na dolomitickú múčku. Uvedené horniny teda zaraďujeme podľa STN 73 1001 medzi poloskalné horniny.

Rajóny vápencových hornín, vápencovo-dolomitických hornín a dolomitických hornín sú rozšírené v širokom pruhu medzi Pravencom a Kláštorom pod Znievom v strednej až severnej časti študovaného územia a medzi Skleným,

Ráztočnom a Rematou v južnej časti územia. Uvedené horniny sa v zdravom stave vyznačujú vysokou až veľmi vysokou pevnosťou (R1 a R2, STN 73 1001) v jednoosovom tlaku, ale v prípade tektonického porušenia najmä pri dolomitických členoch zaznamenávame podstatne nižšie hodnoty tohto parametra; niekedy dosahujú až charakter nesúdržných hornín. Na vápencové horniny sa viaže krasový proces.

Rajón flyšoidných hornín zastupujú kössenské a lunzské vrstvy, karpatský keuper a paleogénne zubecké súvrstvie. Ide o doskovité až lavicovité poloskalné horniny, miestami s vložkami pieskovcov a vápencov (keuper). Takéto pestré litologické zloženie podmieňuje aj ich zatriedenie v zmysle STN 73 1001 do tried R2 (pieskovcové členy) až R4 – 5 v prípade ílovcových členov. Charakteristická je veľká náchylnosť uvedených hornín na zvetrávanie. Paleogénne zubecké súvrstvie s pravidelným striedaním pieskovcov s ílovcami a polohami zlepcov/brekcií vystupuje na povrch v južnej časti územia v pruhu od Nedožier-Brezian cez Malú Čausu, Chrenovec až po severný okraj Handlovej. Ani pieskovce, ani ílovce nie sú vápnité a veľmi ľahko zvetrávajú, preto sú na nich vyvinuté mohutné delúviá. Pri uložení vrstiev konformne so svahom treba počítať pri zárezoch a stavebných jamách s rizikom planárnych zosuvov.

Rajón ílovcovo-prachovcových hornín je zastúpený hutianskym súvrstvím a terchovskými vrstvami okrajového súvrstvia vyvinutými v južnej časti územia medzi Chrenovcom a Handlovou. Ide o bridličnaté poloskalné horniny s pevnosťou v jednoosovom tlaku 10 až 25 MPa. V zárezoch a stavebných jamách treba počítať s veľkou náchylnosťou na zvetrávanie.

Rajón efuzívnych hornín zastupujú v najjužnejšej časti územia andezity a bazalty extruzívnych dómov a intrúzia dioritových porfýrov. Ide o pôvodne pevné skalné horniny, v dôsledku autometamorfných premien (chloritizácia, hematitizácia, vybielenie) sú však značne nehomogénne. Tomu zodpovedá aj znehodnotenie fyzikálnych a pevnostných charakteristík v zónach alterácie. Navyše, vytvára strmé svahy a pozitívne formy reliéfu, čo z hľadiska zakladania stavieb predstavuje obmedzenie.

Rajón epiklastických hornín zastúpený epiklastickými vulkanickými konglomerátmi, brekciami a pieskovecami andezitov sa taktiež vyskytuje v južnej časti územia. Základná hmota je prevažne piesčitá. Z hľadiska pevnostných charakteristík ide spravidla o poloskalné horniny.

Z rajónov neogénnych sedimentov sú zastúpené viaceré typy inžinierskogeologických rajónov známych z územia Slovenska.

Rajón piesčitých sedimentov zastupujú piesčité uloženy budišského súvrstvia a rajón štrkovitých sedimentov reprezentujú spevnené štrkopiesky abramovského súvrstvia na východnom okraji územia. Budišské súvrstvie miestami prechádza do pieskovcov, slabo tmelených vápnitým tmelom. Podľa STN 73 1001

ich zaraďujeme do tried S3, resp. G3. Tieto zeminy sú vhodné až veľmi vhodné do násypov.

Rajón ílovito-prachovitých sedimentov neogénu je rozšírený v južnej časti územia (handlovske a košské súvrstvie). Zastúpené je stratigrafické rozpätie od egenburgu po báden. Dominuje ílovitá frakcia, zastúpená je aj prachová frakcia. Podľa STN 73 1001 patria uvedené sedimenty do tried F6 až F8. V handlovskom súvrství sú aj produktívne sloje hnedého uhlia.

Ílovité sedimenty sú namrzavé až nebezpečne namrzavé, s vysokou kapilárnou vzĺnavosťou, a teda nevhodné do podložia násypov a málo vhodné až nevhodné do násypov. Nepriaznivou okolnosťou z hľadiska zakladania je ich náchylnosť na objemové zmeny (napúčanie a zmrašťovanie) a sú veľmi náchylné na zosúvanie. Charakteristický je aj výskyt podzemnej vody s napätou hladinou.

Rajón striedajúcich sa jemnozrnných a štrkovitých sedimentov sa vyskytuje na kontakte pohoria s okolitými kotlinami a zastupuje ho lehotské súvrstvie. Vlastnosti jednotlivých litologických typov zodpovedajú charakteristikám pri spomenutých neogénnych rajónoch. Aj v tomto rajóne je potrebné pri hĺbení stavebných jám počítať s výskytom napätej hladiny podzemnej vody.

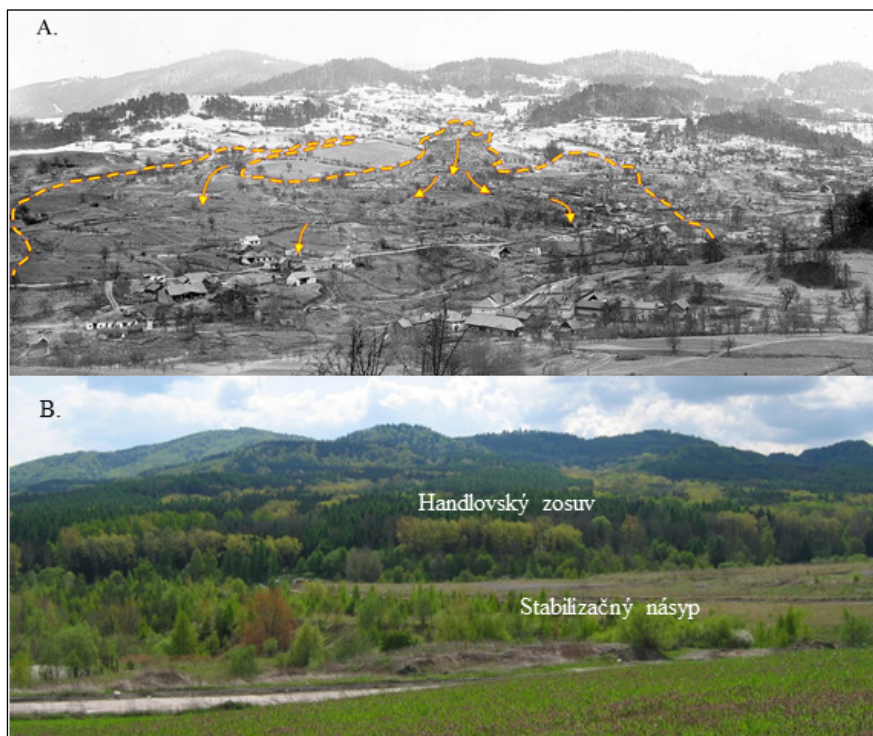
Z rajónov kvartérnych sedimentov sú zastúpené najmä rajóny deluviálnych sedimentov, pleistocénnych riečnych terás, proluviálnych sedimentov, náplavov horských tokov a zosuvných delúvií.

Geodynamické javy

Z geodynamických javov sa v oblasti pohoria Žiar a na jeho tektonicky vymedzenom kontakte s okolitými kotlinami prejavujú zosuvy, kras a zvetrávanie hornín. Geomorfologická modelácia a rozšírenie svahových porúch v Handlovskej kotline a sčasti aj v Prievidzskej kotline súvisí s geologickou štruktúrou vulkanických príkrovov ležiacich na mäkkých ílovitých a prachovitých súvrstviach terciéru (Nemčok, 1982). V kotlinách sú odkryté ich paleogénne alebo neogénne výplne s hrubým pokryvom deluviálnych, terasových a proluviálnych sedimentov. Tie vytvárajú prostredie na vznik prúdových a frontálnych zosuvov vo východnej časti Prievidzskej kotliny (Necpalská hora a Čausianska hora), v okolí Malej Čausy a v smere k severnému okraju mesta Handlová. Vulkanické horniny sa na kontakte pohoria Žiar s Handlovskou kotlinou zabávajú do svojho plastického podložia a posúvajú sa po svahoch. Vytvárajú tu blokové polia a na ich obode vzniká obruba zosuvov. K ich aktivácii prispievajú zrážkové anomálie. Medzi svahové deformácie tohto typu patria zosuvy vo Veľkej a Malej Čause; zosuv vo Veľkej Čause je monitorovaný v rámci *Čiastkového monitorovacieho systému – Geologické faktory*, subsystém *Svahové deformácie*, a je tu dokonca vybudovaný systém včasného varovania, spravovaný oddelením inžinierskej geológie ŠGÚDŠ (Ondrejka et al., 2014).

Osobitnú pozornosť z hľadiska svahových pohybov si zasluhuje handlovský zosuv z obdobia december 1960/máj 1961. Katastrofálny handlovský zosuv sa rozvíjal od 11. 12. 1960 do 30. 5. 1961. Zosuv mal v odlučnej oblasti tvar 80 až 110 m širokého zemného prúdu, ku ktorému sa pripojil ďalší vedľajší zosuv, takže spoločná šírka zosuvu v akumulačnej oblasti bola až 1 200 m (obr. 9.1). Hrúbka zosunutých hmôt bola v odlučnej oblasti 7 m, v akumulačnej oblasti dosahovala až 30 m. Celkový objem zosunutých hmôt dosahoval okolo 20 mil. m³ (Záruba a Mencl, 1969).

Zosuvný pohyb mal najväčšiu intenzitu v dňoch 22. 12. 1960 – 20. 1. 1961, keď rýchlosť pohybu dosahovala až 6,3 m za 24 hodín. Horizontálne posuny hmôt v strednej časti zosuvného prúdu boli 240 m, v akumulačnej časti 22 m.



Obr. 9.1. Pohľad na handlovský zosuv: A – na prelome rokov 1960/1961, B – súčasný stav.

Dôsledky zosuvu boli katastrofálne – bolo zničených 150 obytných domov, úsek štátnej cesty 1/50 v dĺžke 2 km, vetva handlovského vodovodu a niekoľko liniek vysokého napätia (Nemčok, 1982). Handlovský zosuv sa dodnes považuje za najväčšiu prírodnú katastrofu na Slovensku vyvolanú svahovým pohybom.

Handlovský zosuv bol iniciovaný zrážkovou anomáliou v období od júna do decembra 1960. Ako však ukázali výsledky prieskumu, vznik a vývoj zosuvu podmienujú špecifické geomorfologické, geologické a hydrogeologické podmienky, vhodné na vznik svahového pohybu. Aktuálna zrážková anomália predstavovala iba bezprostrednú príčinu pohybovej aktivácie zosuvných hmôt, ktoré sa nachádzali v hraničnom stabilnom stave. V súčasnosti je handlovský zosuv zabezpečený tzv. stabilizačným násypom (obr. 9.1).

Kras

Krasový fenomén je v pohorí Žiar pomerne rozšírený. Jakál (1993) ho zaraďuje do krasového reliéfu typu 2 – rozčlenený kras masívnych chrbtov, hrasť a kombinovaných vrásovo-zlomových štruktúr. Morfológicky sa prejavuje v podobe tektonicky vyzdvihnutých hrasť s dobre vyvinutými plošinami. Príkladom dobre vyvinutého exo- a endokrasu je napríklad plošina Rovné. Povrchové formy krasu, najmä závrty a podzemné formy krasu, jaskyne, sa viažu predovšetkým na strednotriasové karbonátové členy.

Národná databáza jaskýň vedená v Slovenskom múzeu ochrany prírody a jaskyniarstva v Liptovskom Mikuláši (<http://www.smopaj.sk/sk/zoznam%20jaskyn.pdf>) registrovala k 31. 12. 2013 v pohorí Žiar 93 jaskýň, väčšinou pomerne malých rozmerov (dĺžka, resp. hĺbka menej ako 10 m). Zaregistrované jaskyne sa vyskytujú v celkoch Horeňovo, Rovne, Vyšehrad a Sokol. V tabuľke 9.1 uvádzame prehľad jaskýň s dĺžkovým alebo hĺbkovým rozmerom väčším ako 10 m.

Tab. 9.1. Prehľad výskytu významnejších jaskýň v regióne pohoria Žiar.

Názov jaskyne	Kataster	Dĺžka jaskyne	Hĺbka jaskyne	Opis
Salamandrová jaskyňa	Jalovec	6		výskyt salamandier škvrnitých
Jaskyňa v Sokole, TV-1	Slov. Pravno	38		korozívna
Hájska skala	Ráztočno	33		korozívna, archeologické nálezy (neolit)
Skalná diera, Cigánka 1	Ráztočno	20		inaktívna, fluviokrasová
Jaskyňa v Tepličkách 1	Jalovec	18		korozívna, výskyt netopierov
Ráztočnianska vyv., Besná vyv.	Ráztočno	40		fluviokrasová, občasný vodný tok
Cigánka 3	Ráztočno	40	4	inaktívna, fluviokrasová
Jaskyňa na Lazoch, Egrešovka	Ráztočno	80	25	ponorová fluviokrasová, aktívny vodný tok
Zelená jaskyňa	Jalovec	12		erozívno-rútivá
Priepasť v Tepličkách	Jalovec	20	17	korozívna, výskyt salamandry škvrnitej

Názov jaskyne	Kataster	Dĺžka jaskyne	Hĺbka jaskyne	Opis
Koreňová jaskyňa	Jalovec	22		fluviokrasovo-korozívna
Jaskyňa mŕtvej líšky	Ráztočno	18		korozívna
Závrt 3, Trojka	Ráztočno	135	36	fluviokrasovo-korozívno-rútivá
Tlstý vrch 2, TV-2	Slov. Pravno	13		korozívna
Závrt pod skalou, Závrt č. 5	Ráztočno		15	fluviokrasová, aktívny vodný tok, zasypaný
Závrt pod smrekom, Závrt č. 17	Ráztočno		30	fluviokrasová, aktívny vodný tok, zasypaný
Závrt pod hruškou,	Ráztočno		20	zasypaný
Jazvečia jaskyňa	Ráztočno	12		
Jaskyňa na svahu Polenky,	Vyšehradné			archeologické nálezy, zaniknutá ťažbou
Jaskyňa na Znieve 12	Kláštor pod Znievom	27		
Jaskyňa na Znieve 13	Kláštor pod Znievom	20		
Jaskyňa na Znieve 20	Kláštor pod Znievom	13		korozívno-kryogénna
Ondrašovská jaskyňa	Ondrašová	27		
Tlstý vrch 6, TV-6	Slov. Pravno	19	6	

Environmentálne záťaž

Jedinou environmentálnou záťažou (so strednou prioritou) na území regiónu je skládka odpadu v Nedožeroch-Brezanoch. Skládka je registrovaná ako C: sanovaná/rekultivovaná lokalita. Podľa registra skládok odpadu je na skládke komunálneho odpadu uložený bežný komunálny odpad, separovaný odpad, ale napríklad aj odpad z bitúmenu či azbestovo-cementový odpad. Plocha skládky podľa databázy RSO je 7 000 m² a objem uloženého odpadu je 350 000 m³. Hrúbka uloženého odpadu je v priemere 5 m a maximálne 15 m. Podrobnejšie informácie o skládke sú na webovej stránke http://envirozataze.enviroportal.sk/verejnostdetailBC.aspx?Id_Zataz=624&Id_Zaradenie=2244.

Chránené územia prírody

Napriek tomu, že územie regiónu je značne zalesnené a nachádza sa na ňom viacero geologických a geomorfologických objektov s veľkou vedeckovyskumnou a estetickou hodnotou, jediným chráneným maloplošným územím je národná prírodná rezervácia Vyšehrad s rozlohou 48,65 ha. Bola vyhlásená v roku 1973 s cieľom ochrany vápencového masívu v pohorí Žiar s lesostepnou vegetáciou a zriedkavými druhmi hmyzu na vedeckovyskumné, náučné a kultúrno-výchovné ciele (<http://uzemia.enviroportal.sk/main/detail/cislo/487>).

10. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Táto kapitola je určená nielen odborným záujemcom, ale aj širšej geologickej verejnosti ako námet na exkurzie. Niektoré lokality si zasluhujú špeciálnu pozornosť z pohľadu litofaciálneho či biostratigrafického štúdia alebo poslúžia na korelačné a ďalšie účely. Prehľadnú miestopisnú schému vybraných lokalít znázorňuje obr. 10-1. Lokality spracovali: 1 až 3 – M. Olšovský; 4, 5, 6, 9, 10 a 11 – M. Kováčik; 7 a 8 – M. Sentspeter; 12 a 13 – M. Kohút; 14 – I. Filo; 15 – A. Nagy; 16 – L. Šimon.

1. Vrísko – Pred Studencom; ramsauský dolomit, lunzské vrstvy, hlavný dolomit (hronikum); GPS: 48° 57' 55,84" S, 18° 44' 58,41" V

V Kláštorskej doline na jej pravej strane sa nachádza ústie doliny Studenec. Vstup do nej je vybavený rampou. Zhruba po 450 m po zabočení doľava začne stúpať nová lesná cesta. Súvisle odkrytý sled tu odhaľuje najvyššiu časť ramsauských dolomitov s prechodom cez lunzské vrstvy do hlavného dolomitu (pozri obr. 3.3.7 až 3.3.9). Prvé odkryvy v 580 m n. m. sú situované v hlavných dolomitoch. Hlavné dolomity sú výrazne lavicovité, so stromatolitickými polohami. Častejšie v nich sa zaznamenali tzv. loferitické štruktúry. Smerom na sever sa dostávame do podlažia cez lunzské vrstvy (590 – 600 m n. m.). Lunzské vrstvy tu predstavujú nevelkú, niekoľko desiatok metrov (asi 20 m) hrubú polohu pieskovcov tvorenú arkózovými varietami. Je možné v nich lokalizovať nízkoškálové šikmé zvrstvenia, intraklasty prachovcov a bioturbácie. V smere na lokalitu Zásalkná sa dostávame do najvyššej časti ramsauských dolomitov, ktorých defilé je odkryté tesne za ohybom cesty v 615 m n. m. Sú svetlo- až tmavosivé, s okrovou patinou, rozpadavé, vrstvovitosť je citeľná, ale nie markantná. V dolomitoch sú lokálne drobné dutinky, niekde jemnozrnné brekcie s akoby opracovanými klastami. Podobne ako v nadložných hlavných dolomitoch, aj tu je možné nájsť loferitické štruktúry a známky organogénneho charakteru.

2. Vríčanské sedlo; wettersteinské dolomity – anis – karn (hronikum); GPS: 48° 56' 54,67" S, 18° 42' 07,41" V

Smerom z Kľačna do Vríčka sú tesne pred Vríčanským sedlom dva menšie lomy vo wettersteinských dolomitoch (obr. 3.3.13a – g). Vzhľadom na ich tektonickú expozíciu (zlomový kontakt s ramsauským dolomitom) sú dolomity krehko porušené. V obidvoch lomoch sa častejšie vyskytujú tektonické brekcie. Typické znaky wettersteinských dolomitov ako stromatolitové polohy s organogénnym detritom chýbajú. Len vzácné zachovaná mikrokavernózna štruktúra a biela

Obr. 10.1. Prehľadná lokalizačná schéma významných geologických lokalít v regióne pohoria Žiar. ►

farba tu pomáha pri identifikácii dolomitov. Podstatne lepšia situácia je jv. smerom zo sedla po červenej turistickej značke smerom na k. Závozy (911,7). V dĺžke 1 km sa v bezprostrednom okolí turistického chodníka situovaného na hrebienku s kótou 766 nachádzajú (hoci len v úlomkoch a drobných odkryvoch) ukázkové litofaciálne typy wettersteinských dolomitov. Pomerne časté sú stromatolitové polohy s organogénnymi úlomkami, schránky rias a pod.

3. Hrad Zniev; organodetrítické („gaderské“) vápence – pelsón – ilýr (hronikum); GPS: 48° 58' 05,61" S, 18° 46' 16,14" V

Zelená turistická značka smerujúca z Kláštora pod Znievom na kótu 985,4 Zniev vo vrcholovej časti vedie tesne popri hrebienku. Z turistického chodníka vo výške 965 m n. m. je viditeľný menší odkryv v krinoidových „gaderských vápencoch“. V blízkom okolí sa z nich nachádza aj úlomková sutina. Len niekoľko desiatok metrov smerom k hradu je sústava odkryvov, z ktorých odobraná vzorka bola určená ako steinalmský vápenec. Pozícia vo vrcholovej časti gutensteinského súvrstvia determinuje normálnu pozíciu trosky znievskeho príkrovu. Z hradu pokračuje náučný chodník (zelená značka) na blízke Ondrášovské skaly (811,8 m n. m.), kde sa opäť nachádzajú „gaderské vápence“, no v spodnej štruktúre hronika v považskom príkrove.

4. Kľačno, lokalita Pri kríži; párnické súvrstvie – apt (fatrikum); GPS: 48° 55' 36,28" S, 18° 40' 11,05" V

Približne 300 m za Kľačnom smerom na Vrúcko pri prevej odbočke z hlavnej cesty do bočnej doliny sa za dreveným krížom nachádza asi 30 x 10 m veľký zvetrávajúci odkryv (obr. 10-2). Na lokalite sa nachádzajú tenkobridličnaté, lístkovito rozpadavé ílovce párnického súvrstvia. Litologickú kompozíciu ílovitých bridlíc dopĺňa prachovcová a vápnitá zložka. Tieto horniny sa nachádzajú v tektonickom podloží mraznického súvrstvia. Sklon vrstiev je premenlivý, celkovo prevažujú plytké sklony (do 20°). Vďaka rovnomernému zvrstveniu a bridličnatosti možno na odkryve pozorovať pozdĺž puklinovej kliváže krehké zalomené vrásky až decimetrových rozmerov (obr. 3.2.1-18, nad kladivom). Z hľadiska mikroštruktúry patria typické „párnické bridlice“ k foraminiferovým biomikritom/biomikrosparitom („foraminiferový wackestone“). Na základe spoločenstva planktonických dierkavcov bolo možné typické „párnické bridlice“, ako aj vložky organodetrítických vápencov párnického súvrstvia zaradiť do vrchného aptu.

5. Lokalita Brovák; lučivnianske vrstvy – spodná krieda (tatrikum); GPS: 48° 54' 33,84" S, 18° 44' 0,24" V

Vyčnievajúce skalné odkryvy lučivnianskych vrstiev sa nachádzajú pod kótou 665 v oblasti Brovák južne od obce Brieštie (pozri aj opis položky 116).

V úseku niekoľko desiatok metrov možno pozorovať skalnú stenu subhorizontálne uložených doskovitých sivých ílovitých vápencov s hrúbkou vrstiev od 5 do 20 cm. Paralelne s vrstvositosťou sú lavice prerastané tmavosivými až čiernymi polohami rohovcov. Dosahujú hrúbku maximálne do 10 cm a až niekoľkometrovú dĺžku (obr. 3.1.2-17). Všeobecne príznačná vrásová deformácia neokómskych hornín sa prejavuje nielen v podobe otvorených vrás s veľkou amplitúdou (obr. 10.3a), ale aj vo forme asymetrickej deformácie vnútrovrstvových rohovcov (obr. 10-3b).



Obr. 10-2. Tenkobridličnaté vápnité flovce párnického súvrstvia.



Obr. 10-3. Vrásy v doskovitých sliedoch lučivnianskeho súvrstvia (a), detail plastickej deformovaného tmavého rohovca (b).

6. Slovenské Pravno – lom vo vrstvovitých ramsauských dolomitoch – ladin (tatrikum); GPS: 48° 54' 49,32" S, 18° 45' 27,00" V

Spomedzi značne rozšírených, ale viac-menej jednotvárných dolomitov upútal pozornosť pestrý vrstvovitý súbor obnažený v nečinnom kameňolome v podhorí Slovenského Pravna (obr. 10-4). Približne 20 m hrubý horninový súbor s prevažujúcim sivým, ale miestami aj bielym a ružovkastým sfarbením sa skladá z lavíc rozličných litologických typov dolomitu. V nadloží aj v podloží tejto lokalizovanej sekvencie sa nachádzajú obvyklé hrubozrnné masívne dolomity. Jednotlivé vrstvy premenlivej hrúbky reprezentujú lagunárny vývoj dolomitu. Pri detailnejšom pohľade možno vidieť textúry pripomínajúce občasné vysychanie v hypersalinickom prostredí, vyklinovanie vrstiev alebo intraformačné brekcie (obr. 3.1.2-11). Svetlé dutinky, často vyplnené drobnými kryštálkami kremeňa, najskôr predstavujú fantómy po sadrovcí. Tektonickú príslušnosť dolomitu prisudzujeme tatriku, hoci sa s istotou nedá separovať od dolomitu situovaného severovýchodne, ktorý pravdepodobne náleží k tatriku. Dolomitový súbor v tomto lome by si azda v budúcnosti zaslúžil podrobnejší sedimentologický výskum.

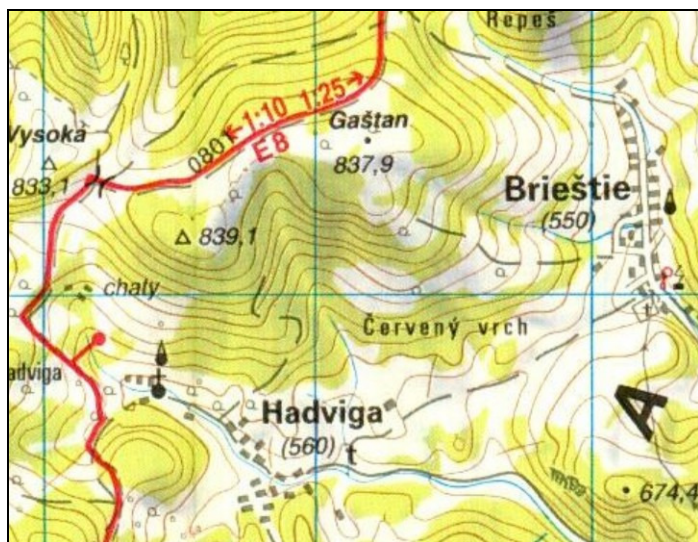


Obr. 10-4. Kameňolom vo vrstvovitom dolomite v Slovenskom Pravne (nadložie reprezentuje regionálne rozšírený žltkavý homogénny dolomit).

7. Gaštan (838 m n. m.); profil mezozoika krížňanského príkrovu;
GPS: 48° 55' 13,80" S, 18° 43' 13,44"

Kompletný vrstvomý sled v stratigrafickom rozsahu stredný trias – spodná krieda možno sledovať cestou z Briešťa alebo z Hadvigy na kótu 838 Gaštan, (obr. 10-5). Hneď v obci Brieštie pri ihrisku vystupujú niekoľko desiatok metrov

veľké odkryvy subhorizontálne uložených lavicovitých a masívnych gutensteinských vápencov (anis). Severne od Hadvigy na úpätiach Gaštana (838 m n. m.) a kóty 839 možno vystúpiť na viacero plošínok približne v úrovni 575 m n. m., kde sa v sutine nachádzajú ostrohranné sľudnaté, do hrdzava zvetrávajúce pieskovce – lunzské vrstvy (vrchný jul – spodný tuval). Tvoria tu prechodný člen medzi strednotriasovými ramsauskými dolomitmi a karpatským keuperom (norik). Bordové bridlice karpatského keuperu v južnom svahu kóty 839 vytvárajú sériu odkryvov s rozmermi zhruba 1 x 1,5 m. Je pre ne typický tyčinkovitý rozpad a prítomnosť svetlých dolomitov. Sklon vrstiev je generálne na SSV, na odkryvoch možno pozorovať výrazné pukliny s.-j. smeru. V nadloží karpatského keuperu sa v hojnej sutine nachádzajú lumachelové vápence fatranského súvrstvia (rét), nad nimi na plošinke vo výške asi 700 m n. m. vo veľkých vyzbieraných kopách a v sutine tmavé piesčité vápence s hustým žilkovaním – kopienecké súvrstvie (spodný hetanž – sinemúr). Vo výške 735 m n. m. v záreze cesty smerom dohora na kótu 839 vystupujú doskovité svetlo- až tmavosivé škvrnité ílované vápence – algäuské súvrstvie (sinemúr – ?álen), ktoré plynule prechádzajú do kremitých škvrnitých vápencov.



Obr. 10.5. Polohopisný náhľad na oblasť lokality 7 na výreze turistickej mapy.

Vo výške asi 790 m n. m. sa v sutine objavujú zelenosivé, prípadne žltkasté rádioláriové vápence – ždiarske súvrstvie (vrchný bat – spodný kimeridž). Pre rádioláriové vápence v pohorí Žiar sú typické čierne dendritické mangánové náteky medzi vrstvomými plochami. Vo svahu južne od Gaštana (838 m n. m.) pri-

bližšie vo výške 750 m n. m. sa v sutine našli jedny z mála červených hľuznatých vápencov jaseninského súvrstvia (kimeridž) v pohorí Žiar. V nadloží týchto vápencov sme identifikovali béžové kalpionelové vápence osnického súvrstvia (titón – valangin). Zaujímavosťou tohto súvrstvia sú vápencové (para)zlepence až „mixtitové“ (?) vápence (pozri obr. 3.2.1-14), ktoré sa ojedinele vyskytujú na báze nadložného mraznického súvrstvia (valangin – barém). Klasy, resp. „sklzy“ v základnej hmote kalpionelových vápencov pochádzajú z jaseninského súvrstvia. Mraznické súvrstvie – svetlosivé ťlované vápence a bridlice – sú na Gaštane a v širšom okolí plošne veľmi rozšírené v podobe kamennej sutiny.

8. Rudno – Pálený vrch; trlenské súvrstvie, hierlatzké vápence, algäuské súvrstvie – spodný lias (tatrikum); GPS: 48° 53' 33,36" S, 18° 43' 34,32" V

Odkryvy pri kóte 636 sz. od Rudna na západnom hrebeni Páleného vrchu (lokalita Pod hruškou) predstavujú známu paleontologickú lokalitu už od čias Dionýza Štúra. Sú tu odkryvy sivých krinoidových vápencov trlenského súvrstvia a ružových hierlatzkých krinoidových vápencov s belemniti. V ich nadloží sa nachádzajú sivé škvrnité vápence algäuského súvrstvia („fleckenmergel“). Nálezy fauny na lokalite Pálený vrch (trlenské súvrstvie a hierlatzké vápence):

Stache (1865): *Terebratula sinemuriensis* OPP.?, *T. Andleri* OPP., *T. Engelhardti* OPP.?, *T. nimbata* OPP.?, *T. conf. numismalis* LAM., *Rhynchonella polyptycha* OPP., *Rhynchonella retusifrons* OPP., *Rhynchonella Greppinni* OPP., *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina obtusa* OPP., *Pleurotomaria anglica* SOW. sp., *Pecten verticillus* STOL., *Pecten subrecticulus* STOL., *Pecten Rollei* STOL., *Pecten palosus* STOL.?, *Avicula inaequalis* SOW., *Lima Deslongchampi* STOL., *Lima Haueri* STOL., *Lima deusicosta* QU.?

Vetters (1909): *Terebratula conf. Grestenensis* SUESS., *T. conf. mutabilis* OPP., *T. bimammata?* OPP., *Rhynchonella furcillata* QU., *Pecten* sp.

Pevný (1965): z lokalít na Vtáčnici (oblasť západne od Vyšehradu) a Pálenom vrchu – *Lobothyris punctata* (SOW.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria appenninica* (ZITT.), *Rhynchonella belemnitica* (QUENST.), *Rhynchonella flabellum* MENEGH., *Rhynchonella de lottoi* PIAZ, *Rhynchonella paoli* CAN., *Pyrororhynchia alberti* (OPP.), *Spiriferina tumida* BUCH, *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Zeilleria alpina* (GEYER.), *Nucleata nimbata* (OPP.), *Spiriferina alpina* (OPP.), *Zeilleria cf. Partschi* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Prionorhynchia serrata* (SOW.), *Rhynchonella sancti hillari* BÖSE, *Rhynchonella stachei* BÖSE, *Rhynchonella sublatifrons* BÖSE, *Cuneirhynchia dalmasi* (DUM.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Spiriferina obtusa* (OPP.), *Rhynchonella orthoptychides* (ROTHPL.), *Rhynchonella cf. fraasi* (OPP.).

V spodnejších polohách algäuského súvrstvia uvádza Mahel' (1962) faunu amonitov (určil M. Rakús): *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Echioceras nodotianum* (D'ORB.), *Lytoceras* sp., *Partschiceras* sp., *Coenoceras* sp., *Phylloceras*

sp., vo vrchnejších polohách amonity rodu *Harpoceras*. Na základe uvedených nálezov stratigraficky zaraďujú toto súvrstvie do lotaringu – toarku. Rakús (1969) z tejto lokality uvádza ešte *Acanthopleuroceras* cf. *binotatum* (OPPEL.) a *Tropidoceras* sp.

9. Jasenovo; žiarska sukcesia a karbonátové zlepenie karpatského keuperu – vrchný trias (tatrikum); GPS: 48° 52' 50,52" S, 18° 43' 10,92" V

Oblý lúčny hrebeň sa tiahne od obce Jasenovo sz. smerom na Vyšehradské sedlo (579 m n. m.). Ponad hlavnú cestu, miestami aj na hrebeni možno sledovať charakteristický litologický sled žiarskej sukcesie – od dolomitov až po zvyšky porubského súvrstvia v okolí Vyšehradského sedla. Vo východnej časti obce sa nachádzajú pruhy gutensteinských vápencov – dolomitov a spodnotriasových kremencov, ktoré obalujú rozvetrané granitoidné kryštalinikum. V stratigrafickom nadloží ramsauských dolomitov a v podloží typicky vyvinutých hrubokrinooidových piesčitých vápencov trlenského súvrstvia sa nachádzajú horniny karpatského keuperu – kremence, červené ílovce a neobvyklé zlepenie pozostávajúce z klastov karbonátov (bližšie pozri položku 123). V litologickej asociácii karpatského keuperu tieto zriedkavo sa vyskytujúce karbonatické zlepenie s červeno zvetrávajúcimi klastami podložných strednotriasových karbonátov s prevahou dolomitu priamo dokladajú zdrojovú oblasť keuperskej sedimentácie.

10. Vyšehrad (k. 829); vyšehradské vápence – ?anis (fatrikum); GPS: 48° 52' 33,60" S, 18° 41' 58,56" V

Pozdĺžny plochý masív Vyšehradu (k. 829) je ľahko dostupný početnými cestami, najpohodlnejšie červenou turistickou značkou z parkoviska na Vyšehradskom sedle (k. 579) alebo zelenou z obce Jasenovo. Známu archeologickú lokalitu reprezentuje trojstupňové valové hradisko, ktoré sa opiera o bralá svetlých celistvých vápencov (obr. 10-6), tradične nazývaných vyšehradské vápence. Tieto vápence sa ponímajú ako netypická litofácia gutensteinských vápencov, hoci sa z nich dosiaľ nepodarilo získať relevantný biostratigrafický údaj. Vyšehradské vápence budujú pretiahnuté s.-j. doskovité teleso so stenovými východmi, pod ktorými sa hromadí mohutná balvanovitá sutina. Predstavujú súčasť krížňanského príkrovu, v jeho podloží alebo v bezprostrednom susedstve sa nachádza pestrá paleta hornín. Zastupujú ju spodnotriasové kremence, kremence a ílovce karpatského keuperu, rôzne spodnoliasové litofácie (zo západnej strany masívu trlenské, z východnej pripomínajú skôr kopienecké súvrstvie), škvornité ílovité vápence (tradičné algäuské súvrstvie aj škvornité kremité litofácie) a vápnité pieskovce porubského súvrstvia. Vzájomná konfigurácia týchto litologických jednotiek a ich vzťah k troske vyšehradského vápenca najmä pre zakry-

tie terénu a zložitú zlomovú tektoniku zostane zrejme ešte dlho predmetom diskusie. Charakteristiku vyšehradského vápenca uvádzame v rámci opisu položky 114.



Obr. 10-6. Výhľad z vrcholu Vyšehradu smerom do Turčianskej kotliny. V popredí vyšehradský vápenec, na pozadí sa reťazí horstvo Veľkej Fatry.

11. Vyšehradný potok, horný tok; ostrov biotitického granodioritu s uzavretou biotitickou rulou na kontakte so žiarskou sukcesiou;

GPS: 48° 53' 12,84" S, 18° 41' 51,36" V

Pod nevelkou odstavňou plochou v ostrej zákrute (asi 540 m n. m., oblasť Huben) odbočuje z hlavnej cesty medzi Nitrianskym Pravnom a Jasenovom lesná cesta, ktorá s ňou približne paralelne pokračuje smerom k Vyšehradskému sedlu. Na začiatku zaregistrujeme spodnotriasové kremence a ak sa pustíme z tejto cesty smerom do údolia, objavia sa drobné východy granitoidov. Nevelký ostrov kryštalinika v podloží obalovej mezozoickej jednotky tvoria biotitické granodiority (až granity), ktoré reprezentujú vrchné časti primárnej stavby granitoidného plutónu. Zriedkavé uzavreniny biotitických rúl možno nájsť v úlomkoch alebo v ojedinelom drobnom odkryve v záreze na križovaní cesty a s.-j. bočnej dolinky ústiacej do Vyšehradského potoka. Ruly s majoritným zložením kremeň, kyslý plagioklas a biotit predstavujú periplutonicky metamorfované horniny, ako naznačuje polygonálna (sčasti rohovcová) mikroštruktúra horniny,

tvorba priečneho biotitu, lokálne muskovitu, ako aj K živca. Pri návrate späť na lesnú cestu pozorujeme, že priamo s obalovými spodnotriasovými kvarcitiemi alebo granitmi sa stýkajú horniny liasu v podobe „fleckenmergelovej“ litofácie a trlenského súvrstvia, ktoré smerom na sever (v záreze Vyšehradského potoka) prechádzajú do podložných ílovcov a kremencov karpatského keuperu a strednotriasového dolomitu. To svedčí v prospech výrazného zlomového rozhrania sz.-jv. smeru, ktoré spolupôsobilo pri obnažení kryštálického fundamentu v tejto časti pohoria.

12. Nedožery-Brezany; žiarske granity – opustený lom pod horárňou Ostrá v údolí Breznianskeho potoka; GPS: 48° 49' 41,19" S, 18° 41' 23,34" V

Žiarske granity z pohoria Žiar sú definované ako *hrubozrnné dvojsľudové porfyrické granodiority až granity*, ktoré predstavujú jeden z najhlbších (najviac erodovaných) typov variských granitoidov Západných Karpát. Prevládajú v najviacej vyzdvihnutom centrálnom bloku pohoria ležiacom medzi Nedožermi-Brezanmi a Dubovým, ktorý na západnom okraji žiarskeho masívu hraničí s Hornonitrianskou kotlinou práve medzi Rysnou dolinou a dolinou Breznianskeho potoka. Sú to svetlosivé horniny, stredno-, a hlavne hrubozrnné, nerovnomerne zrnité, ale aj s masívnou, všesmerne zrnitou a typickou porfyrickou textúrou. V tomto type hornín sa pomerne často nachádzajú partie, kde sa nahromadili fenokrysty K-živca v dôsledku *filter pressingu*. Pri magmatickom toku bola veľkosť vykryštalizovaných výrastlíc taká veľká, až sa ich pohyb zastavil a tiekla iba drobnozrnná frakcionovaná magma. Veľkosť zŕn kremeňa, plagioklasu, muskovitu ± biotitu nepresahuje 3 – 7 mm, kým výrastlice – fenokrysty – K-živca dosahujú miestami až 3 – 8 cm. Štruktúra hornín je hypidiomorfné nerovnomerne zrnitá a porfyrická, s častým *filter pressingom*. Zväčšenie obsahu K₂O v tavenine sa prejavilo nielen zvýšením množstva kryštalizačných jadier samostatných hypidiomorfných zŕn K-živca, ale aj rýchlou kryštalizáciu skeletálnych výrastlíc, ktoré pri rýchlejšom schladení taveniny (výstup do vyšších partií) neorientovane uzatvárali už vykryštalizované minerály biotit, plagioklas a kremeň.

Prístup na lokalitu je po asfaltovej ceste asi 1 km od breznianskej vodnej nádrže. Na križovatke pri okraji lesa treba ísť priamo (odbočka vpravo je podhorská cesta do Malej Čausy). Od zákazu vjazdu je to pešo asi 650 m. Opustený veľký lom bol založený v medzivojnovom období pri stavbe základov blízkej horárne Ostrá, neskôr v povojnovom období sa využíval pri jej rozšírení a spevnení prístupovej cesty, ktorú dodatočne Štátne lesy predĺžili až na Štyri chotáre a do Dubového.

Na ľahko prístupnej lokalite sa dajú pozorovať niektoré všeobecné fenomény porfyrických žiarskych granitov: na jednej strane lomu môžeme pozorovať typickú porfyrickú textúru (obr. 10-7a), na druhej strane zas nevýrazne porfyrickú

textúru, lokálne aj so zvyškami nedokonale asimilovaných biotitických „šlírovi-
tých“ zhlukov a náznakom ocelárnej štruktúry – „obaľovanie“ skôr vykryštalizo-
vaných minerálov mladšími sľudami s kremeňom (obr. 10-7b).



Obr. 10-7. Porfyrická textúra; b) „nevýrazne porfyrická“ textúra s malým „šlírovitým“ biotitickým zhlukom v rámci žiarskeho granitu v lome Ostrá, d. b. Z-5 (foto M. Kohút).

Z danej lokality bol odobraný vzorkový materiál na laboratórne spracovanie, pričom okrem spracovania výbrusu sa analyzovali aj hlavné, stopové a REE prvky, ako aj izotopy Sr a Nd. Na základe modálnej analýzy z variety ako na obr. 1a môžeme povedať, že ide o typický monzogranit. Pri obsahu $\text{SiO}_2 = 75,20$ hm. %, relatívne nižšom $\text{FeO}^{\text{I}} = 0,84$ hm. %, štandardnom obsahu $\text{Na}_2\text{O} = 3,8$ hm. %, $\text{K}_2\text{O} = 3,45$ hm. % a nižšom obsahu $\text{CaO} = 1,07$ hm. % má peraluminózný charakter s $\text{A/CNK} = 1,19$. Pomer $\text{Rb/Sr} = 0,36$, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 18,8$ a $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$ poukazuje na stredný až vyšší stupeň frakcionovanosti granitovej taveniny. Izotopové charakteristiky (tab. 3.7.3-1) s $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)} = 0,707\ 56$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(350)} = 0,512\ 05$ a $\epsilon\text{Nd}_{(350)} = -2,6$ patria v rámci študovaných granitoidov Žiaru skôr k nižším hodnotám a indikujú spodnokôrový charakter ich zdroja.

13. Sklené – ortoruly – opustený lom na začiatku Hlbokej doliny pri lesnej ceste, zväžnici na okraji pohoria; GPS: 48° 47' 22,06" S, 18° 48' 00,02" V

Ortoruly predstavujú strižne dynamicky metamorfované staré (kambricko-ordovické) felzitické granitoidné magmatity, ktoré z geodynamického hľadiska tvoria významnú zložku kryštalického fundamentu Západných Karpát (Kohút, 2004). V kryštaliniku pohoria Žiar ich prvýkrát identifikoval a kartograficky zobrazil už Vettors (1908). Klinec (1956, 1958) sa o nich vôbec nezmieňuje, čo bude asi dôsledkom doby. Vtedy sa obdobné horniny označovali „migmatitickou terminológiou ako oftalmity (nebulity), stromatity“, prípadne ako primorogénne a serorogénne granity, granitizované žuloruly alebo ektinity. Z makroskopického hľadiska sú to horniny sivej, svetlosivej až bielosivej, lokálne aj sivohnedej far-

by. Z hľadiska textúry predstavujú pomerne širokú suitu variet: väčšinou sú to stredno- až hrubozrnné, nevýrazne strižne usmernené horniny, menej časté sú hrubozrnné, typicky páskované, ako aj „okaté“ variety (oká K živcov miestami dosahujú až do 8 – 10 cm, pozri obr. 10-4a, b), lokálne boli však pozorované aj drobnozrnné variety so slabým tektonicko-deformačným postihnutím.

Prístup na lokalitu je od obce Sklené z horného konca od otočky autobusu. Odtiaľ treba ísť pešo popod horu sv. smerom asi 650 m, potom na okraji poľa sa dať na chodník sz. smerom, ktorý po zhruba 600 m príde na podhorskú lesnú cestu do Dubového. Na jej križovaní s Hlbokou dolinou (Tiefengrunt) je opustený lom, ktorý príležitostne slúži ako skládka dreva. Otvorenie kameňolomu si vyžiadala stavba železničného spojenia medzi Handlovou a Hornou Štubňou v roku 1929. Lom prevádzkovala pražská stavebná firma Zdeňka Kruliša. Makadamové kamenivo, ktoré bolo deklarované ako „žulové, s množstvom pararulových a injekčných rulových kryh“, slúžilo na spevnenie trate. Po dobudovaní železnice v roku 1931 sa lom využíval len príležitostne.

Lokalita svojím charakterom demonštruje pestrosť ortorulových hornín danej oblasti, pretože tu môžeme pozorovať všetky spomenuté typy ortorúl a ich vzájomné prechody a pretínanie. Lom je v dosť zanedbanom stave (zarastený), lomová stena má jednu etáž s výškou do 10 m, je pomerne členitá, dominuje mu výrazná strižná foliácia generálneho smeru 345/50° (obr. 10-8a).



Obr. 10-8. a) Centrálna časť lomovej steny s dominantnou foliáciou; b) mladšia drobnozrnná žila preráža staršiu foliáciu páskovanej ortoruly, lokálne s makroskopickými granátmi s veľkosťou do 7 – 9 mm (foto M. Kohút).

Z obrázkov 3.1.1-4a – b a 3.1.1-5a – b je evidentné, že sa tu striedajú hrubozrnné okaté a páskované ortoruly. K zmenám najčastejšie dochádza v rámci strižnej metamorfnej foliácie a situáciu komplikujú priečne žily drobnozrnných, rovnomerne zrnitých ortorúl (obr. 3.1.1-5a) so znakmi pozdĺžneho strižného postihnutia (obr. 10-8b), ale aj „plameňovitých“ prienikov do

okolitých páskovaných ortorúl, poukazujúc na ich synkinematický pôvod. Okatá ortorula z tejto lokality bola v rámci tejto úlohy datovaná U-Th-Pb analýzou zirkónov na prístroji SHRIMP v Celoruskom geologickom ústave (VSEGEI) v Petrohrade. Namerané izotopové pomery z analyzovaných bodov zirkónov sú uvedené v tab. 3.7.3-2 a grafické zobrazenie údajov v Tera-Wasserburgovom diagrame je na obr. 3.7.3-5. Získané údaje z jadier zirkónov poukazujú na pôvodný magmatogénny vek strižne deformovaných granitoidov, dnes okatých ortorúl, pred 486 ± 11 mil. r. Je to v zhode s vekom obdobných západokarpatských ortorúl prezentovaných v práci Putiša et al. (2009). Okrajové časti zirkónov však dokumentujú vek mladších naložených metamorfo-magmatických procesov s anatexiou pred 332 ± 2 mil. r. počas vrcholu magmatickej činnosti vo variskom orogéne. Chemické zloženie ortorúl z tohto lomu jasne dokumentuje zhodu v zložení s ortorulami ostatných častí ZK (Kohút, 2004) (pozri obr. 3.7.1-7a, b, -8a, b, -9). Obdobne ich izotopické zloženie s hodnotami $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)} = 0,716$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(350)} = 0,51177$ a $\epsilon\text{Nd}_{(350)} = -8,1$ (tab. 3.7.3-4) jasne indikuje kôrový charakter zdroja týchto okatých ortorúl.

14. Chrenovec – Brusno; chrenovecké vrstvy – stratotypová lokalita (kišcel – eger); GPS: $48^{\circ} 46' 27,56''$ S, $18^{\circ} 43' 10,12''$ V

Na západnom okraji Brusna na ľavobreží Handlovky (330 – 350 m n. m.) sa nachádza trojetážový kameňolom (mimo prevádzky) s dĺžkou lomovej steny viac ako 200 m a výškou asi 20 m.

V spodnej etáži vystupujú slabo spevnené hrubo- až strednozrnné žltosivé pieskovce (hrúbka 1,5 – 5 m) so šošovkami (okolo 0,5 m) drobnozrnných polymiktných zlepcov s podporou matrixu. V zložení zlepcov prevažuje žilný kremeň (zaoblený až veľmi dobre zaoblený, s veľkosťou do 20 mm) a kryštalínium (ruly, granitoidy), zriedkavejšie sú sivé a fialové bridlice, kremence a karbonáty (litická zložka je opracovaná slabšie ako kremeň). Zlepence tvoria aj bázu niektorých vrstiev, vo vrchnej časti sa vyskytujú šošovky hnedých, vodorovne laminovaných siltovcov až siltovitých ílovcov. Siltovce tvoria aj šošovky (hrúbka 0,05 – 0,1 m, dĺžka viac ako 2 m) v rámci pieskovcov. Typické je bochníkovité zvetrávanie pevnejších vrstiev (hrúbka 0,2 – 0,8 m) vo vrchnej časti cyklov.

V strednej a vrchnej etáži sa v identickom vývoji objavujú guľovité pieskovcové aj zlepencovo-pieskovcové konkrécie s priemerom do 1 m, typické pre chrenovecké vrstvy. Konkrécie bývajú aj obličkovitého až nepravidelného tvaru.

Zlepencovo-pieskovcový súbor chrenoveckých vrstiev má oligocénny až ?ranomiocénny (egerský) vek. Vo forme regresnej delty uzatvára sedimentačný cyklus handlovského paleogénu.

15. Abramová; abramovské vrstvy (panón – sarmat);

GPS: 48° 55' 46,20" S, 18° 47' 7,56" V

V širšom okolí obcí Abramová (pieskovňa Kolísky), Ondrašová a Moškovec vystupujú na povrch v umelých odkryvoch (pieskovne) abramovské vrstvy panónsko-sarmatského veku. Tvoria ich predovšetkým štrkopiesky výlučné s karbonatickým zložením (dolomity a dolomitické vápence triasu chočského príkrovu). Opracovanie úlomkov je nedostatočné, prevládajú poloopracované litoklasty, najčastejšie s priemerom do 5 cm, ojedinele aj väčšie, ale nepresahujúce 10 cm (pieskovne v Ondrašovej a Moškovci). Usporiadanie je chaotické, tmel karbonatický, prevažne ílovito-piesčitý.

V rozsiahlej, už opustenej pieskovni jv. od obce Abramová (Kolísky) je v nadloží hruboklastických sedimentov usadená hrubá vrstva jemnozrnných tufických ílovcov svetlých farieb. Obsahujú hojné odtlačky listov teplomilnej makroflóry (bližšie pozri opis položky 37).

16. Handlová, extruzívne teleso Kňazov kopec (báden);

GPS: 48° 43' 59,75" S, 18° 43' 56,79" V

Extruzívne teleso Kňazov kopec tvorí výrazný morfológický tvar (pozri obr. 3.5.2-4 a 3.5.2-5) na severe pohoria Vtáčnik a je situované na západnej strane mesta Handlová. Extruzívne teleso je súčasťou extrúzií, ktoré sú vyvinuté mimo hlavného priestoru akumulácie produktov formácie Kľackej doliny v pohorí Vtáčnik. Teleso Kňazov kopec má vo svojom centre radiálnu odlučnosť, pričom smerom k okraju telesa sa odlučnosť mení na stĺpovitú, vejárovitú aj laminovanú. Hornina je amfibolicko-pyroxenický andezit. Je sivej až sivočiernej farby a má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Andezit má celistvú alebo mierne pórovitú textúru.

11. ZÁVER

Žiarsku hrast' budujú základné (paleo)alpínske centrálnokarpatské tektonické jednotky – tatrikum, zastúpené kryštalinikom so svojim mezozoickým obalom, fatrikum a hronikum. Na juhu sa k pohoriu pričleňujú popríkrovové sedimenty centrálnokarpatského paleogénu. Zlomovú tektoniku reprezentujú výrazné okrajové hrast'ovo-prepadlinové zlomy, ktorých priebeh sa často premieta aj vnútri pohoria. Ide o zlomy sz.-jv. (pravdepodobne starší žiarsky systém) a sv.-jz. (malofatranská zlomová línia) smeru, ktoré najmä v južnej časti pohoria narušujú mladšie s.-j. zlomy.

Podložné granitoidné kryštalinikum so zvyškami biotitických rúl pozostáva z troch základných typov hercýnskych granitoidných hornín. Možno usudzovať na určitú zonalitu granitoidného plutónu – vo vrchných častiach sa vyskytujú jemnozrnnejšie biotitické granitoidy s lokálnymi polohami biotitových rúl, zatiaľ čo v najhlbšie obnažených centrálnych častiach plutónu vystupujú charakteristické dvojsľudové hruboporfyrické („žiarske“) granity. Najstaršie geochronologicky doložené horniny predstavujú páskované a očkaté ortoruly („staré granity“), udávajúce na základe U/Pb datovania zirkónu vek okolo 486 mil. rokov. V kryštaliniku boli identifikované tri predalpínske tektonometamorfne udalosti: regionálna metamorfóza, dominujúca periplutonická metamorfóza spätá s intrúziou spodnokarbonských granitoidov a krehké poruchy, občas sprevádzané žilami aplítov-pegmatitov.

Z výskumu obalovej žiarskej sukcesie s charakteristickým hlbokovodným vývinom vyplynulo niekoľko nových poznatkov. V pieskovcoch „verfenských“ vrstiev sa ojedinele vyskytujú pestré, lokálne karbonatické fľovce so šošovkami rauvakov pripomínajúce kampilské vrstvy. V sedimentoch karpatského keuperu sa miestami zistili karbonatické zlepenice. Biostratigraficky bolo doložené, že porubské súvrstvie v žiarskej sukcesii zasahuje až do cenomanu. Zriedkavé, ale pre porubské súvrstvie príznačné sú konglomeráty, resp. karbonátové ortozlepenice, ktoré možno pravdepodobne paralelizovať s tzv. ludrovianskymi vrstvami.

Litologický inventár krížňanského príkrovu v severnej časti územia reprezentujúci zliechovskú sukcesiu bol na základe terénnych znakov a biostratigrafickej verifikácie doplnený o ďalšie členy. Ide o jaseninské, osnické a párnické súvrstvie. Párnické súvrstvie aptského veku svojím plošným rozšírením prakticky nahrádza porubské súvrstvie, ktoré, na rozdiel od tatrika, nebolo s istotou doložené. Litologickým spštením osnického súvrstvia sú polohy karbonatických parazlepenic obsahujúce klasty vápencov jaseninského súvrstvia. Na západnom okraji pohoria boli identifikované vápenice ladinsko-karnského veku, ktoré možno stotožňovať s tzv. podhradskými vápencami. Na rozdiel od gutensteinského vápenca, s ktorým sa zvyčajne zamieňa, tieto vápenice bývajú spravidla biostratigraficky pozitívne. Z troch čiastkových tektonických šupín krížňanského príkro-

vu je najvýraznejšie prepracovaná spodná šupina, kde bol miestami doložený obrátený vrstvomý sled.

V južnej časti pohoria Žiar bol do vrstvomého sledu mezozoických hornín fatrika, ktorých stratigrafické rozpätie sa pohybuje v rozmedzí stredný trias – krieda, zahrnutý tak sled obalovej ráztočnianskej série, ako aj zliechovskej sukcesie križňanského príkrovu. Vytvoril sa z nich jeden sled, definovaný na základe jeho litologického obsahu ako sukcesia s prechodným postavením.

Hronikum pozostáva z čiastkových štruktúr – považského a znievskeho príkrovu na severe a ráztočnianskeho príkrovu na juhu pohoria. V severnej jednotke hronika sa v kartografickom zobrazení litostratigrafických jednotiek vykonali určité zmeny, ktoré sa týkali hlavne vzájomného kontaktu hronika s fatrikom. V nadloží gutensteinského súvrstvia sa v obidvoch čiastkových štruktúrach hronika zistili krinoidové „gaderské“ vápence veku vrchný pelsón – ilýr. V príkrovovom telese hronika vystupujúcom na juhu Žiaru sú vedľa seba zastúpené dve sukcesie hornín. V západnej časti (pri Ráztočne) vystupuje ráztočnianska sukcesia ráztočnianskeho bazénu, ktorá obsahuje aj pelagické členy. Vo východnej časti (pri Sklenom) vystupuje sukcesia harmaneckej karbonátovej plošiny (resp. mojčínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny).

Z obdobia nasledujúceho po usporiadaní alpskej príkrovovej stavby a predchádzajúcej bartónsko-priabónskej transgresii sa v priestore Handlovskej kotliny ani v susedných pohoriach nezachoval žiadny sedimentačný záznam. Obliakové zloženie intraformačných zlepcov v sedimentoch priabónu a oligocénu (dominuje materiál z hronika a zastúpené je aj kryštalínikum) naznačuje, že dnešná geologická stavba južného Žiaru je zrejme predpriabónska. Paleogénny morský sedimentačný cyklus je bartónsko-oligocénneho veku a možno v ňom rozlíšiť 3 základné fázy: fázu stúpajúcej hladiny späť s transgresiou, fázu vysokej hladiny s tvorbou hemipelagických sedimentov a fázu klesajúcej hladiny spojenú s regresiou.

Neogénne depozičné panvy Turčianskej a Hornonitrianskej kotliny, oproti pohoriu Žiar vymedzené výraznými okrajovými zlomami, majú odlišný sedimentárny vývoj. Tektonicky rozčlenený a denudáciou značne zarovnaný paleoreliéf územia bol v období sarmatu zakonzervovaný neovulkanickou stavbou. Najmladším členom neogénu sú piesčito-štrkové sedimenty pontu až pliocénu. V pohorí sú významne zastúpené eluviálne zvetraniny stredného pleistocénu, na celom území však prevládajú deluviálne sedimenty s celou škálou subtypov (vrchný pleistocén – holocén).

Z geologického mapovania pohoria Žiar, podporeného mikroskopickým štúdiom hornín, vyplynuli viaceré plošné úpravy v litologickom zložení, stratigrafii aj v tektonickom zaradení jednotiek. Súčasťou vysvetliviek je mikropaleontologické a petrograficko-geochemické vyhodnotenie horninového materiálu mezozoika, kryštalínika aj paleogénu, ktoré sa v danom území dosiaľ systematicky nerealizovalo. Získané poznatky otvárajú priestor na viaceré druhy nadstavbového štúdia, ako aj na regionálnogeologické korelácie.

12. LITERATÚRA

- Andrian, F., 1865: Die Zusammenfassung des Thuroczer Tertiärbeckens. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Andrian, F., 1866: Bericht über die im Sommer ausgeführten Detailaufnahmen des Thuroczer und angrenzenden Teile des Trentschiner Comitates. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 15, 182 – 200.
- Andrusov, D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. Carpatica, Ř. B (Praha), 2, 3 – 50.
- Andrusov, D., Bystrický, J. A Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians, Guide-book for geological excursion X. Congress CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 45.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráňk, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 1 (A/K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráňk, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 2 (L/Z). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Árendarik, J., Hasch, J. a Barkáč, Z., 1968: Turiec – dolomity, vyhladávací prieskum, záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 1. 9. 1968. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Árendarik, J., Ožvoldová, L., Kozáč, J., Hasch, J., Richter, Š. a Barkáč, Z., 1969: Turčianske Teplice – surovina: stavebný kameň, vyhladávací prieskum so stavom ku dňu 15. 3. 1969 (+ Au-Ag). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Slovenská agentúra životného prostredia Banská Bystrica, 344 s. ISBN 80-88833-27-2.
- Auxt, A., Klúz, M., Šalagová, V., Beracko, I., Galisová, M., Dorčík, G., Szabová, H., Urbaník, J. a Berzáková, M., 1997: Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť, vyhladávací HGP. IN GEO Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 133 s. Arch. č.: 82 082.
- Barker, F., 1979: Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.): Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, 1 – 12.
- Beck, J., Šarkan, J., Daubner, P., Sivák, I., Hopková, M., Pipiška, S. a Chrbík, J., 2009: Záverečná správa s výpočtom zásob výhradné ložisko Handlová, dobývací priestor Handlová. Surovina: hnedé uhlie. Stav k 1. 1. 2009. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 64 s.
- Bezák, V., Polák, M., Konečný, V., Biely, A., Elečko, M., Hraško, L., Kohút, M., Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Vass, D. a Vozár, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bhatia, M. R., 1983: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geol. (Chicago), 91, 6, 611 – 627.
- Bieda, F., 1959: Fauna veľkých foraminifer od Veľkej Čausy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 97 – 104.
- Biely, A., 1957: Zpráva o mapovaní mezozoika na južných svahoch Žiaru. In: Mahel', M., 1957: Záverečná správa o základnom geologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. AP 2 541.
- Bilanca zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky. Databáza registra ložísk, ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Bizubová, M., 2002: Príspevok k poznaniu zarovnaných povrchov v pohorí Žiar. Konferencia ASG. X3. Kongres SGS. Nitra, 10. – 13. 9. 2002. Geomorphol. Slov. (Bratislava), 2, 1, 58 – 65.

- Bizubová, M. a Barka, I., 2002: Príspevok k poznaniu geomorfologickej situácie v okrajových častiach pohoria Žiar. Geomorfologický seminár 1. Stav geomorfologických výzkumů v roce 2002 – příspěvky z mezinárodního semináře konaného 10. – 11. 6. 2002 v Brně. Ed.: K. Kirchner a P. Roštínský. MU v Brně. PF, ČAS. Brno, 19 – 23
- Blatt, H., Middleton, G. a Murray, R., 1972: Origin of sedimentary rocks. New Jersey (USA), Prentice-Hall, 634 s.
- Blatt, H., Middleton, G. a Murray, R., 1980: Origin of the sedimentary rocks, 2nd edition. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ 07362.
- Bližkovský, M. et al. 1990: Geofyzikální výzkum zemskej kúry pro potreby ložiskového výzkumu v ČSSR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2013: Vyhodnotenie výbrusov zo sedimentov mezozoika južnej časti pohoria Žiar (listy 36 131 Ráztočno a 36 133 Handlová). Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D. a Filo, I., 2013: Štúdium párnického súvrstvia na stratotypovom profile Žaškov (krížňanský príkrov). Miner. slov. (Bratislava), 45, 61 – 68.
- Böse, E., 1895: Zur Gliederung der Trias im Berichtesgadener Lande. Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (Stuttgart), 1, 218 – 220.
- Boynton, W. V., 1985: Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteority studies, In: Henderson, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2). Amsterdam, Elsevier, 115 – 152.
- Brlay, A., 1974: Čiastková záverečná správa, list 1 : 25 000 Handlová M-34-110-D-e. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 113.
- Brodňan, M., Brodňanová, E., Hasch, J. a Dobrovič, A., 1994: Ráztočno – stavebný kameň, výpočet zásob, stav k 1. 1. 1994. Agrosopol Prievidza. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, č. 79 401.
- Broska, I. a Petrík, I., 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 25, 1, 23 – 28.
- Bubeník, I., Frličková, M., Beracko, I. a Šalaga, I., 1976: Prievidzská kotlina – vyhľadávaci hydrogeologický prieskum, hgp. účel: overiť možnosť skrytých priestupov podzemných vôd z okrajových pohorí situovaním vrťov na okraji kotliny. SGÚ Bratislava, IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 79 s., arch. č. 39 644.
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turčanské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v r. 1956 (Praha), 1 – 20.
- Buday, T. (ed.), Čicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráňák, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, 2 – Západní Karpaty, 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 624 s.
- Bujalka, P., Litva, J. a Potyš, Z., 1973: Turčianska kotlina – vyhľadávaci HGP, záverečná správa. Organizácia: Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 222 s., 63 príl., 2 diely, arch. č. 33 690.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1979: Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka triasu šiprúnskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 49 – 59.
- Burg, J. P., Delor, C. P., Leyreloup, A. F. a Romney, F., 1989: Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. a Yardley, B. W. D. (Eds.): Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. Spec. Publ., 43, 423 – 439.
- Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Geol. Geol. – u. Bergb. Studenten (Innsbruck), 21, 289 – 310.
- Bystrický, J., 1975: The Kössen Beds in the West Carpathians and the problems of their stratigraphical division. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 2, 177 – 197.
- Čechovič, V., 1950: Geologické pomery handlovskej a nováckej uhľovej panvy. Geol. Sbor. (Bratislava), 1, 2 – 3 – 4, 275 – 278.
- Čechovič, V., 1957: Zostavenie základnej geologickej mapy neogénu Slovenska. Severná časť Handlovskej uhľovej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 5 – 58.
- Čechovič, V., Gabčo, R. a Vass, D., 1963: Geologické pomery okolia zosuvu v Handlovej a ich vplyv na vznik zosuvu. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 8, 4, 353 – 359.
- Čermák, J., 1865: Die Braunkohlenablagerungen von Handlová (Krikehaj) nächst Privic im Ober-Neutraer Comitate. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 15, I, 70 – 71.
- Čermák, J., 1866a: Die Umbeugung von Deutsch-Proben an der Neutra mit dem Žjár- und Malá Magura-Gebirge. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. Wien, Bd. 16, Heft II, 135 – 142.
- Čermák, J., 1866b: Die Baunkohlenablagerungen von Handlová. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, II, 98 – 104.
- Černák, R., Kordík, J., Bottlik, F., Havrila, M., Helma, J., Kohút, M. a Šimon, L., 2004: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 149 s.
- Černák, R., Remšík, A., Malík, P., Bajtoš, P., Baráth, I., Boorová, D., Bottlik, F., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Filo, J., Gretschi, J., Gyurusi, Cs., Jankulár, M., Kohút, M., Kordík, J., Lenhartová, E., Marcin D., Michalko, J., Mikuška, J., Olejník, M., Olšovský, M., Ondrejka, P., Pašteka, R., Polák, M., Siráňová Z., Šimon, L., Šivo, A., Zlinská, A. a Žecová, K., 2012: Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny, záverečná správa geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Černý, P. a Ercit, T. S., 2005: The classification of granitic pegmatites revisited. Canad. Mineralogist (Ottawa), 43, 2 005 – 2 026.
- Činčura, J., 1969: Morfogenéza južnej časti Turčianskej kotliny a severnej časti Kremnických vrchov. Náuka o Zemi (Bratislava), 4, 1 – 67.
- Čtyrýk, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 55 – 140.
- Danišík, M., Kohút, M., Dunkl, I. a Frisch, W., 2008: Thermal evolution of the Žiar Mountains basement (Inner Western Carpathians, Slovakia) constrained by fission track data. Geol. Carpath. (Bratislava), 59, 1, 19 – 30.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. a Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 – diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. (Amsterdam), 29, 3/4, 183 – 210.
- Debon, F. a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 135 – 149.
- Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (Ed.): Provenance of Arenites. Dordrecht, Reidel, 333 – 361.
- Domanický A. a Hasch J., 1972: Turčianska kotlina – záverečná správa a výpočet zásob, surovina: tehly, etapa: vyhľadávaci prieskum, stav k 15. 3. 1972. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 27 702.
- Dovina, V., Kullman, E., Hanzel, V. a Vrana, K., 1985: Metódy hydrogeologických meraní v horských oblastiach – záverečné zhodnotenie a aktuálne problémy hydrogeologických meraní v horských oblastiach Západných Karpát, čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 116 s., arch. č. 61 282.
- Džuppa, P., 1972: Solka – správa z geofyzikálneho prieskumu, HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Elečko, M. a Vass D. (eds.), 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III pri Prievidzi. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 30, 5 – 94.
- Evidencia ložísk nevyhradených nerastov Slovenskej republiky. Databáza registra ložísk, ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Faure, G., 1986: Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York, Wiley, 589 s.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. A Young, G. M., 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23, 10, 921 – 924.

- Fedor, J. a Kozáč, J., 1969: Stredné Slovensko – maltárske piesky, záverečná správa z I. podetapy, vyhladávací prieskum. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fejdiová, O., 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr., 74, 95 – 102.
- Fejdiová, O., 1985: Nové poznatky o spodnotriasovom lúžňanskom súvrství v Centrálnych Západných Karpatoch. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 10, 111 – 160.
- Fendek, M., Havrila, M., Šimon, L., Hók, J., Žecová, K., Michalko, J., Bajtoš, P., Obernauer, D., Fendeková, M., Ženišová, Z., Král, M., Grand, T., Džuppa, P. a Komoň, J., 2004: Regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie Hornonitrianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fiala, F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žiarskeho pohorí. Sbor. přírodoved. Odb. Slov. vlastived. Múz. (Bratislava), 24 – 27.
- Filo, I., Buček, S. a Siraňová, Z., 2009: Litofaciálne členenie borovského súvrstvia podtatranskej skupiny (oravský paleogén). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Floyd, P. A. a Leveridge, B. E., 1987: Tectonic environment of Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. J. Geol. Soc. (Oxford), 144, 531 – 542
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. a Park, R. G., 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. Precamb. Res. (Amsterdam), 45, 1 – 3, 203 – 214.
- Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 67 – 75.
- Fordinál, K. a Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tribeč). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 51 – 54.
- Fordinál, K., Nagy, A. a Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeladnice (západný okraj pohoria Tribeč). Miner. slov. (Bratislava), 28, 307 – 311.
- Fordinál, K. a Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišovskej priehlbiny. Miner. slov. (Bratislava), 29, 401 – 406
- Fordinál, K., Nagy, A. a Vass, D., 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu podunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 1, 33, 7 – 14.
- Francistyová, E., 1988a: Ráztočno – hd, vyhladávací hgp, cieľ – získanie pitnej a úžitkovej vody. Agrostav Žiar Nad Hronom, nestr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 69 806.
- Francistyová, E., 1988b: Jalovec – hd, vyhladávací hgp, cieľ – získať zdroj pitnej a úžitkovej vody. Agrostav Žiar nad Hronom, nestr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 69 803.
- Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V., Vika, K., Elečko, M., Franko, J., Gross, P., Hrušecký, I., Jančí, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Marcin, D., Maťo, J., Pereszlényi, M., Pašeková, P., Pöbiš, J., Roháč, J., Slávik, M., Vass, D. a Zvara, I., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Franko, O., Remšík, A., Fendek, M. – eds., Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra, ISBN 80 – 85314 – 38 – X, 268 s.
- Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1993: Vysvetlivky k Hydrogeologickej mape 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr.
- Ftorková, M., Frličková, M., Stuchlíková, B., Méryová, E. a Kazmuková, M., 1991: Znievska oblasť mezozoika Malej Fatry. Vyhladávací hydrogeologický prieskum. IN GEO Žilina, BGÚ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 175 s.
- Garcia, D., Fontailles, M. a Moutte, J., 1994: Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. J. Geol. (Chicago), 102, 411 – 422.
- Gašparik, J., 1957: Geologické pomery oblasti medzi Dolnými Lelovcami a Šútovcami, západne od rieky Nitry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Gašparik, J., 1968: Závěrečná správa o výskume pieskov z oblasti Turčianskej kotliny, dielčia záverečná správa za roky 1967 – 1968. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 20 754.
- Gašparik, J., 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 259 – 289.
- Gašparik, J., 1978: Nové nálezy egenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 89 – 92.
- Gašparik, J., 1989: Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 43 – 55.
- Gašparik, J. a Halouzka, R., 1989: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J. a Planderová, E., 1970: Korelácia sedimentov Handlovsko-nováčkej panvy so Žiarskou kotlinou. Zbor. geol. Vied (Bratislava), 1 – 13.
- Gašparik, J., Brestenská, E., Forgáč, J., Franko, O., Hajósová, M., Hanáček, J., Marková, M., Matkulčík, E., Planderová, E. a Sitár, V., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 3, 1 – 97.
- Gašparik, J., Halouzka, R., Gorek, J., Miko, O., Polák, M., Bujnovský, A., Rakús, M., Klukanová, A., Modlitba, I. a Fendek, M., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 8 544.
- Gašparik, J., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Halouzka, R., Polák, M. a Klukanová, A., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 75 242.
- Gašparik, J., Miko, O. a Žáková, E., 1991: Nové poznatky o geologickom vývoji územia na styku Turčianskej kotliny a pohorí Malá Fatra a Žiar. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 9 – 29.
- Gašparik, J., Halouzka, R. (eds.), Bujnovský, A., Fojtík, I., Gorek, J., Haško, J., Lexa, J., Miko, O., Polák, M. a Rakús, M., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- Gašpariková, V., 1986: Správa o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtu HV-9. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny (vápny nanoplanktón). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a ich genetická klasifikácia. In: Materiály z 3. Celoslovenskej hydrogeologickej konferencie, Sekcia Hydrogeológia. Bratislava, SGÚ, 43 – 50.
- Gaždžickí, A., Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 119 – 148.
- Gluch, A., Szalaiová, V., Alföldyová, A., Panáček, A., Kovár, J. a Zeman, I., 2013: Databáza meraní VES, Turčianska kotlina a severné výbežky Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních ZK do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gorek, A., 1959: Přehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 1, 13 – 88.
- Götel, V., 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtrischen Zone in der Tatra. Bull. Acad. Sci. Cracovie math.-natur., Sér. A (1916) (Kraków), 1 – 222.
- Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných Karpát: Paleogén – podtatranská skupina. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 77.

- Gümbel, C. W., 1856: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 7, 1 – 39.
- Gümbel, C. W., 1857: Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 8, 1, 145 – 151.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. a Vail, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C. K. (Ed.): Sea Level changes: an integrated approach, SEPM Spec. Publ., 42, 71 – 108.
- Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Hauer, F., 1853: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 1, 715 – 784.
- Hauer, F., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 19.
- Hauer, F. R., 1869a: II. Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt 3. Westkarpathen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 4, 483 – 566.
- Hauer, F., 1872: Geologische Übersichtskarte der Österreichischen Ungarischen Monarchie (Blatt 9, 11 u. 12). Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 22, 2, 149 – 228.
- Hauer, F. R. (Ed.), Andrian, F., Fötterle, F., Lipold, M. V., Mojsisovics, E., Neumayr, M., Paul, K. M., Pettko, J., Richthofen, F., Stache, G., Stur, D. a Wolf, H., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k.-k. Geologischen Reichsanstalt (1 : 576 000), Blatt III Westkarpathen. Wien, Verlag der Böck'schen Universitäts.
- Hauer, F. R., (Ed.), Andrian, F., Czížek, J., Fötterle, F., Hochstetter, F. R., Jokély, J., Kudernatsch, J., Lidl, F., Lipold, M. V., Mojsisovics, E., Neumayr, M., Paul, K. M., Peters, K., Prinzing, H., Richthofen, F., Schloenbach, U., Stache, G., Stoliczka, F., Stur, D., Wolf, H. a Zepharovich, V. R., 1875: Geologische Karte von Österreich-Ungarn. (1 : 2 016 000). Wien, Verlag von Alfred Hölder.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 49, arch. č. 9 430, Geo 79 216.
- Havrila, M., 1997: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 23 s., arch. č. 9 729, Geo 82 503/149.
- Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 117, 103 s.
- Havrila, M., 2011a: Správa o mapovanej sledu Kozla medzi Turskou dolinou a údolím Porubského potoka. Čiastková správa. Aktualizácia geol. stavby na území SR (Hraško, L. – ed.). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 82 s.
- Havrila, M. a Kohút, M., 1994: Rešerš geologických výskumov v pohorí Žiar. Manuskript. Bratislava, archív VVNP.
- Herron, M., 1988: Chemical classification of terrigenous sands and shales from core of log data. J. sed. Petrology (Tulsa), 58, 5, 820 – 829.
- Hók, J., Kováč, P., Šimon, L., Elečko, M. a Vass, D., 1994: Štruktúrnotektonický obraz Hornonitrianskej kotliny a jej okolia. Príloha k čiastkovej záverečnej správe Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (Časť Ráztucho), úloha č. 300/01 Región Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. a Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 3, 165 – 176.
- Hók, J., Lacika, J., Madarás, J., Bielik, M., Kohút, M., Nagy, A., Ivanička, J., Siman, P., Král, J. a Töröková, I., 2001: Neotektonický a geomorfologický vývoj študijných lokalít – 1. časť. Číslo etapy : VYL – 01-00. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hrnčár, A. a Mikoláš, S., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR – okres Prievidza m 1 : 50 000. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Hroncová, Z., Sýkorová, E., Hudáček, J., Slováková, G. a Caudt, L., 1996a: Okres Prievidza – aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR, stav k 30. 11. 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 81 386.
- Hroncová, Z., Sýkorová, E., Hudáček, J., Mihál, I., Slováková, G. a Caudt, L., 1996b: Okres Martin – aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR, stav k 30. 11. 1996. GS SR, MŽP Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 81 377.
- Húsenica, J., 1949: Správa z geologického mapovania na liste Slovenské Pravno 4461/2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 4 s., arch. č. 3 327.
- Húsenica, J., 1951: Správa z geologického mapovania na liste Slovenské Pravno 4461/2. K.P.Š. 616 Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hvožd'ara, P., 1998: Registrácia rýžovísk zlata na území Slovenska. Bratislava: MŽP SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 82 691.
- Hvožd'ara, P., 2008: Suchý – Malá Magura – Žiar – registrácia rýžovísk zlata v oblasti, stav k 15. 12. 2008, regionálny geologický výskum. Bratislava: MŽP SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 89 663.
- Chappell, B. W. a White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. *Pacif. Geol. (Tokyo)*, 8, 173 – 174.
- Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. a Kohút, M., 2001: Early Paleozoic Metabasalts and Metasedimentary Rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for the Rift Basin and Ancient Oceanic Crust. *Geol. Carpath.* (Bratislava), 52, 2, 67 – 78.
- Ivanička, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Greguš, J., Nagy, A., Vozár, J., Vozárová, A., Hók, J., Liščák, P., Marcin, D., Brlay, A. a Fordinál, K., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-414 (Topoľčany). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J. (ed.), Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 236 s.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M., Kováčik, M., Madarás, J., Olšavský, M., Hók, J., Polák, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S. a Šimon, L., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanov, M., 1972: Litologický a geochemický výskum karpatského keuperu krížnanskej jednotky v pohoriach Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovská hornatina, Tribeč, Malá Fatra a Žiar. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 85 s., 3 prílohy, arch. č. 29 025.
- Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Mapa 1 : 500 000. ISBN 80-217-0555-8. Slov. Kras (Martin), XXXI, 13 – 38.
- Janoušek, V., Colin, M. F. a Erban, V., 2008: Geochemical Data Toolkit for Windows written in R language, User's Guide to version 2.3.
- Jezný, M., Januš, J., Fendek, M., Fendeková, M., Vrana, K., Michalko, J., Smiešková, M., Mikoláš, S., 1995: Bojnice – ochranné pásmo kúpeľov, vyhľadávací HGP, Žilina, Progeo. Manuskript – archív Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 80436, 243 s.
- Klínc, A., 1956: Zpráva o mapovaní kryštalinika pohoria Žiar. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Klínc, A., 1957: Mapovanie pohoria Žiaru za účelom zistenia geologickej stavby a možnosti výskytu rúd. Číslo úlohy XIII/32. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Klínc, A., 1958: Geologické poznatky o kryštaliniku Žiaru. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 12, 86 – 92.
- Knésl, J., Malý, J., Oško, L., Šuchová, M., Knésllová, A. a Dvoršťák, J., 1992: Remata – Sklené – záverečná správa, surovina: Au – Cu rudy, VP, stav k 30. 11. 1991. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 78 380.
- Koděra, M. (ed.), 1989: Topografická mineralógia Slovenska (1 – 3). Bratislava, Veda.
- Köhler, E., 1994: Veľké foraminifery v paleogénnych sedimentoch Handlovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Kohút, M., 2004: Ortoruly Západných Karpát – Prehľad poznatkov. *Miner. slov.* (Bratislava), 36, 3 – 4, 141 – 155.
- Kohút, M., 2007: Sr-Nd izotopická charakteristika ortorúl Západných Karpát. *Miner. slov.* (Bratislava), 39, 1, *Geovestník*, 2.
- Kohút, M. a Nabelek, P. I., 2008: Geochemical and isotopic (Sr, Nd and O) constraints on sources for Variscan granites in the Western Carpathians – implications for crustal structure and tectonics. *J. Geosci.* (Osaka), 53, 247 – 261.
- Kohút, M., Kotov, A. B., Salknikova, E. B., Kovach, V. P. a Savatenkov, V., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath.* (Bratislava), 50, 477 – 487.
- Kohút, M., Madarás, J., Marsina, K. a Kováčik, M., 2004: Geologické vyhodnotenie štruktúrne-oporného vrtu RAO-4 (Žiar). *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 109, 51 – 60.
- Kohút, M., Plašienka, D., Putiš, M., Ivan, P., Méres, Š., Havrila, M., Uher P. a Michalík, J., 2008: Structure of the “core mountains” of western Slovakia (Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.). In: Németh, Z. a Plašienka, D. (Eds): *Proceedings and Excursion Guide of SlovTec 08*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 159 – 202.
- Kohút, M., Poller, U., Gurk, CH. a Todt, W., 2008: Geochemistry and U-Pb detrital zircon ages of metasedimentary rocks of the Lower Unit, Western Tatra Mountains (Slovakia). *Acta geol. pol.* (Warszawa), 58, 371 – 384.
- Kohút, M., Havrila, M., Filo, I., Maglay, J., Šimon, L., Nagy, A., Baráth, I., Kováčik, M., Boorová, D., Laurinc, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2013: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-131 Ráztočno, 36-133 Handlová (časť) a 35-242 Prievidza (časť) Žiar – juh. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 203 s., 10 príloh.
- Kohút, M., Uher, P., Putiš, M., Broska, I., Šiman, P., Ondrejka, M., Sergeev, S. a Larionov, A., 2013a: How many I- & S-type granite events occurred during the Meso-Variscan period in the Western Carpathians?: An overview from recent data. In: Broska, I. a Tomašových, A. (Eds.): *Abstract Book GEEWEC 2013 meeting*, 26 – 27.
- Kochanová, M., 1958: Zpráva o paleontologickom vyhodnotení lamelibranchiátov z lokalít Inovca a Strážovskej hornatiny za r. 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), 9, 1 – 203.
- Kordík, J. a Slaninka, I., 2005: Mapa kvality prírodných vôd regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Príloha 3.0 k záv. správe. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 92 s.
- Kotański, Z., 1965: Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. *Rocz. Pol. Tow. geol.* (Kraków), 35, 2, 143 – 162.
- Kotulová, J., Švasta, J., Paudítš, P., Janega, A., Dananaj, I., Halmo, J., Elečko, M., Šimon, L., Zlocha, M., Šarkan, J., Fazekaš, K. a Müller, M., 2010: Hornonitrianska kotlina – trojrozmerné geologické modelovanie exponovaného územia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, M., Hók, J., Minár, J., Vojtko, R., Bielik, M., Pipík, R., Rakús, M., Král, J., Šujan, M. a Králiková, S., 2011: Neogene and Quaternary development of the Turiec Basin and landscape in its catchment: a tentative mass balance model. *Geol. Carpath.* (Bratislava), 62, 4, 361 – 379.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.* (Bratislava), 45, 83 – 96.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of Hronicum. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 4, 4, 275 – 280.
- Kováčik, M., Gedeon, M., Madarás, J., Ivanička, J., Kohút, M., Nagy, A., Törökóvá, I., Helma, J., Marcín, D., Švasta, J., Slaninka, I., Michalko, J., Marsina, K., Durmeková, T., Frankovská, J. a Wagner, P., 2001: Príloha č. 1 – Geologická dokumentácia vrtovej RAO-3, 4, 5. Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Etapa VYL – 01-00. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 230.

- Kováčik, M., Hraško, E., Ivanička, J., Kohút, M., Madarás, J., Nagy, A., Siman, P., Törökóvá, I., Tkáčová, H., Tkáč, J., Szalaiová, V., Zahorec, P., Kubeš, P., Hruščeký, I., Šefara, J., Hók, J., Gedeon, M., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Durmeková, T., Frankovská, J., Král, J., Liščák, P., Petro, L. a Wagner, P., 2001: Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokoaktívnych Ra – odpadov v podmienkach SR pre obdobie 1998 – 2000, úloha: Výber lokality, etapa VYL – 01 – 00 Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Dok. č. HÚ/VYL-01-00/VD/A/01-01. Manuskript. Bratislava, archív Slovenské elektrárne, 310 s.
- Kováčik, M., Senteper, M., Olšovský, M., Maglay, J., Nagy, A., Kohút, M., Boorová, D., Laurinc, D., Baráth, I. a Zlinská, A., 2014: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (Žiar-severná časť): listy 35-22-4 Nitrianske Pravno (časť), 36-11-3 Slovenské Pravno a 36-11-1 Kláštor pod Znievom (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčik, M. (ed.), Kohút, M., Senteper, M., Olšovský, M., Havrila, M., Filo, I., Maglay, J., Nagy, A., Laurinc, D., Šimon, L. a Baráth, I., 2015: Geologická mapa Žiaru v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčová-Slamková, M., Sítár, V. a Hudáčková, N., 1999: Fytopaleontologické a biostratigrafické vyhodnotenie terciérnych sedimentov Turčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK, 9 s., 3 tab.
- Krahulec, P., Rebroy, A., Uhlirík, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska, zv. I, II, 1. vyd. Martin, Osveta, 1 040 s..
- Král, J. a Štarková, D., 1995: 40Ar/39Ar datovanie vybraných minerálov z kryštalínika tatrika a veporika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 48.
- Kraus, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 13, 7 – 287.
- Krautschneiderová, M., Drahoš, M. a Fričková, M., 1979: Turčianska kotlina – Ležiacach – predbežný HGP, účel: overenie prírodných zásob podzemných vôd. Organizácia: Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 104 s., 52 príl., 1 diel., arch. č. 45 262.
- Kroonenberg, S. B., 1994: Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A, 69 – 81.
- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Filo, M., Gluch, A., Grand, T., Hruščeký, I., Kucharič, L., Medo, S., Pašteka, R., Smolarová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, E., Ivanička, J., Vanočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Jozák, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kulcsár, K., 1914: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajó, Villabánya, Csicsmány und Zolt. Jahresberichte (Budapest).
- Kulcsár, K., 1917: Geologische Beobachtungen in den Nordwest-Karpathen. Jahresberichte für 1915 (Budapest).
- Kullman, E., Gazda, S., Škvarka, L. a Dovina, V., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000 list 36 – Banská Bystrica, čiastková záverečná správa. 13 príl., Mapový list: M-34-122-C;M-34-111; M-34-123;M-34-110-D; M-34-110-C;M-34-122-B, Názov úlohy: Základný hydrogeologický výskum spojený s edíciou hydrogeologických máp. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 472 s., arch. č. 44 163.
- Kullmanová, A., 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiaru. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 3 369, 7 097.
- Le Maitre, R. W. R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. a Zanettin, B., 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous Rocks. Blackwell. Sci. Publ., 1 – 193.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. a Yiuuzhi, G., 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report

- of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 35, 219 – 246.
- Lehotayová, R., 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti Handlovskej panvy. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 53, 113 – 119.
- Lehotayová, R., 1961: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z oblasti zosuvu Handlová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Leško, B., 1955: Zpráva o geologickom výskume územia medzi Handlovou a Breznanmi. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Liew, T. C. a Hofmann, A.W., 1988: Precambrian crustal components, plutonic associations, and plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: Indications from Nd and Sr isotopic study. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin – New York), V, 98, 129 – 138.
- Lipold, M. V., 1852: Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.* (Wien), 3, 4, 90 – 98.
- Lóczy, L., Papp, K. a Teleki, P. (Eds.), 1922: Geological map of the Hungarian Empire and the adjacent countries (in Hungarian). Map, scale: M = 1 : 900 000. Budapest, Hung. Geogr. Soc.
- Lutonský, M., 1987: Krasové územie oblasti skupiny Handlová. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti* (Liptovský Mikuláš), 1 – 2, 38 – 44, *Geologický sprievodca po strednom Slovensku* (<http://www.snm-em.sk>).
- Macko, J. a Domanický, A., 1971a: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: 1 : 50 000 M-34-110-D Kremnica, stav k: 30. 5. 1971. *Geologický prieskum Spišská Nová Ves*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 27 501.
- Macko, J. a Domanický, A., 1971b: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-34-110-B (Turčianske Teplice), stav k: 27. 10. 1971. *Geologický prieskum Spišská Nová Ves*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 28 079.
- Macko, J. a Zajac, M., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-34-110-C (Prievidza), stav k: 30. 6. 1971. *Geologický prieskum Spišská Nová Ves*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 28 062.
- Macko, J. a Šemoda, 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: M-34-110-A (Nitrianske Pravno), stav k: 31. 8. 1971. *Geologický prieskum Spišská Nová Ves*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 28 069.
- Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Havrila, M., Buček, S., Kováčik, M. (BA), Hók, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Klukanová, A., Liščák, P., Ondrášik, M., Zuberec, J., Baláz, P. a Šefčík, P., 2011: *Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny 1 : 50 000*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 322 s., ISBN 978-80-89343-50-8.
- Mahel', M., 1946: *Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny*. *Práce Št. geol. Úst.* (Bratislava), 14.
- Mahel', M., 1957: *Jadrové pohoria – špecifický znak Západných Karpát*. *Geol. Sbor.* (Bratislava), 8.
- Mahel', M., 1957: *Záverečná správa o základnom geologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Trenčín*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 2 541.
- Mahel', M., 1959: *Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát*. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 55, 61 – 83.
- Mahel', M., 1959a: *Nová jednotka v Západných Karpatoch*. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 51.
- Mahel', M., 1959b: *Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát*. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 55, 61 – 81.
- Mahel', M., 1961: *Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát*. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 21, 5 – 28.
- Mahel', M., 1962: *Problémy a cesty ďalšieho rozvoja geologického výskumu v Československých Karpatoch*. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 61, 13 – 54.
- Mahel', M., 1985: *Geologická stavba Strážovských vrchov*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*.
- Mahel', M., 1986: *Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky*. Bratislava, *Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 503 s.
- Mahel', M., Andrusov, D., Brestenská, E., Buday, T., Eliáš, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Scheibner, E., 1959: *Vysvetlivky ku generálnej mape list Žilina*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 184 s., arch. č. 7 376.

- Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 272.
- Maheľ, M., Andrusov, D., Čechovič, V., Kamenický, L., Kuthan, M., Matějka, A. (s použitím máp týchto autorov: Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Brestenská, E., Buday, T., Bystrický, J., Čechovič, V., Červeňová, Ž., Dlabáč, M., Fiala, F., Gašparik, J., Húsenica, J., Chmelík, F. a Ilavský, J.), 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Praha, Kartograf. reprod. úst.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionálna geológia ČSSR, II. Západná Karpaty, sv. 1. Praha, Academia – ČSAV – Ústř. Úst. geol., 1 – 496.
- Malík, P., Kordík, J., Bottlik, F. a Kováčová, E., 2006: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa západnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 90 s.
- Maniar, P. D. a Piccolli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder), 101, 5, 635 – 643.
- Marko, F., Vojtko, R., Hók, J., Sliva, L., Reichwalder, P. a Plencner, F., 2005: Neotektonická aktivita. Čiastková záverečná správa úlohu štátneho programu výskumu a vývoja 2003 SP 28 OSO 0066/000 00 00; Vplyv geologických faktorov na kvalitu života. Manuskript. Bratislava, Ministerstvo výstavby a regionálneho rozvoja SR, PriF UK – Kat. geol. paleont., 97 s.
- Marková, M., 1959: Petrografia sedimentárnych hornín severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 131 – 144.
- Matějka, A., 1924: Príspevky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovskej na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), IV, 43 – 100.
- Matějka, A., 1931: La dépression du Turiec. in: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales etc. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 177 – 186.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (Eds.): Guide des excursions des Carpathes occidentales en Tchécoslovaquie 1931. Praha, Knih. St. Geol. Čs. Republ. (Praha), 13A, 163 – 397.
- Maňová, V. a Knésl, J., 1996: Okres Turčianske Teplice – aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matula, M. a Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava, Alfa, 295 s.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. 1. vyd. Bratislava, Slov. kartografia.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálno-geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 101 – 125.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 2002: Geomorfologické členenie SR. In: Miklos, L. (ed.): Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – SAŽP.
- Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.), Bánes, L., Bárta, J., Bašovský, O., Bedrna, Z., Beňadik, B., Benčať, F., Beňko, J., Bertka, J., Bialeková, D., Brlay, A., Brouček, I., Bučko, J. Š., Čepelák, J., Činčura, J., Čorný, M., Čurlík, J., Dekan, J., Drdoš, J., Dulovič, L., Dušek, M., Džatko, M., Ferianec, O., Feriancová-Masárová, Z., Fučíková, N., Fulajtár, E., Furmánec, V., Fusán, O., Futák, J., Greppel, E., Gryga, B., Habovštiak, A., Hajdúk, J., Hajtman, P., Hanáček, J., Hanzlík, J., Hapák, P., Hesek, F., Hlavicová, J., Hlubocký, B., Holčík, J., Hollá, Z., Holobradý, K., Hraško, J., Chropovský, B., Ilavský, J., Ivanička, K., Ivaničková, A., Ižo, A., Jakál, J., Jankovič, V., Juráni, B., Jurko, A., Kadlec, M., Kaldrovitš, J., Kelemen, A., Kirner, K., Kliský, M., Kňazovický, L., Kodym, O., Kolník, T., Konček, M., Konečný, V., Korbel, L., Korec, P., Koval', L., Krajčír, A., Krajčovič, S., Kraskovská, L., Krcho, J., Krippel, E., Kuchař, K., Kurpelová, M., Kušík, M., Kvitkovič, J., Ladziánsky, A., Lexa, J., Linkeš, V., Lukniš, M., Magic, D., Maglocký, Š., Maheľ, M., Makeľ, M., Malý, J., Man, O., Mariot, P., Marsina, R., Matej, M., Matějka, A., Matula, M., Mazúr, E., Mazúrová, V., Mihálik, Š., Michalec, I., Míchalko, J., Mišúnová-Šulavíková, E., Mládek, J., Mocko, Z., Molnár, F., Mrázik, A., Nemčok, A., Očovský Š., Ondrejka, R., Otrubová, E., Pacl, J., Paulov, J., Pavúk, J., Pecho, J., Peterka, V., Pieta, K., Plachá, V., Plančár, J.,

- Plesník, P., Podhorský, F., Polla, B., Porubský, A., Rak, J., Pandík, A., Ratkoš, P., Ruttkay, A., Sabaka, J., Sawicki, L., Sedlák, V., Seneš, J., Šilvan, J., Spišiak, P., Stančík, M., Stankoviansky, M., Šamaj, F., Šebók, V., Šimo, E., Šipka, E., Šiška, S., Šoltís, J., Špiesz, A., Štolc, J., Šurina, B., Tarábek, K., Tomlain, J., Trizna, V., Tuňák, Š., Turbek, J., Urbánek, J., Urbánek, L., Valovič, J., Valivič, Š., Vanko, J., Vaškovský, I., Veličik, L., Verešík, J., Vladár, J., Vozár, J., Weismann, L., Weissová, E., Zachar, D., Zaťko, M., Závodská, D., Zelenský, K., Zrubec, F., Žiaková, E., Žihlavník, J. a Žudel, J., 1980: Atlas SSR. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 273 s.
- McLennan, S. M., 1989: Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Min.*, 21, *Min. Soc. Amer.*, 169 – 200.
- Michálek, J., Galko, I. a Gembalová, M., 2001: Vyhľadávanie ložiska vysokokvalitných živcových surovín pre sklársky a keramický priemysel, stav k 31. 3. 2001, vyhľadávaci prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Michalík, J., 1974: Zur Paläogeographie der Rhätischen Stufe des W Teiles der Krížna-Decke in der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 25, 2, 257 – 258.
- Michalík, J., Borza, K. a Vašíček, Z., 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 38, 3, 323 – 348.
- Michalík, J., Vašíček Z. a Borza, K., 1990: Aptychy, tintinidy a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovce (zliechovská jednotka krížňanského príkrovu, Strážovské vrchy, Centrálné Západné Karpaty). In: Rehánek, J. (ed.): *Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západných Karpat. Sborník (1. díl). Hodonín, Moravské naftové doly*, 69 – 93.
- Michalík, J., Reháková, D. a Jablonský, J., 1996: Geodynamic setting of flexoturbidites in West Carpathian Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary basins. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 3 – 4, 325 – 329.
- Michalko, J., Bottlik, F. a Kordík, J., 2005: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Turčianskej kotliny v M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 248 s.
- Míko, O., 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalinika Žiaru. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. petrog. PriF UK.
- Míko, O. a Határ, J., 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. *Miner. slov. (Bratislava)*, 8, 4, 335 – 354.
- Míko, O. a Pulec, M., 1982: Výsledky šlichového výskumu kryštalinika Žiaru. *Miner. slov. (Bratislava)*, 14, 5, 443 – 452.
- Mikoláš, S., Kováčik, I. a Cuninga, R., 1985: Regionálna geochémia Západných Karpat (pohorie: Malá Magura, Suchý, Žar), surovina: rudy, vyhľadávaci prieskum. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geol. Priesk. nestr., 36 príl., arch. č. 75 830/IX.
- Mišík, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalínne fácie mezozoika centrálnych Západných Karpat a otázka vynorených oblastí. In: Vozár, J. et al. (eds.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpat. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 35 – 48.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: Transport directions, source of clastics. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 51, 251 – 264.
- Mišík, M. a Reháková, D., 2004: Psefitické horniny Západných Karpat. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 128 s.
- Mišík, M., Chlupáč, I. a Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. Bratislava, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, 570 s.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. a Gottardi, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 73, 1 123 – 1 133.
- Nariadenie vlády SR č. 496 z 8. decembra 2010, ktorým sa mení a dopĺňa nariadenie vlády Slovenskej republiky č. 354/2006 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na vodu určenú na ľudskú spotrebu a kontrolu kvality vody určenej na ľudskú spotrebu.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 318 s.
- Nemčok, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK.

- Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of basin and range structure around the Žiar Mountain Range. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 3, 229 – 258.
- Nessbitt, H. W. a Young, G. M., 1982: Early Earth Element in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin a McKay (Eds.): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Review in Mineralogy*, 21, Min. Soc. Amer., 169 – 200.
- Nesbitt, H. W. a Young, G. M., 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford)*, 48, 1 523 – 1 534.
- O'Connor, J. T., 1965: A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B525. USGS*, 79 – 84.
- Okál', B. a Stanková, V., 1990: Ráztočno – vyvieračka – geofyzika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondrejka, P., Wagner, P., Petro, L., Žilka, A., Balík, D., Iglárová, L. a Fraštia, M., 2014: Main Results of the Slope Deformations Monitoring. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 1/2014, 126.
- Otepka, J., Menzelová, O., Novotný, P. a Štofko, S., 1985: Veľká Čausa – prieskumno-sanačné práce. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pacltová, B., 1958: Palynologický výskum terciéru v oblasti Handľová na Slovensku. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 3 s.
- Panáček, A., Šefara, J., Filo, M., Stránska, M., Filo, M., Kubeš, P., Halmešová, S., Novák, J., Muška, P., Steiner, A., Gašparik, J., Gorek, J., Miko, O., Rakús, M., Havrila, M., Polák, M., Bujnovský, A., Halouzka, R., Pivko, D., Medo, S., Vrábl'ová, D., Rosová, M. a Kandrák, M., 1991: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – Turčianska kotlina. *Geokomplex. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- Peccerillo, A. a Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kostamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York)*, 58, 63 – 81.
- Petrík, I. a Kohút, M., 1997: The Evolution of Granitoid Magmatism During the Hercynian Orogen in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., Monogr.*, 235 – 252.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: *Sands and sandstones*. New York, Springer-Verlag, 1 – 618.
- Pettko, J., 1846: *Geologische Karte von Kremnitz. Haidinger's Abhandlungen*, 1, 289 s.
- Pevný, J., 1965: Biostratigrafický výskum brachiopodov mezozoika Žiaru. *Dielčia správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 17 073*, 3 s.
- Philippi, E., 1903: Die kontinentale Trias. In: Frech, F. (Ed.): *Lethaea geognostica: Handbuch der Erdgeschichte mit Abbildungen der für die Formationen bezeichnendsten Versteinerungen: II. Teil: Das Mesozoicum: 1. Band: Trias: 1. & 2. Abteilung*.
- Pipík, R., 2001: Les Ostracodes d'un lac ancien et ses paléobiotopes au Miocene supérieur: le Bassin de Turiec (Slovaquie). *These, TOM I, II. Lyon, Université Claude-Bernard*, 1, 1 – 337.
- Pipík, R. a Bodergat, A. M., 2006: Groupe de Candona clivosa, nouveau groupe de Candoninae (Crustacea, Ostracoda) et sa diversification dans le Bassin de Turiec (Slovaquie) au Miocene supérieur. *Geobios (Lyon)*, 39, 3, 394 – 414.
- Pipík, R. a Bodergat, A. M., 2007: Candoninae trapezoidales (Crustacea, Ostracoda) du Bassin de Turiec (Slovaquie) du Miocene supérieur – systématique, écologie et évolution. *Geobios (Lyon)*, 40, 5, 645 – 676.
- Pivec, E., Lang, M., Uher, P. a Miko, O., 1994: Výrastlice draselného živca z granitu Žiaru – variácie ich štruktúrneho stavu a chemického zloženia. *Miner. slov. (Bratislava)*, 26, 3, 165 – 170.
- Planderová, E., Gašpariková, V., Samuel, O., Snopková, P. a Váňová, M., 1988: *Ekostatigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 125 s.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. a Kováč, M., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): *Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., Monograph.*, 1 – 24.

- Polák, R., 1997: Hydrogeologický rajón M 064 – mezozoikum severnej časti pohoria Žiar, vyhladávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 192 s., arch. č. 85 703.
- Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: Lučivnianske vrstvy pri Párnici. (Nový názov litostratigrafickej jednotky spodnej kriedy obalových sérií Západných Karpát). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 61 – 69.
- Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 25, 391 – 410.
- Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. And its extension in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4/96, 293 – 310.
- Polák, M., Ondrejčíková, A. a Wieczorek, J., 1998: Lithobiostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe (Tatry Mts.). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 1, 35 – 52.
- Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšovský, M., Filo, I., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, L., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, L., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky k geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.
- Poller, U., Janák, M., Kohút, M. a Todt, W., 2000: Early Variscan Magmatism in the Western Carpathians: U-Pb Zircon Data from Granitoids and Orthogneisses of the Tatra Mts. (Slovakia). Int. J. Earth Sci., 89, 336 – 349.
- Poller, U., M., Todt, W., Kohút, M. a Janák, M., 2001: Nd, Sr, Pb isotope study of the Western Carpathians: Implications for the Palaeozoic evolution. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 81, 159 – 174.
- Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčov, H., Tkáč J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.
- Pulec, M., Hanáček, J., Gorek, J., Hók, J., Miko, O., Mikoláš, S., Rojkovičová, E., Domanický, A. a Tabák, M., 1989: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Malej Fatry a Žiaru, doba riešenia: 1987 – 1989, čiast. záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Putiš, M., Ivan, P., Kohút, M., Spišiak, J., Siman, P., Radvanec, M., Uher, P., Sergeev, S., Larionov, A., Méres, Š., Demko, R. a Ondrejka, M., 2009: Meta-igneous rocks of the West-Carpathians basement as an indicator of Early Paleozoic extension-rifting/breakup events. Bull. Soc. géol. France (Paris), 180, 6, 461 – 471.
- Rakús, M., 1958: Paleontologický výskum neogénu okolia Martina. Diplomová práca. Manuskript. Praha, archív Přif UK, 1 – 78.
- Rakús, M., 1969: Biostratigrafický výskum litofácií liasu (Fleckenmergel a Adneth) v centrálnom pásme Západných Karpát (Strážovská hornatina, Žiar, Malá a Veľká Fatra a Nízke Tatry). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 227 s., 8 príloh, arch. č. 23 001.
- Rakús, M., 1973: Vysvetlivky ku geologickej mape Rajecká Lesná a Valča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. a Hók, J., 2002: Geology of the Turiec Basin. In: Janočko, J. a Elečko, M. (Eds.): Tectogenesis of Tertiary Basins of the Western Carpathians. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 38.
- Rakús, M. a Hók, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. Miner. slov. (Bratislava), 35, 2003 75 – 88.
- Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 33 s., 3 prílohy, arch. č. 60 120.
- Rakús, M., Dovina, V., Elečko, M., Gašparík, J., Gorek, J., Halouzka, R., Hanáček, J., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rojkovičová, E., Šucha, P., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000.

- Čiastková záverečná správa. Názov úlohy: Regionálny geologický výskum SSR – IV. etapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 232.
- Rakús, M., Elečko, M., Gašparík, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rohalová, M. et al., 1977: Kláštor pod Znievom – surovina: dolomit, stav k: 31. 12. 1976, predbežný a podrobný prieskum. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Roser, B. P. a Korsch, R. J., 1986: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol. (Chicago)*, 94, 635 – 650.
- Roser, B. P. a Korsch, R. J., 1988: Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of mayor element data. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 67, 119 – 139.
- Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 213, fototab. I – CLVII.
- Samuel, O. (ed.), Biely, A., Eliáš, M, Fusán, O., Jablonský, J., Ložek, V, Michalík, J. a Samuel, O., 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 292 s.
- Samuel, O., 1994 : Mikrobiostratigrafická analýza. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Shaw, D. M., 1968: A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford)*, 32, 573 – 602.
- Sládek, J., 2006: Geomorfologická analýza pohoria Žiar s dôrazom na detailný geomorfologický výskum Vyšehradského sedla. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. Fyzickej geogr. a geokol., PrIF UK, 71 s.
- Slávik, J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. *Geol. Práce – Správy (Bratislava)*, 53, 145 – 158.
- Smernica MŽP SR č. 8/2004 – 7 na zostavovanie základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo ŽP SR.
- Smernica MŽP SR č. 9/2004 – 7 na zostavovanie základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo ŽP SR.
- Smernica MŽP SR z 20. mája 1996 č. 4/1996 – 3.1 na zostavovanie a vydávanie základnej geologickej mapy v mierke 1 : 25 000 a regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000.
- Smiešková, K., 1999: Vrčicko – stavebný kameň – výpočet zásob, stav k 25. 6. 1998. Cestné stavby Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 83 667.
- Smiešková, K. a Hasch, J., 1984: Ráztočno – Lazy, surovina: dolomit pre stavebné účely, posudok. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 57 077.
- Smiešková, K., Ivančenko, M., Januš, J., Masný, M. a Bondarenková, A., 1989: Malá Čausa – záverečná správa, surovina: tehliarska surovina, predbežný prieskum, stav k 31. 12. 1988. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 77 239.
- Smiešková, K. a Kandra, K., 1994: Malá Čausa – tehliarska surovina, PP – prehodnotenie zásob, stav k 30. 4. 1994. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Spengler, E., 1932: Ist die „Mittlere subtratische Decke“ der Westkarpaten eine selbstständige tektonische Einheit?. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, 8, 215 – 225.
- Stache, G., 1865a: Geologische Karte des oberen Neutragebietes. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 15, I, 29 – 31.
- Stache, G., 1865b: Massen-und Eruptivgesteine im Zjar, Mala Magura und Suchigebirge. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 15, I, 80.
- Stache, G., 1865c: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutra-Flusses und der königlichen Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 15, 3, 297 – 319.
- Steininger, F., 1985: Neogene of the Mediteranean Tethys and Paratethys, Stratigraphic correlation-tables and sediment distribution maps Volume 1 and 2. Vienna, Inst. Paleont. Univ.

- Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XI, I, 17 – 151.
- Štúr, D., 1860a: Aufnahmen im Wassergebiet der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11.
- Stur, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337 – 426.
- Sýkora, M., 1975: Geologické pomery v SZ časti Veľkej Fatry. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK, 62 s.
- Szalaiová, V., Bielik, M., Halászová, E., Katona, M., Novomestská, P., Šefara, J., Tkáčová, H., Záho-rec, P., Potfaj, M., Vozár, J., Fejdi, V., Hrušecký, I., Jihlavec, F., Král, M., Kubeš, P., Pavlíková, S., Pereszlényi, M., Pereszlényiová, A. a Pospíšil, L., 2004: Štruktúrnogeologické pomery stavby Západných Karpát v prihraničných územiach severného Slovenska a ich interpretácia na základe geofyzikálnych meraní. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 132 s.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Janošík, M., Král, M., Kubeš, P., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálna interpretácia. Atlas máp a text k mapám. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šefara, J., Tkáčová, H. a Tkáč, J., 1998: Príloha A.2 Správa z geofyzikálneho hodnotenia. In: Lukaj, M. et al., 1998: Zhodnotenie vhodných geologických štruktúr na definitívne ukladanie rádioak-tívnych a toxických odpadov na území SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Pristaš, J., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macin-ská, M., Köhler, E. a Jánová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 9 384, Geo 79 126.
- Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997a: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 282 s.
- Taylor, S. R. a McLennan, S. M., 1995: The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*(Washington), 33, 241 – 265.
- Tischliar, S., 1998: Polerieka – návrh pásiem hygienickej ochrany vodného zdroja prameňa „Jazero“, doplnok. Manuskript. Banská Bystrica, STVaK, nestr., viaz. príl., 1 diel., arch. č. 81 927.
- Toborffy, Z., 1918: Die Granite und kristallinischen Schiefer der Inovec-, Zobor-, Tribecs- und Zjar-Gebirge. Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917 – 1918. Jber. Kön. ung. geol. Reichanst. (Budapest), 369 – 377.
- Tužinský, Á., Litva, J., Banský, V., Drahoš, M. a Tyleček, B., 1975: Turčianska kotlina – Moškovec – predbežný HGP, účel: overiť zásoby podzemných vôd. Organizácia: Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 93 s., 34 príl., 1 diel., arch. č. 41 347.
- Uher, P. a Miko, O., 1994: Biotiticko-amfibolický (mela)tonalit – kremitý diorit v granitoidnom masíve Žiaru. *Miner. slov.* (Bratislava), 26, 5, 362 – 366.
- Uhlig, V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebietes. *Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.)*, math.- naturwiss. Kl. (Wien), 72, 1 – 43.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Diener, C., Hoernes, R., Suess, F. E. a Uhlig, V. (Eds.): *Bau und Bild Österreichs*. Wien, Tempsky, 651 – 911.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Vorgelegt in der Sitzung am 14. März 1907. *Sitz-Ber. K. Akad. Wiss.*, math.- naturwiss. Kl. (Wien), CXVI, I.
- Valach, J., Bartek, V., Brodňanová, E., Gašpariková, E., Gašparik, J., Planderová, E., Slavkay, M. a Zbořil, L., 1975: Vyhľadávacie prieskum uhlia Handlová juh. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Vandrová, G., Potyš, Z., Urbaník, J., Zuberec, M. a Hajčík, J., 1999: Budiš – ochranné pásma minerálnych vôd, vyhľadávaci HGP. MŽP SR Bratislava, Ingeo Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, arch. č. 83 265.
- Vaňová, M., 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 89 – 96.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: Neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988a: Regionálne geologické členenie ZK a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988b: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.
- Vavrová, E., 1959: Mikropaleontologické zhodnotenie povrchových vzoriek terciéru severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 121 – 124.
- Vetters, H., 1908: Die Geologie des Zjargebirges in den ungarischen Karpathen. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 1, 381 – 382.
- Vetters, H., 1909: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Mala Magura in Oberungarn. Besonders Abgedruckt aus dem LXXXV. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), 1 – 60, 2 Kart., 6 Taf., 4 Textfig.
- Vigh, G., 1915: Geologische Beobachtungen in Grenzgebirgen der Komitate Nyitra, Turóc ind Trencsén. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), für 1914.
- Vigh, G., 1916: Előzetes jelentés és a Zsjár hegység déli pereme és a Felső-Nyitri medence földtani viszonyairól. Magy. kir. földt. Intéz. évi Jelent., 1916-ről., 197 – 200. [Vigh, G., 1916: Vorläufiger Bericht über die geologischen Verhältnisse des Südrandes des Zsjargebirges und des Ober-Nyitraer Beckens. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (für 1916; publikované 1918), 211 – 226].
- Vigh, G., 1917: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Németsprona. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst für 1915, Budapest. 215 – 249
- Volko, J., 1922: Cestovné dojmy a geologické výskumy v okolí Handlovej a Hornej Štubni. Liptovský Svätý Mikuláš, Transcius, 1 – 56.
- Vozár, J., Šantavý, J., Potfaj, M., Szalaiová, V., Scholtz, P., Tomek, Č., Šefara, J., Machková, N., Gnojek, I., Šály, B., Pereszlényi, M., Hrušecký, I., Hlavatý, I., Jureňa, V., Rudinec, R., Magyar, J. a Slávik, M. 1999: Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov a ich interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vrana, K., Hanzel, V. a Malík, P., 2011: Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd, vyhľadávaci HGP. Bratislava, MŽP SR, Bratislava, Hydeko – KV. Mapový list: M-34-110-C-a. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 212 s., 1 príl., 1 diel, 1CD, arch. č. 91 037.
- Vrúbel, I., Baláž, P. a Kovárová, A., 1990: Budiš – minerálne pramene – ochranné pásma, geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Záruba, Q. a Mencl, V., 1969: Landslides and their control. Amsterdam – London – New York, Elsevier; Praha, Academia, 221 s.
- Zlinská, A., Gross, P., Žecová, K. a Siráňová, Z., 2011: Handlovská kotlina – príspevok k detailnejšiemu poznaniu terciérnej výplne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J., Kozáč, J., Tréger, M. a Bystrická, G., 2002: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR, regionálny geologický výskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Internet:

- <http://uzemia.enviroportal.sk/main>
- <http://www.geology.sk/new/sk/sub/ms/geof/igv>
- http://www.geology.sk/new/sk/sub/ms/hg_vrty
- <http://www.hbp.sk/index.php/sk/spolocnost/historia>
- www.dmng.ru/seisview

13. SUMMARY

Explanation to geological map of the Žiar Mts. (1:50,000)

These explanatory notes provide extended geological information on the geological map of the Žiar Mts. in the scale of 1:50,000 (Kováčik et al. 2015). On the inside cover of the map there is a brief summary of the regional geological setting in the English language. In addition to the key geological chapters, the explanatory notes provide archival inventory of the occurrence of raw mineral deposits, mainly construction and clay raw materials. To important chapter belongs also evaluation of groundwater resources in hydrogeological units, supplemented on data on the chemical composition of groundwater. Integral part of the explanatory notes is the chapter on environmental geofactors as well as the evaluation and interpretation of geophysical data covering the territory of the geological map.

The Žiar Horst is built of the basic (paleo)-Alpine Inner-Carpathian tectonic units – Tatricum, represented by crystalline with Mesozoic envelope, Fatricum and Hronicum. In the south, the mountain range has preserved post-nappe sediments of the Inner-Carpathian Paleogene. The fault tectonics is represented by marked peripheral faults at the contact of horst with grabens; similar strikes were often found on faults inside the mountain range. The faults are of WNW-ESE to NW-SE strikes (probably older Žiar tectonic system) and NE-SW (Malá Fatra fault line) strike, which, especially in the southern part of the mountain range, are disturbed by younger N-S faults.

The crystalline granitoids fundament, with residues of biotite gneisses, consists of three basic types of Hercynian granitoid rocks. It may be assumed certain zoning in the granitic pluton – the fine-grained biotite granitoids and locally positions of biotite gneisses form the uppermost horizons, whereas the deepest central parts of the pluton are made of characteristic two-mica coarse-porphyric “Žiar” granites. The oldest geochronologically documented rocks are banded and augen orthogneisses (“old granites”); on the basis of U/Pb zircon dating they are about 486 million years in age. In the crystalline there have been identified three pre-Alpine tectono-metamorphic events: indistinctive regional metamorphism (1), dominating periplutonic metamorphosis, linked to the Lower Carboniferous granitoid intrusion (2) and brittle failures, sometimes accompanied by aplite-pegmatite veins (3).

The study of the Žiar envelope succession with a characteristic deep water facies, revealed several new findings. In the sandstones of the Werfen Mb. variegated local carbonatic clays with lenses of rauhwackes occur occasionally, resembling the Campil Mb. The deposits of the Carpathian Keuper contained carbonate conglomerates at places. Biostratigraphic study has indicated that the flysch Poruba Formation in the Žiar Succession dates up to the Cenomanian. Rare, but typical for the Poruba Fm. are conglomerates, or carbonate orthoconglomerates that can be identified with the so-called Ludrová Mb.

Based on field characteristics and biostratigraphical verification the lithological content of the Fatricum (Křížna Nappe) in the northern territory, representing deep water Zliechov Succession, was supplemented on further members – formations: Jasenina, Osnica and Párnica. The latter formation, Aptian in age, virtually replaces the Albian-Cenomanian Poruba Fm., which was not documented with certainty, unlike in Tatricum. Carbonate paraconglomerates containing limestone clasts of the Jasenina Fm. form litho-

logical variations within the Osnica Fm. On the western edge of the mountain range the limestones have been identified within the Ramsau Dolomite Fm., Ladinian-Carnian in age; they can be paralleled with the so-called Podhradie Limestone. Unlike the Gutenstein Limestone, with which it is easily confused, this limestone used to be biostratigraphically positive. Of the three tectonic sub-slices of Krížna Nappe the most pronounced reworked seems to be the variegated Carpathian Keuper Fm. bearing lower slice, in which recumbent folding structures have been documented at places.

In the southern part of the Žiar Mts. the sequence of Fatricum Mesozoic rocks of stratigraphic range Middle Triassic – Cretaceous, includes both – the former envelope Ráztočno series as well as Zliechov Succession of the Krížna Nappe. They have been conjugated in a single sequence defined on the basis of the lithological content as a succession of transitional position.

Hronicum consists of partial structures – Považie and Zniev nappes in the northern part of the Žiar Mts. and Ráztočno nappe to the south. In the northern unit of Hronicum the cartographic display of lithostratigraphic units reflects certain changes, mainly related to the Hronicum contact with Fatricum. Atop the Gutenstein Fm. in both partial structures of Hronicum in the northern part there were found crinoid “Gader” limestones, Pelsonian – Late Illyrian in age. In the Hronicum nappe body in the southern sector of the Žiar Mts. there are two successions of rocks occurring next to each other. In the western part (at Ráztočno) the Ráztočno Succession contains also pelagic members (e. g. Reifling Limestone Mb.). In the eastern part (at Sklené) the Harmanec carbonate platform succession is present (Mojtín-Harmanec carbonate platform).

From the period between the arrangement of the Alpine nappe structure and Bartonian-Priabonian transgression no manifestation of sedimentation in the space of the Handlová Basin or in the nearby mountain ranges has been preserved. The composition of intraformation conglomerates in the Priabonian and Oligocene sediments (material from Hronicum is dominating and Crystalline rocks are also present) indicates that today's geological structure of the southern part of the Žiar Mts. is probably Pre-Priabonian. The Paleogene marine sedimentation cycle is Bartonian-Oligocene in age and three basic phases are possible to distinguish in it: the phase of rising sea-level, accompanied by transgression, the phase of high sea level with formation of hemipelagic sediments and the phase of decreasing sea level associated with regression of delta plains.

The Neogene deposition basins – Turiec and Horná Nitra depressions, are distinctly limited against the mountain range Žiar by faults; they have a different sedimentary evolution. Their tectonically disturbed and denuded paleorelief was conserved by the Sarmatian neovolcanic structure. The youngest Neogene – Pontian to Pliocene member – are sandy-gravelly sediments. In the mountains Middle Pleistocene weathered eluvia are strongly present, but the whole area is dominated by colluvial sediments with a variety of subtypes (Late Pleistocene – Holocene).

The geological mapping of the Žiar Mts., supported by microscopic study of rocks, has resulted in a number of amendments of the lithology, stratigraphy and tectonic classification of units. Integral part of this explanatory notes is micropaleontological and petrographic-geochemical evaluation of Mesozoic, Crystalline and Paleogene rock material, which has not been previously systematically implemented in this area. The acquired knowledge opens up a space for several kinds of advanced study as well as for purposes of broader regional geological correlations.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE ŽIARU 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2015
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Preklad do angličtiny: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Tlač a knihárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-8174-010-7

ISBN 978-80-8174-010-7