

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
IPEĽSKEJ KOTLINY
A KRUPINSKEJ PLANINY

1:50 000

DIONÝZ VASS A KOLEKTÍV



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

VLASTIMIL KONEČNÝ – JÁN PRISTAŠ – DIONÝZ VASS

VYSVETLIVKY

**KU GEOLOGICKEJ MAPE IPEĽSKEJ KOTLINY
A JUŽNEJ ČASTI KRUPINSKEJ PLANINY**

V MIERKE 1:50 000

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA, 1983

Vedecký redaktor

RNDr. Ján GAŠPARIK, CSc.

Odborná recenzentka

RNDr. Zora PRIECHODSKÁ, CSc.

Redakčný okruh

Člen korešpondent SAV Oto Fusán, DrSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc.,
RNDr. Dionýz Vass, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Jaroslav
Lexa, CSc., Ing. Stanislav Gazda, CSc., RNDr. Igor Modlitba

OBSAH

Úvod /D.Vass/	7
Geologický vývoj územia /D.Vass, V.Konečný, J.Pristaš/	10
Litológia, stratigrafia a magmatizmus	15
Veporikum /D.Vass/	15
Hronský komplex	15
Kráľovohorský komplex	16
Obalová séria	16
Molasové sedimenty a vulkanity Ipľskej kotliny a Krupínskej planiny	17
Terciér	18
Paleogén	18
Oligocén	18
Kišcel /D.Vass/	15
Blžské vrstvy /bazálne piesky/	20
Čížske súvrstvie /vápňité aleurolity/	21
Selianske vrstvy /kontinentálne sedimenty/	22
Oligocén–miocén	23
Eger /D.Vass/	23
Panické vrstvy /bazálne piesky/	23
Lučenské súvrstvie	24
Opatovské vrstvy /morské a brakické terminálne vrstvy/	27
Neogén	30
Egenburg /D.Vass/	30
Ďarmotské vrstvy	30
Otnang /D.Vass/	31
Bukovinské súvrstvie – spodný otnang	32
Šalgótarjánske súvrstvie – vrchný otnang	35
Karpát /D.Vass/	39
Modrokamenské súvrstvie	39
Báden /V.Konečný/	48
Bazálne súvrstvie	49
Formácia Vinica – Prácheň	51
Formácia Čelovce–Opava	58
Formácia Lysec	64
Petrografia a chemizmus hornín	71
Formácia Vinica – Prácheň	71
Formácia Čelovce–Opava	72
Formácia Lysec	73

Kvartér /J.Pristaš/	74
Pleistocén	74
Mindel	79
Ris	80
Würm	84
Pleistocén–holocén	87
Holocén	88
Geofyzikálny výskum /D.Vass/	90
Tektonika /D.Vass, V.Konečný/	93
Zlomový systém sz. a ssz. smeru	93
Hydrogeológia /D.Vass/	97
Komplex mezozoických a starších útvarov	97
Komplex sedimentárneho neogénu	97
Komplex neovulkanických hornín	99
Komplex štvrtohorných sedimentov	100
Banské vody	100
Nerastné suroviny /D.Vass/	101
Uhlie	101
Ložisko Pôtor–Dolina	101
Technologické vlastnosti	103
Využívanie ložiska	105
Ostatné výskyty uhlia v lpeľskej kotline	105
Prognózne zásoby uhlia v lpeľskej kotline	106
Sklárske piesky	106
Zlievárenské piesky	106
Stavebné suroviny	107
Stavebné piesky	107
Prognózne zásoby stavebných pieskov	108
Štrkopiesky	109
Prognózne zásoby štrkov a štrkopieskov	110
Tehliarske suroviny	110
Prognózne zásoby tehliarskych surovín	111
Kamenivo	112
Prognózne zásoby kameniva	112
Výskyty ostatných nerastných surovín	113
Významné lokality /D.Vass, V.Konečný, J.Pristaš/	113
Predterciérne útvary	113
Eger	114
Egenburg	114
Spodný otnang	114
Vrchný otnang	115
Karpát	115
Báden	115
Kvartér	117
Literatúra	118

ÚVOD

Územie geologickej mapy Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny podľa regionálneho morfológického členenia SSR /E.Mazúr–M. Lukniš 1978/ patrí k dvom geografickým oblastiam. Južná časť študovaného územia – Ipeľská kotlina – je čiastkovou kotlinou lučensko-košickej zníženiiny. Severná časť študovaného územia približne zodpovedá čiastkovým geomorfologickým jednotkám /podcelkom/ Krupinskej planiny: Modrokamenská úboč a Dačovlomská planina. Do severovýchodnej časti geologickej mapy zasahuje južná časť geografického celku Ostrôžky, ktorá podobne ako Krupinská planina, je súčasťou Slovenského stredohoria.

Geomorfologické členenie územia odráža jeho geologickú stavbu. Denudačný zrez pôvodne rozsiahlejšieho pokryvu vulkanicko-sedimentárnych formácií a odlišné látkové zloženie sedimentov a vulkanitov podmienili vznik a tvarovanie oboch hlavných morfológických jednotiek: – mierne zvlnenej Ipeľskej kotliny, kde leží aj najnižšie položené miesto na mape – v údolí rieky Ipeľ pri Šahách s nadmorskou výškou asi 122 m, a výraznejšie členenie Krupinskej planiny s Ostrôžkami, kde sa nachádza najvyššie položené miesto územia – vrch Lysec skótou 716 m.

Územie odvodňuje rieka Ipeľ prostredníctvom drenážnej siete potokov, ktorá je predurčená mladou zlomovou tektonikou, zvlášť zlomami ssz. smeru.

Z hľadiska regionálno-geologického Ipeľská kotlina je súčasťou ipeľsko-rimavskej panvy. Je vyplnená sedimentmi ranej /kišcel a eger/ a hlavnej /egenburg až karpát/ molasy. Južnú časť Krupinskej planiny a Ostrôžkov, ktoré patria k Stredoslovenským neovulkanitom, budujú bádenské vulkanity, ktorých zdroje boli situované pozdĺž šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny.

Na molasové formácie sa viažu nerastné suroviny, z ktorých najväčší národohospodársky význam má hnedé uhlie. Vyskytuje sa tu aj pestrý sortiment stavebných surovín, zlievarenské piesky, preplynené minerálne vody a termálne vody.

Prvé písomné zmienky o geológii Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny sú z konca 19. a zo začiatku 20. storočia. Zaoberajú sa otázkami uhľo-

nosnosti Ipeľskej kotliny, prípadne upozorňujú na bohaté výskyty fosílií. Z tohto obdobia pochádzajú aj prvé geologické mapy študovaného územia. Podrobnejšie členenie neogénu nachádzame v prácach T.Budaya /1938/, R.Schwarza /1940/ a v monografii J.Noszkyho /1940/ o Cserháte. J. Noszky načrtol aj tektonickú stavbu územia. Domnieval sa, že vznikla kombináciou vrásových a zlomových deformácií, pričom zlomom sz. a ssz. smeru pripisoval syngenetickú funkciu. Názor o vrásovej stavbe si osvojil aj F.Pávai-Vajna /1948/, ale zlomy považoval za epigenetické. Prvý ucelený súhrn poznatkov o geológii Ipeľskej kotliny nachádzame v práci V.Čechoviča /1952/. Opisuje v nej hlavné superpozičné a laterálne vzťahy sedimentov Ipeľskej kotliny tak, ako platia v podstate dodnes. Výsledky štruktúrnych vrtov publikoval V.Homola et al. /1958/ a D.Vass et al. /1976/. Podrobnú tektonickú analýzu územia a definíciu i charakteristiku štruktúr usmerňujúcich vývoj molasy /šahanská elevácia, dačovlomská prepadlina/, ako i prevažne epigenetických zlomových štruktúr predložil D. Vass /1964/. Ciastkové závery boli publikované vo viacerých článkoch /D.Vass-B.Tomášek 1963, D.Vass 1963, 1965, 1969 a D.Vass-M.Marková 1965/. Hrúbku molasových sedimentov Ipeľskej kotliny analyzoval D.Vass /1969b/. Prvú ucelenú predstavu o stavbe predtreťohorného podložia študovaného územia i príslahlých území nachádzame v práci O.Fusána et al. /1971/, kde boli zohľadnené aj výsledky geofyzikálnych výskumov /S.Đuratný et al. 1965, 1968, O.Fusán et al. 1969/. Vzťahom štruktúr podložia a vulkanizmu sa zaoberal V.Konečný et al. /1973/.

Vulkanicko-klastické horniny v oblasti Krupinskej planiny študoval M.Kuthan et al. /1963/ pri zostavovaní podkladov pre Geologickú mapu ČSSR 1 : 200 000. V.Konečný /1969, 1970b/ vulkanity litofaciálne preskúmal a rozčlenil na tri formácie. Definoval vulkanicko-tektonickú zónu Šahy-Lysec, s ktorou sú tu späté eruptívne centrá bádenského vulkanizmu. Niektoré poznatky o mechanizme eruptívneho procesu publikoval v roku 1977.

Základné črty stavby a vývoja kvartérnych sedimentov podal J.Pristaš /1965, 1966, 1968/. Vyčlenil terasový systém Ipľa a jeho prítokov, stratigraficky rozčlenil sprašové série terás /Z.Schmidt, J.Pristaš 1970/. Staršie i nové poznatky o kvartéri sú zhrnuté v kandidátskej dizertačnej práci J.Pristaša /1981/.

V monografickej práci D.Vass, V.Konečný, J.Šefara et al. /1979/ skĺbili a novointerpretovali staršie i najnovšie poznatky, získané geologickým a geofyzikálnym výskumom. Predložili ucelený obraz o stavbe predterciérneho podložia, o molasových sedimentoch a na ne naložených mladých vulkanitoch a o stavbe kvartéru. Podobne je analyzovaná tektonika a celé dielo vyúsťuje v syntéze o tektonickom a paleogeografickom

vývoji územia. V knihe sú zhrnuté údaje o ťažených i perspektívnych nerastných surovinách, ako i o hydrogeológii územia.

K objasneniu geologickej stavby študovaného územia prispeli mnohí ďalší odborníci /biostratigrafovia a paleontológovia, sedimentárni petrografovia a petrografovia, inžinierski geológovia, odborníci na ložiskový výskum i prieskum, na kvartér, hydrogeológovia a geofyzici/. Výsledky ich práce sú obsiahnuté v početných rukopisoch, ako i v menších publikovaných prácach. Prínos väčšiny týchto publikovaných i nepublikovaných prác bol zohľadnený v citovanej monografii, v ďalšom texte týchto vysvetliviek ich uvádzame v zozname použitej literatúry.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

O vývoji lpeľskej kotliny a priľahlej Krupinskej planiny v období pred kišcelom máme iba kusé údaje. Sú diskutované v práci D.Vass et al. /1979, str. 166–167/.

Predterciérne podložie bolo zvrásnené staroalpínskymi tektonickými pochodmi. Ich posledným prejavom bol vznik megavrásových štruktúr. Neskôr, počas mezoalpínskych tektonických procesov, megaštruktúry boli porušené pozdĺžnymi priečnymi i kosými zlomami. Zdá sa, že študované územie bolo počas paleogénu dlhodobovynorené, i keď v susedných oblastiach /z. od lpeľskej kotliny a v bzovíckej depresii/ prebiehala sedimentácia molasového charakteru /raná molasa/.

Prvá terciérna morská transgresia prenikla do priestoru lpeľskej kotliny počas kišcelu. Vtedy sa predmetné územie stáva súčasťou panvy budínskeho paleogénu /panva kulminačného štádia ranej molasy v zadnej hlbine Západných Karpát/. Začína sa prejavovať určujúca paleogeografická funkcia dvoch významných tektonických štruktúr: šahanskej elevácie a dačovlomskej prepadliny, ktorá pretrvala až do konca karpátu. Šahanská elevácia bola megavrásová štruktúra jz. – sv. smeru prebiehajúca od Šiah cez Suché Brezovo, ďalej na SV, ktorá okrem iného kontrolovala rozsah jednotlivých morských transgresií. Dačovlomska prepadlina bola zlomová štruktúra v priestore Bušince–Veľký Krtíš–Dačov Lom, ktorá priečne prerušovala šahanskú eleváciu. V nej boli kumulované najväčšie hrúbky molasových sedimentov obdobia kišcel–karpát, v jej priestore sú tiež vyvinuté uhľové sloje šalgótarjánskeho súvrstvia. Dačovlomska prepadlinou more dvakrát preniklo za hranicu šahanskej elevácie. V dôsledku toho v kišceli, ale hlavne v egeri vznikla za šahanskou eleváciou slaná lagúna či sebhka s evaporitovo-detritickou sedimentáciou a v karpate približne v tom istom priestore vznikol čiastočne vysladený – brakický záliv.

Zatiaľčo medzi kišcelom a egerom došlo k miernej regresii, koncom egeru more z lpeľskej kotliny úplne ustúpilo. V egenburgu vystriedala regresiu transgresia, ktorá však zasiahla len j. časť kotliny /pozri D.Vass et al. 1979, príl. 4/.

V spodnom otnangu celé študované územie bolo mimo dosahu morskej

sedimentácie a prebiehala na ňom iba sedimentácia v jazerno-riečnych podmienkach, sprevádzaná vulkanickou explozívnu aktivitou s vulkanickými centrami na priľahlom území severného Maďarska.

Počas vrchného otnangu vznikli v študovanom území priaznivé podmienky pre uhľonosnú sedimentáciu, neskôr študované územie zaliali jazerné vody. Pretrvával vzdialený explozívny vulkanizmus. V karpate sa začala nová transgresia. Jej prvým prejavom je brakický záliv, ktorý neskôr vystriedalo prostredie normálneho mora, kým sedimentácia v brakickom prostredí pretrvávala za šahanskou eleváciou. Prejavy vzdialeného vulkanizmu boli zaznamenané aj v období karpátu.

V období spodného bádenu nová morská transgresia od juhu prekonal šahanskú eleváciu, ktorá v tomto období stratila význam morfolologickej bariéry. Transgresia sa rozšírila do vnútornejších častí Krupinskej planiny až po oblasť ladviansko-pliešovského elevačného pásma. Relatívne hlbokovodnejšie prostredie /sublitorál až neritikum/ sa vyvíjalo v jz. časti /Kosihovce-Hrušov/, zatiaľ čo východná časť regiónu mala charakter plytkého litorálu /oblasť Pôtra/.

Prvé prejavy vulkanickej aktivity indikujú vložky až polohy ryodacitových pemzových tufov, uložené v bazálnom súvrství tufitických pieskov /príbelské vrstvy – D.Vass 1977/. Pyroklastický materiál bol do sedimentačného priestoru prinášaný z erupčných centier v oblasti s. Maďarska prevažne eolicky.

Bezprostredne po uložení bazálnej transgresívnej polohy bol aktivizovaný andezitový vulkanizmus formácie Vinica-Príbelce. Erupčné centrá tohto vulkanizmu sú viazané na zlomový systém smeru SV-JZ, označený ako „vulkanotektonická zóna“ šahansko-lysecká /V.Konečný 1969/. Pribeh zlomového systému je zhruba súbežný s osovou časťou staršej šahanskej elevácie. Vulkanická aktivita z väčšieho počtu erupčných centier prebiehala v submarinnom prostredí a bola koncentrovaná prevažne na jz. časť zóny. Charakteristickým znakom boli procesy brekciácie lávových telies v priebehu ich výstupu k povrchu. Produktom brekciácie v relatívne hlbších úrovniach sú telesá intruzívno-explozívnych brekcií, ktoré strmo prerážajú sedimenty. Po podpovrchovej explozívnej brekciácii prebiehala extrúzia zbrekčovateného materiálu na povrchu a ďalší transport v submarinnom prostredí sa uskutočnil prostredníctvom brekciových prúdov.

Vo väčšine prípadov prebiehala brekciácia extruzívnych dómov v povrchových podmienkach v submarinnom prostredí. Úlomkovitý materiál bol akumulovaný v bezprostrednom okolí, sčasti bol transportovaný do väčších vzdialeností od erupčívneho centra prostredníctvom lahárových prúdov a podliehal ďalšej redepozícii. V dôsledku rozptylu erupčných centier sa vytvoril väčší počet akumulácií chaotických brekcií, ktoré asociujú

s jedným alebo s viacerými erupčivými centrami. Prevládajúcim smerom transportu boli smery k SZ a Z, t.j. do vnútornejších častí Krupinskej planiny, ktorá v období spodného bádania subsidovala /hrúbky sedimentov sú do 300 m/.

V nasledujúcom období došlo k čiastočnému vynoreniu vo v. časti regiónu a k denudácii vulkanosedimentárnych komplexov. V tomto období na denudovanom povrchu došlo k uloženiu nesúvislej polohy tufitických pieskov s valúnmi nevulkanických hornín /znos z denudovaných komplexov podložia/ a valúnov podložnej formácie.

Pri novom postupe morského prostredia v smere k východu /morské prostredie nedosiahlo pôvodný rozsah a jeho hranica je zhruba v oblasti Cerovo--Dačov Lom/ bol aktivizovaný andezitový vulkanizmus, ktorý podmienil vznik komplexov formácie Celovce--Opava. Erupčívne centrá /neky, dajky/ sú koncentrované v priestore jz. od obce Celovce. V priebehu vulkanickej aktivity explozívneho typu bola sformovaná priestorovo rozsiahla vulkanická štruktúra, tvorená prevažne pyroklastickým materiálom. Vývoj vulkanickej štruktúry sa uskutočnil v troch výrazných etapách explozívnej vulkanickej aktivity. Dominantné boli erupcie pyroklastických prúdov, ktorými bol transportovaný juvenilný pyroklastický materiál na značné vzdialenosti od erupčívneho centra. V podstatnej miere sa uplatnili tiež erupcie pemzovo-tufového popolového materiálu. Na ďalšom premiestnení vulkanoklastického materiálu na vulkanickom svahu sa uplatnili lahárové prúdy a splachový transport, ktoré podmienili vývoj epiklastických faciálnych komplexov.

Vývoj a priestorové rozšírenie vulkanickej stavby sa odrazil aj v paleogeografickom charaktere prostredia. Pôvodný morský záliv v smere k východu, ktorý zasahoval do oblasti Dačovho Lomu, bol postupne odhradený a morská sedimentácia v tejto oblasti bola vystriedaná limnickou a fluviálno-limnickou sedimentáciou. Morské prostredie sa koncom vývoja vulkanickej štruktúry obmedzovalo len na západnú oblasť /po obec Hrušov/, kde transport a ukladanie vulkanoklastického materiálu prebiehali v plytkovodnom sublitorálnom a litorálnom pásme. V dôsledku syngenetickej deštrukcie primárnych uloženín v tomto pásme došlo k vývoju epiklastických komplexov, zatiaľ čo uloženiny chaotických brekcií sú len rudimentárne.

Hlavný smer transportu vulkanoklastického materiálu bol i naďalej k S a SZ, t.j. do vnútornejších častí Krupinskej planiny, ktorá i v tomto období pokračovala v subsidencii /krupinská depresia s akumuláciou hmôt v hrúbke 350–400 m/.

V sv. časti vulkano-tektonickej zóny šahansko-lyseckej v bezprostredne nasledujúcom období /resp. už v závere vývoja formácie Celovce–

-Opava/ bol aktivizovaný vulkanizmus formácie Lysec. Pozícia eruptívneho centra spadá do oblasti križovania zlomového systému vulkanotektonickej zóny šahansko-lyseckej, t.j. smeru SV-JZ s priečnym zlomovým systémom smeru SZ-JV.

Vývoj vulkanickej štruktúry sa uskutočnil v dvoch etapách. V prvom období /1. etapa/ mal vulkanizmus prevažne explozívny charakter, prevládali erupcie vulkánskeho, ultravulkánskeho, podradne strombolského typu a erupcie pyroklastických prúdov. Eruptívny materiál bol akumulovaný v oblasti primárneho vulkanického svahu v suchozemskom prostredí, čo podmienilo vznik jednoduchej monogénnej formy, budovanej výlučne vulkanoklastickým materiálom. Na väčšie vzdialenosti bol materiál transportovaný splachom, gravitáciou, prostredníctvom lahárov a eolicky. Materiál sa akumuloval /hrúbka nad 400 m/ hlavne v oblasti strhársko-trenčskej prepadliny, ktorá v tomto období intenzívne subsidovala. Vulkanoklastický materiál sa ukladal v limnickom prostredí. V priestore smerom k JZ a Z depozícia prebiehala v limnicko-fluviálnom a fluviálnom prostredí.

Nasledujúce obdobie /2. etapa/ sa začalo explozívnymi erupciami pemzovo-popolového materiálu, po ktorých nasledovali extrúzie amfibolických andezitových porfýrov v širšej oblasti eruptívneho centra. V priebehu výstupu dómatických extrúzií dochádzalo v ich povrchovej úrovni k progresívnej, ako aj explozívnej dezintegrácii a deštrukcii. Vznikajúce masy úlomkovitého materiálu boli akumulované na vulkanickom svahu. V dôsledku porušenia stability /zemetrasenie, výdatné dažde/ bol materiál, uložený voľne na vulkanickom svahu, transportovaný do väčších vzdialeností proluviálnej roviny prostredníctvom lahárov.

V závere vulkanickej aktivity bol sformovaný symetrický aparát kužeľového typu, ktorý v paleoreliéfe predstavoval výraznú dominantu. Do obdobia 2. etapy spadá aj výstup andezitového porfýru pri Brusníku, ktorého účinkom bola vysunutá kryha predtreťohorného podložia /so šupinou spodnomiocénnych sedimentov do vyšších úrovní vulkanického komplexu. V nasledujúcom období bol do predmetného územia transportovaný vulkanoklastický materiál zo stratovulkanických aparátov Javoria a Štiavnického pohoria, ktorého masy čiastočne prekryli zo severu komplexy formácie Lysca a Celoviec-Opavy.

V pobádenskom období došlo k vyzdvihnutiu dnešnej lpeľskej kotliny /klenba stredného lpeľa/ za súčasného doznievania aktivity zlomov. Laterálna a regresívna erózia riečnych tokov odstránili vulkanity z kotliny, v dôsledku čoho sa ich dnešný eróznodenudačný okraj nachádza v blízkosti eruptívneho centra šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny. Vo vrcholovej časti Lysca boli obnažené extrúzie na subvulkanickú úroveň.

Koncom pliocénu vznikla v kotline poriečna roveň, ktorá bola v ďalšom morfológickom vývoji rozčlenená a nadobudla ráz pahorkatiny.

Vývoj kvartérnych sedimentov lpeľskej kotliny a prilahlej časti Kru-pinskej planiny bol spätý s postupným, avšak nerovnomerným zdvihom územia /100–140 m/, cyklickými klimatickými zmenami, ktoré spôsobi-li rytmické striedanie období erózie a akumulácie.

V období najstaršieho pleistocénu nastalo hlboké zvetrávanie s tvor-bou silne rubifikovaných pôd. Neskôr vznikli dve najvyššie terasy lpla /biber, donau/ a vrchná vysoká terasa /günz/. Najvýraznejší štvrto-horný výzdvih kotliny, sprevádzaný najintenzívnejším prehlbením lpla a jeho prítokov sa odohral medzi günzom a mindelom. V mindeli vznikla stredná a spodná vysoká terasa.

Relatívne dvíhanie kotliny a priaznivé klimatické podmienky v rise viedli k vzniku najmohutnejších štvrtohorných akumulácií sedimentov: vrchná a spodná /hlavná/ stredná terasa.

Vo wŕme pri zníženej laterálnej erózii vznikla nízka terasa a dno-vá akumulácia nív. Uplatnila sa tiež výrazná eolická činnosť, svahová modelácia a zvetrávanie.

V holocéne sa vyrovnával pozdĺžny profil riek. Agradácia riek sformovala riečne nivy s povodňovým krytom. Na svahových úpätiach sa do-tvorili deluviálne plášte a náplavové kužele.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA A MAGMATIZMUS

Územie Ipeľskej kotliny a j. časti Krupinskej planiny budujú horniny veporika – kryštallické bridlice a sedimentárny vrchnopaleozoický-mezo-
zoický obal, sedimenty prípadne s vulkanoklastikami oligocénu až spod-
ného miocénu /kišcel až karpát/, bádenské vulkanoklastické horniny s po-
lohami sedimentov a kvartérne sedimenty.

VEPORIKUM

Veporikum podstieľa terciér Ipeľskej kotliny, i j. časť Krupinskej pla-
niny. Budujú ho komplexy: hronský, kráľovohorský a ako tretia jednotka
sa v podloží predpokladá séria Hladomornej doliny. K veporiku patrí aj
mezozoikum obalu /D.Vass et al. 1979, str. 43–46, príl. 1/.

Hronský komplex /P_z/

Horniny hronského komplexu vystupujú na povrch v údolí Berinčenského
potoka a potoka Olvár, sv. a ssv. od Tešmaku a boli navrátené v pod-
loží terciéru Ipeľskej kotliny na viacerých miestach. V údolí Berinčenského
potoka v skalnom defilé, dlhom viac ako 200 m, sú odkryté sericitic-
ko-chloritické, muskovitické a granitické svory svetlo-zelenošedé, výraz-
ne bridličnaté, detailne vráskované. Plochy kryštalizačnej bridličnatosti
sú poprehýbané, časté sú zdureniny kremeňa. Smer vrásavej osi je 70°
so sklonom k SV 7–10°. Plochy bridličnatosti: 80° k SSZ 30°. Sporadicky
sa vyskytujú polohy obohatené kremeňom /A.Klinec, S.Vrána 1964/. Po-
dobné horniny sú obnažené v neďalekom údolí Olvárskeho potoka.

Doposiaľ najúplnejší profil hronského komplexu v priestore Ipeľskej
kotliny poskytol vrt MV-12 pri Kováčovciach. Jeho nepravá hrúbka dosa-
huje takmer 550 m. Vo vrchnej časti profilu sú prevládajúcim typom svory
a kvarcitické svory, v hlbších častiach profilu prevládajú amfibolické ruly

s polohami amfibolitov, resp. svorových rúl. Svory sú muskovitické s veľkými porfyroblastmi granátu. Sú v nich masívnejšie polohy kvarcitických svorov obsahujú podstatne menej muskovitu a len ojedinele granát. Ruly sú biotit-amfibolické, svorové ruly sú muskoviticko-biotitické s porfyroblastami granátu. Amfibolity sú masívne, tmavozelené /A.Klinec, O.Miko 1973/.

Kryštálické bridlice, považované za hranský komplex, navrátili v Ipeľskej kotline aj ďalšie vrty /MV-1 pri Dolných Plachtinciach, VV-1 pri Selanoch, VV-5 pri Ipeľskom Predmostí/, kde okrem uvádzaných hornín boli identifikované svorové ruly, granáticko-muskovitické ruly, ako i fylity /A.Klinec in D.Vass et al. 1976, str. 52, 53/. Podobné horniny boli navrátené aj pri Bušinciach /vrt BU-1/.

Môžeme teda zhrnúť, že hranský komplex v oblasti stredného Ipeľa tvoria horniny eugeosynklinálneho typu -- flyšové sedimenty s produktmi bážického vulkanizmu. Podľa analógie s hranským komplexom j.svahov Nízokych Tatier sa možno domnievať, že sú to spodnopaleozoické horniny /A.Klinec et al. 1975, E.Planderová--O.Miko 1977/ metamorfované variskými vrásnivými pochodmi, neskôr miestami sekundárne premenené /A.Klinec in D.Vass et al. 1976, str. 52/.

Kráľovohofský komplex / $\lambda\delta M$ /

Horniny kráľovohofského komplexu v oblasti zobrazenej na mape nikde na povrch nevystupujú a v podloží terciéru neboli priamo vrtmi zistené. Ich prítomnosť v danom priestore však treba predpokladať, lebo sv. od kóty Lysec vystupujú na povrch /mimo územia mapy/ a smerom na JZ sa ponárajú pod terciérne horniny Krupinskej planiny. Ich očakávaná prítomnosť pod terciérom, prípadne aj pod sedimentmi obalu veporika je vyjadrená v reze 3-3. Podľa analógie s odkryvmi kráľovohofského komplexu sv. od kóty Lysec /j. od Ružinej a Lovinobane, v údolí Tuhárskeho potoka, kde ich naposledy študoval D.Hovorka in M.Kuthan et al. 1963, str.36/ sa domnievame, že i v podloží Krupinskej planiny kráľovohofský komplex tvoria migmatity, diaforizované migmatity a amfibolity príp. i ďalšie typy kryštálických hornín.

Obalová séria

Obalovú sériu veporika v danej oblasti pravdepodobne tvoria horniny mladšieho paleozoika a mezozoika, tak ako je tomu v. aj z. od územia

zobrazeného na mape /porovnaj D.Vass et al. 1979, str. 44–45/. Z územia mapy doposiaľ však máme priame dôkazy iba o prítomnosti spodného triasu.

Spodný trias /T₁/

Sivobiely masívny kremenec, podľa analógie považovaný za spodný trias, vystupuje na povrch na Vanovom vrchu, v. od obce Brusník.

Petrograficky ho charakterizoval J. Slavík /in D.Vass a R. Gabčo 1964, str. 339/ ako sericitizovaný kremenec s chudobnou asociáciou ťažkých minerálov. Kremenec predstavuje blok podložia vytrhnutý počas vulkanickej činnosti z hĺbky /V.Konečný 1970b/.

O litologickom zložení spodného triasu v podloží terciéru informujú tiež niektoré vrty. Vo vrte SH-1b pri Dolných Strhároch spodný trias budujú bridlice. V spodnej časti prevrätaného profilu sú fylitické bridlice so zreteľnou vrstevnatosťou, prípadne lamináciou. Vrstevnatosť je vyvolaná striedaním vrstvičiek karbonátov a pelitov. Karbonáty reprezentuje svetlozelený kalcit, pelity tmavozelené sericiticko-chloritické bridlice až fylity. Bridličnatosť horniny je paralelná s vrstevnatosťou, prípadne s laminovanosťou, ale mladšia bridličnatosť je na vrstevnatosť priečna. Podstatnú zložku bridlíc predstavuje kremeň, menej je karbonátov, chloritu, sericitu a muskovitu, prípadne živca.

Väčšiu časť prevrätaného profilu tvoria zelené sericiticko-chloritické bridlice laminované s drobne zvrásnenými plôškami vrstevnatosti. Bridličnatosť horniny je paralelná k vrstevnatosti a druhý systém bridličnatosti je na ňu priečny /J.Chmelík 1969/.

Opísané horniny sú miestami silno tektonicky porušené, vybielené. Zvlášť najvrchnejšia poloha je silne zvetraná, čo poukazuje na dlhodobé pôsobenie zvetrávacích činiteľov.

Kremence, kremité pieskovce a pestré bridlice dynamometamorfované, pravdepodobne spodnotriasového veku boli zistené vo vrte S-135 pri Horných Strhároch /M.Brodňan a D.Makovník 1957, D.Vass 1964/.

MOLASOVÉ SEDIMENTY A VULKANITY IPEĽSKEJ KOTLINY A KRUPINSKEJ PLANINY

V nadloží triasu a kryštallických bridlíc veporika diskordantne a transgresívne ležia molasové terciérne sedimenty a vulkanity. V zmysle D.Vassa

/1979, 1981/ boli rozdelené na ranú molasu – kišcel a eger a hlavnú molasu: egenburg až bádén. Pozdná molasa nie je v danej oblasti vyvinutá. Treba poznamenať, že v priestorovom členení západokarpatských alpín-ských molás terciér študovanej oblasti je súčasťou zadnej /tylovej/ molasy.

TERCIÉR

Paleogén

Oligocén

Oligocén reprezentuje kišcel*. Sedimenty kišcelského veku spolu s egerskými predstavujú kulminačné štúdium ranej molasy v tylovej hlbine Západných Karpát.

Kišcel

Na povrch nikde nevystupuje, preto nemohol byť vyjadrený na mape, ale je zobrazený v geologickom reze 3–3'. Podľa údajov z vrtov vieme, že kišcel nie je rozšírený v celej lpešskej kotline. Predpokladaný okraj jeho rozšírenia prebieha z. od obce Vinica smerom k Hrušovu, Seľanom, Dolným Plachtinciám, odkiaľ vo forme zálivu pokračuje do okolia Krupiny. Jeho severný okraj prebieha j. od Brusníka a pokračuje smerom na východ /D.Vass et al. 1979, príl. 2/. Jeho najväčšia hrúbka 241 m bola zistená pri Kováčovciach /vrt MV-12/. Kišcel leží diskordantne na kryštalických bridliciach a obale veporika. V kišceli možno rozlíšiť 4 vrstevné celky /obr. 1/:

blžské vrstvy

čížské súvrstvie

selianske vrstvy

* Názov chronostratigrafickej jednotky kišcel sa kryje s názvom rupel, ktorý bol použitý v legende mapy. Termín kišcel používame v zmysle T.Báldi 1979 str. 45–46, resp. 1969 str. 27.

Tab. 1 Litologicko-petrografická charakteristika blžských vrstiev /kišcel/ Ipeľskej kotliny /podľa údajov M.Markovej 1969, 1971 zostavil D.Vass/

Ťažké minerály		Arkózové pieskovce /vrt SH-1b/				Drobové pieskovce /vrt SH-1b/				Bazálne vrstvy /vrt MV-12/			
		počet vzoriek	% min.	% max.	priemer %	počet vzoriek	% min.	% max.	priemer %	počet vzoriek	% min.	% max.	priemer %
alogenéne ^{x1}	granát	3	18,6	27,5	23,2	3	11,3	41,7	25,7	2	24,1	66,7	44,7
	apatit	3		1,3	0,4	3	3,9	14,5	8,9	2	3,6	24,1	13,8
	turalín	3	28,9	57,2	43,9	3	12,7	37,5	27,9	2	10,7	13,4	12,0
	chlorit	3		7,9	2,6	3	4,3	9,1	6,2	2	3,2	18,7	10,9
	rutil	3	1,2	2,3	1,7	3	stopy	3,2	2,1	2	3,2	5,4	4,3
	zirkón	3	1,6	5,4	3,9	3	1,7	5,7	3,2	2	6,5	2,7	1,6
	epidot-zoizit	3	stopy	11,8	4,7	3	0,4	4,3	1,8	2			
	distén	3	4,3	17,7	9,7	3	stopy	3,8	2,5	2			
autigénne ^{x2}	pyrit	3	49,6	50,0	49,8	3	2,7	7,0	3,2	2	0,1	60,6	30,3
	karbonáty ^{x3}	3	1,6	22,3	11,9	3	15,7	23,1	19,4	1	13,6	14,2	13,9
	glaukonit	3	stopy /preplavený?/			3	stopy	12,5	4,2				
Md		4	0,3	0,4	0,34	3	0,024	0,056	0,038	2	0,026	0,040	0,033
So		4	1,97	2,5	2,25	3	6,52	7,30	6,48	2	3,0	3,92	3,46
						4	3,74	16,64	18,0	1	2,25	2,25	

^{x1} percentuálne zastúpenie alogénnych minerálov v ťažkej frakcii bez autigénnych materiálov.

^{x2} percentuálny počet autigénnych minerálov v ťažkej frakcii

^{x3} karbonáty autigénne a alogénne vcelku

Blžské vrstvy /bazálne piesky – pO/

Sú to klastické bazálne sedimenty kišcelu. Ich litostratigrafické označenie blžské vrstvy pochádza z Rimavskej kotliny, kde boli definované /D.Vass, M.Elečko 1982/ a kde ich pozícia /napr. vo vrte FV-1/ je analogická s pozíciou bazálnych vrstiev kišcelu v Ipelskej kotline. Hrúbka týchto vrstiev je rôzna, podobne i petrografický charakter klastického materiálu, ktorý závisí od zloženia hornín bezprostredného podložia.

Blžské vrstvy v Ipelskej kotline boli zistené: vo vrtoch SH-1b /pri Dolných Strhároch/, Bušince-1 a MV-12 /pri Kováčovciach/. Tvoria až 30 m hrubý obzor. Vo vrte SH-1b možno bazálne pieskovce petrograficky ďalej rozčleniť na dva horizonty: spodný arkózové pieskovce a vrchný – drobové pieskovce.

Arkózové pieskovce sú rozpadavé sivobiele, sivozelene, strednozrnné, s prímiesou štrčiku. Zrná sú angulárne. Zastúpenie stabilných /67 %/, nestabilných súčastí /22,8 %/ a základnej hmoty /10,2 %/ zodpovedá arkózovým pieskovcom. V ílovej základnej hmote prevláda montmorillonit /M.Marková 1969/. Zloženie asociácie ťažkých minerálov je v tab. 1. M.Marková l.c. sa domnieva, že pieskovce vznikli mechanickým zvetrávaním, prekonalí krátky transport a usadili sa v kontinentálnom prostredí /porovnaj tiež D.Vass et al. 1979, str. 54/.

Drobové pieskovce sú rozpadavé, sivozelenej farby, jemnozrnné s vtrúsenými valúnikmi a náznakmi gradačného zvrstvenia. Pieskovce sú nevápnité až slabo vápnité /3,74 % až 16,69 % CaCO_3 . Vápnitosť narastá smerom od bázy nahor. Sú veľmi zle triedené s hojnou ílovitou prímiesou. Vzájomný pomer stabilných /45,3 %/, nestabilných častíc /6,8 %/ a základnej hmoty /47,9 %/ zodpovedá drobovým pieskovcom /M.Marková 1969/. Asociácia ťažkých minerálov čo do zloženia alogénnej zložky je príbuzná arkózovým pieskovcom /tab. 1/, čiže aj pomery znosovej oblasti zostali nezmenené.

Pieskovce s palohami drobnozrnných zlepenčov boli zistené aj na báze kišcelu vo vrte Bušince-1. Valúnový materiál tvoria kryštalické bridlice, amfibolit, kremenec /I.Krystek 1958/.

Vo vrte MV-12 sú bazálne blžské vrstvy redukované na 7 m hrubú polohu. Sú to slaboslienité sility. Piesčité prímies obsahuje úlomky hornín podložného kryštalínika, kremencov, karbonátov, kremeň, živce a sludy. Triedenie sedimentov /So/ je okolo 3 až 4, stredná veľkosť zrna 0,026–0,40 mm. Vysoký podiel ílovitej základnej hmoty /25,5 %/ a nestabilných súčastí dáva hornine charakter droby /M.Marková 1971/. Zloženie asociácie ťažkých minerálov je podobné ako u bazálnych vrstiev kišcelu

vo vrte SH-1b, ibaže z alogénnych minerálov prevláda granát nad turmalínom a niektoré metamorfné minerály chýbajú /tab. 1; M.Marková 1971/.

Čížske súvrstvie /vápnité aleurolity – sO /

Sedimenty tohto súvrstvia tvoria hlavnú masu kišcelu na južnom Slovensku. Ako litostratigrafická jednotka boli definované v Rimavskej kotline /D.Vass, M.Elečko 1982/. Litologické zloženie súvrstvia v priestore Ipeľskej kotliny preskúmali 3 vrty /SH-1b/ /Dolné Strháre/, MV-12 /Kováčovce/, Bušince-1. Prevládajúcim litotypom sú vápnité ílovité sily až siltové íly. Sú sivej, sivozelenej farby. Častá je v nich piesčitá laminácia, ktorá podmieňuje bridličnatý rozpad /šlír/. Sú slabó vápnité. Obsah $CaCO_3$ kolíše v rozpätí 15–18 %. Na vrstevných plochách je často nahromadená rastlinná sečka alebo šupinky sludy. Sú v nich tenké lavičky vápenatého siltovca.

V šlírových vrstvách sa objavujú polohy /asi 15 m/ rozpadavého jemnozrnného pieskovca s lavičkami pevných vápenatých pieskovcov s glaukonitom. Pieskovce sú dobre triedené /So 1,7/, obsah $CaCO_3$ kolíše v rozpätí 20–23 %.

Vrchná časť šlírových vrstiev vo vrte MV-12 tvorí striedanie vrstiev slienitých ílov a siltov /flyšovité zvrstvenie, R.Gabčo 1971/.

Asociácia ťažkých minerálov šlírových vrstiev sa podobá asociácii z bazálnych vrstiev kišcelu, ale turmalín stratil vedúce postavenie na úkor granátu. Výraznejšie než v bazálnych vrstvách sa uplatňujú typomorfné minerály kyslých magmatogénnych hornín. Zdá sa, že počas celého kišcelu hlavným dodávateľom terigénneho materiálu pre sedimentačný bazén v priestore Ipeľskej kotliny ostali sedimenty, v menšej miere tiež magmatické horniny.

Vo vápnitých siltových íloch asociácia ťažkých minerálov je značne zastretá pyritom, ktorý často vyplňa schránky foraminifer. V pieskovcoch a siltovcoch sú hojné karbonáty, v hrubšej frakcii pieskov a v pevných vápenatých lavičkách pieskovcov je hojný glaukonit, viditeľný voľným okom. Ílovitý komponent kišcelských šlírových vrstiev pozostáva z montmorillonitu, illitu a kaolinitu /M.Marková 1971/.

Čížske súvrstvie i blžské vrstvy obsahujú morskú faunu a nanoflóru. V blžských vrstvách boli nájdené foraminifery, ktoré tvoria neúplnú a poškodenú tanatocenózu. Bohaté sú však spoločenstvá čížskeho súvrstvia.

Zo stratigrafického hľadiska je charakteristický druh *Tritaxia szaboi*, sprevádzaný druhmi známymi zo spoločenstiev kišcelského typu. V niektorých obzoroch dominujú cyklamíny /*Cyclamina placenta*/, v iných prevláda planktón, hlavne dru-

hy *Globigerina yeguaensis*, *G. officinalis*, *G. senilis*, *G. globularis*, *G. ampliapertura*, *G. ex gr. ciperensis*, *Acarinina intermedia* /V.Kantorová 1969, 1971, 1972/ a druhy zo skupiny *Globigerina linaperta* /V.Kantorová 1981/.

V.Kantorová /1981/ sa domnieva, že spoločenstvá foraminifer umožňujú koreláciu so štandardnými planktonickými zónami P17-P18 /vrchný eocén – spodný oligocén/. Prítomnosť formy *Globigerina ampliapertura* však upozorňuje na možnosť korelácie so zónou P20.

Vápnitá nanoflóra má oligocénny charakter:

Coccolithus marimontium, *C. rupeliensis*, *Reticulofenestra bisecta*, ktoré prevádzajú vedúcu formu zóny NP 24 /E.Marrini 1971/ v z. Nemecku a s. Maďarsku. Indexová forma *Sphenolithus distentus* v lpeľskej kotline zistená nebola /H.Bystrická-R.Lehotayová 1974, str. 91, 92/. Zóna NP 24 predstavuje vrchnú časť západonemeckého stredného oligocénu /C.Müller 1971, str. 50, tab. 1/. Spodná časť zóny NP-24 zodpovedá kišcelským ílom z okolia Budapešti /M.Báldi-Béke 1977, str. 77, 78, obr. 1/.

Na základe nanoflóry a ojedinelých /mladších/ prvkov planktónových foraminifer zaradíme opísané vrstevné komplexy ku kišcelu.

Nálezy makrofauny boli sporadické a zväčša ťažko identifikovateľné. Z vrtu MV-12 pochádza jadro druhu *Pseudoamussium bronni* /Mayer, opísaného tiež z rupelu okolia Štúrova /A.Ondrejčíková 1971/.

Rastlinné spoločenstvo /sporomorfy/ svedčí o teplej vlhkej subtropickkej klíme, ale výskyt arktoterciérnych prvkov typu *Alnus*, *Caprinus*, *Tsuga* svedčí o postupnom ochladzovaní podnebia. Zastúpenie paliem a umelý rod *Oculopollis* poukazujú na paleogénny vek sedimentov /E.Planderová 1969, 1971/.

Selianske vrstvy /kontinentálne sedimenty - píom /

Selianske vrstvy nevystupujú na povrch. Boli zistené vo vrte VV-1 pri Sefanoch, kde ležia na kryštali ckých bridliciach hronského komplexu a pod sedimentmi egeru /D.Vass et al. 1976/. Sú zobrazené v geologickom reze 3-3 i v stratigrafickej kolónke.

Selianske vrstvy sú tvorené pestrými ílmi a pieskami. Íly sú masné a často aleuritové až piesčité, modrosivé, žltohnedé, ružovkasté, resp. hnedoškvrité. Piesky nemožno bližšie opísať /pri vrtaní boli rozplavené/: zdá sa, že v bazálnej časti súvrstvia boli piesky hrubozrnné.

V ílovej zložke prevláda kaolinit, prítomný je aj illit a goethit. Sme-rom nahor ubúda kaolinitu a pribúda illitu /B.Cícel D.Vass 1964/.

Podľa peľového spektra nemožno selianske vrstvy /B.Pacitová 1963/ presne biostratigraficky zaradiť.

Podľa pozície v podloží morských sedimentov egeru nemožno vylúčiť, že selianske vrstvy predstavujú začiatok egerského sedimentačného cyklu. Na druhej strane sa zdá, že podmienky pre kaolinické zvetrávanie v priestore západokarpatskej zadnej hlbiny a v Maďarskom stredohorí boli počas kišcelu. Ložisko kaolinitu Romhány v sev. Maďarsku je ekvivalentom harshegyských pieskovcov a tie T. Báldi et al. /1976/ považujú za heteropickú fáciu kišcelských ílov. Tiež J. Seneš /1962, str. 39/ uvádza „íly pripomínajúce kaolinit“ z rupelu v okolí Štúrova. Preto nevyklúčujeme rupelský vek selianských vrstiev.

OLIGOCÉN – MIOCÉN

Eger

Eger je rozšírený v celej lpeľskej kotline a zasahuje tiež ďaleko pod Krupinskú planinu /D. Vass et al. 1979, str. 55, príl. 3/. Vyvíja sa z kišcelu, resp. leží na ňom, ako aj na predterciérnych horninách transgresívne /porovnaj D. Vass et al. 1979, obr. 3 a na príl. 3/.

Najväčšia hrúbka egeru bola zaznamenaná vo vrte Bušince-1 /622 m/ a vo vrte MV-2 pri Veľkých Stracinách /550 m/. Smerom na Z, JZ, S a SZ sa hrúbka egeru znižuje /pozri D. Vass et al. 1979, príl. 3/.

Sedimenty egeru vznikli v morskom, brakickom a hypersalinom prostredí. Morské sedimenty predstavujú hlavnú masu egeru. Na geologickej mape, resp. v reze 3-3 boli vyčlenené tieto litostratigrafické jednotky /obr. 1/:

panické vrstvy,
lučenské súvrstvie,
opatovské vrstvy

Panické vrstvy /bazálne piesky – om/

Sú to klastické, prevažne piesčité bazálne sedimenty egeru. Geneticky i stratigrafickou pozíciou totožné sedimenty boli v Rimavskej kotline nazvané panické vrstvy /D. Vass, M. Elečko 1982/. Na povrch nikde nevystupujú, ale sú zobrazené v reze 3-3. Majú premenlivú hrúbku /10 m až niekoľko desiatok metrov/. Podrobne boli študované vo vrte SH-1b.

Tvorí ich zle triedené vápnité piesky s polohami zlepcov. Piesky obsahujú až 24,4 % ílovej prímеси; podľa genetickej klasifikácie ich

treba považovať za droby. Obsahujú okolo 9 % CaCO_3 . Zlepence vo vrchnej časti obzoru pozostávajú z valúnov kremeňa, kremenca, rohovca, žuly, kremitych porfýrov a rôznych typov vápencov vrátane organodetritických, pravdepodobne paleogénneho veku /eocén? M.Marková 1969/. Zle triedené sú aj piesky na báze egeru vo vrte Bušince-1; obsahujú zvýšený podiel živcov, čo možno považovať za príznak oživenia tektoniky v období medzi rupelom a egerom /I.Krystek 1958, str. 46/. V ostatných vrtoch /MV-1, VV-1, VV-5/ je pre piesky na báze egeru typická prítomnosť veľkých šupín sludy a rastlinnej sečky na vrstevných plochách, ojedinele sa vyskytujú aj zrná glaukonitu. Sú v nich aleuritické až ílov-cové polohy, lavičky pevných pieskovcov a 0,10 až 2 m polohy drobnozrnného až strednozrnného štrku /valúnový materiál: kremeň, kremenec, kryštallické bridlice typu svor až rula/. Vo vrte VV-5 je na báze brekciovitá poloha úlomkov svorov a amfibolov /materiál bezprostredného podložia/ s ílovitým tmelom.

V bazálnych vrstvách sa našli úlomky zuhoľnateného dreva, navrtaného lastúrnikom *Terredo* a vo vrte VV-1 tiež 3-4 cm vrstvička zemitého uhlia s polámanými schránkami mäkkýšov.

Lučenské súvrstvie

Litostratigrafická jednotka bola definovaná J.Senešom „lučenské vrstvy“ J.Seneš in D.Andrusov 1965, str. 317-318/ a redefinovaná D.Vassom a M.Elečkom /1982/.

Prevalujúci Prevládajúci litotyp sú vápnité aleurity a íly s piesčitými polohami /s om/. Na povrch vystupujú vo východnej, strednej a južnej časti Ipeľskej kotliny. Na základe vrtov vieme, že vo vertikálnom profile sú veľmi monotónne a tvoria polohy hrubé až vyše 200 m. Sú sivé, sivozelené, pozorovať v nich nepravidelnú škvrnitú piesčitú lamináciu a majú bridličnatý rozpad. Sú v nich lavičky aleurolitu /obsah CaCO_3 až 44 %/. Na vrstevných plochách je niekedy nahromadená rastlinná sečka, zriedkavejšie úlomky vetvičiek a odtlačky listov.

Vápnité aleurity sú prevrstvené polohami jemno- až strednozrnných pieskov so sporadickými lavičkami pevných vápnitých pieskovcov /obsah CaCO_3 až 40 %/. Piesky sú miestami prevrstvené tenkými polohami ílov s hojnými zuhoľnatenými schránkami rastlín. Inde sú v nich štrkové polohy, miestami iba utopené valúniky /najčastejšie zloženie valúnov: kremeň, kremenec, rohovec, dolomit, vápenec/.

Jemné až strednozrnné piesky s lavičkami pieskovca /p om/ tvoria vrchnú časť lučenského súvrstvia vo východnej

časti lpeľskej kotliny. Nie je vylúčené, že sú to časové ekvivalenty opatovských vrstiev z južnej časti kotliny.

Najzriedkavejším, ale v miestach, kde vystupuje na povrch, dobre odlišiteľných a geologicky vymapovateľných litotypom lučenského súvrstvia sú zlepenec a štrky s pieskami /kom/.

Tvoria polohy, resp. šošovky vystupujúce na povrch vo viniciach a roklinách v. od obce Dolinka /z. časť lpeľskej kotliny/. Odkrytá hrúbka zlepenecov dosahuje až 2 m. Priemerná veľkosť valúnov je 4 cm /max. 15 cm/. Valúny sú dobre opracované. Zloženie valúnov je pestré /tab. 2/.

Asociácia ťažkých minerálov lučenského súvrstvia a panických vrstiev sa podobá asociáciám čížskeho súvrstvia. Pozostáva hlavne z granátu.

Tab.2 Petrografická charakteristika zlepenecov egeru a egenburgu /M.Marková 1967/

Zastúpenie valúnov	Lokalita	
	Dolinka /eger/	Slov. Ďarmoty /eggenburg/
	%	%
kremeň, kremence, krem. pieskovce	23,4	28,4
chloritický epikvarcit	0,5	3,1
lydit	6,0	2,8
kryštalický vápenec	3,5	6,6
sivý vápenec	14,5	26,0
piesčitý vápenec	2,5	
krinoidový vápenec	2,5	
dolomit	1,0	
korálový a riasový vápenec	0,5	1,5
rohovec	7,0	3,6
červenkastý a pleťový rohovecový vápenec	6,0	15,0
slienovec a slienitý vápenec	9,0	
organodetritický vápenec a silicifikovaný pieskovec		
s veľ. foraminiferami	1,5	prítomný
arkóza	0,6	2,0
žula	2,0	3,0
rula	1,0	
diorit	5,0	5,5
diabáz ?		0,5
kremitý porfýr	13,5	2,0
Sféricita valúnov /prevládajúce petrogr. typy/	0,5-0,8	0,7-0,9
Priemerná a maximálna dĺžka osi „a“ valúnov.	4 cm, 15 cm	2,8 cm, 7 cm

Tab. 3 Litologicko-petrografická charakteristika morských sedimentov egeru – lučenské súvrstvie a panické vrstvy
/podľa M.Markovej 1969, 1967, 1971 zostavil D.Vass/

	počet anal. vzoriek	Piesky				počet anal. vzoriek	Aleurity			
		zastúpenie					zastúpenie			
		počet pozorov. vzoriek	min. % v poz. vzorkách	max. zastúp. %	priem. zast. f.m. v 15 vzorkách		počet pozorov. vzoriek	min. % v poz. vzorkách	max. zastúp. %	priem. zast. f.m. v 35 vzorkách
granát	15	15	10,2	72,0	46,56	35	35	0,7	53,5	18,40
apatit	15	11	0,2	4,3	0,96	35	25	0,2	2,2	0,72
turmalín	15	15	0,3	32,6	5,50	35	30	0,10	11,3	2,01
titanit	15	4	0,10	0,3	0,05	35	6	0,2	1,8	0,15
amfibol	15	9	0,3	3,9	0,67	35	24	0,1	7,3	1,15
biotit	15	8	0,1	1,1	0,32	35	30	0,2	19,9	4,15
chlorit	15	14	0,2	11,8	3,21	35	34	3,4	55,9	19,45
fosfát	15	3	0,1	3,8	0,38	35	10	0,1	44,1	2,19
Ca-Fe karb.	15	7	5,14	48,8	10,22	35	18	8,4	51,3	12,89
karbonát	15	8	0,8	87,0	18,60	35	16	14,4	92,8	26,53
rutil	15	10	0,1	5,6	1,10	35	19	0,1	2,9	0,54
staurolit	15	15	0,5	7,2	3,10	35	26	0,1	7,6	1,10
zirkón	15	10	0,1	5,6	0,92	35	14	0,1	10,4	0,75
epidot-zoizit	15	8	0,4	5,1	0,94	35	6	0,2	2,8	0,75
distén	15	6	0,4	5,6	0,66	35	12	0,3	30,3	0,35
pyrit	15	3	0,2	9,3	1,00	35	7	0,3	25,9	2,04
anatas						35	3	0,1	0,6	0,03
andaluzit						35	1	0,4	0,4	stopy
hyperstén	15	1	7,6	7,6	0,50					
pyroxén	15	1	0,5	0,5	0,06					
augit	15	1	7,1	7,1	0,47					
glaukofán	15	1	0,1	0,1	0,006					
ilmenit	15	1	4,4	4,4	0,29					
leukoxén	15	1	0,7	0,7	0,046					
pyrit.makrofauna	15	7	0,4	8,7	1,13	35	12	0,4	2,9	4,97
CaCO ₃	9		0,11	25,0	11,72					
Md	24		0,06	0,8	0,17					
So	24		1,08	4,6	2,19					

Prítomné sú typomorfne minerály kyslých magmatogénnych hornín aj niektoré minerály hornín epimetamorfovaných /amfibol, staurolit, l. Krystek 1958, str. 35, tab. II, str. 42, tab. III, M. Marková 1966, 1967, str. 102, 104; 1971, pozri tab. 3/. V jz. časti Ipeľskej kotliny narastá obsah minerálov epidot-zoizitovej skupiny a slúd. V niektorých pelitických polohách šlírových vrstiev je asociácia ťažkých minerálov zastretá autigénnym pyritom alebo sideritom.

Vo vrchnej časti lučenského súvrstvia /vrt MV-12 Kováčovce/ sú vulkanogénne minerály: biotit vo forme tmavohnedých šesťuholníkových dosťičiek, čerstvý vulkanogénny idiomorfny amfibol, v ľahkej frakcii idiomorfny bipyramidálny kremeň a vulkanické sklo /M. Marková 1971/.

Zvyšky organizmov sú v lučenskom súvrství hojné. Zriedkavejšie sú v panických vrstvách. Boli študované na viacerých miestach /vrstvy a prirodzené odkryvy/. Charakteristickými prvkami bioasociácií sú:

Foraminifery: *Hyperammina* sp., *Lenticulina moravica*, *Almanea osnabrugensis*, *Planulina wuellerstorfi*, *Globigerina ouschitaensis*, *G. praebulloides* /V. Kantorová 1962, 1964, 1971, 1972, 1976/. Mäkkýše: *Amussium* ex gr. *corneum denudatum*, *Nucula nucleus*, *N. compta*, *Corbula nysti*, *Leda psammobiaeformis*, *Cuspidaria cuspidata*, *Turris koninckii*, *T. laticlavata*, *Flabellipecten carriensis*, *Tellina donacina*, *Dentalium* sp., *Aturia aturi* /A. Ondrejčková 1961, 1962/, vápnitá nanoflóra: *Sphenolithus* cf. *belemnos*, *Cycloccolithus floridanus*, *C. ciperoensis* /H. Bystrická - R. Lehotayová 1974, str. 92/.

Na základe týchto foriem možno eger Ipeľskej kotliny korelovať s vrchnou časťou štandardnej nanoplanktonickej zóny NP 24 a so zónou NP 25 až NN 1 /porovnaj H. Bystrická - R. Lehotayová l.c./, nepriamo tiež s Blowovou /W. H. Blow 1969/ štandardnou planktonickou zónou N4 a so zónami P 21 až P 22 /porovnaj V. Kantorová 1976/.

Vo vápnitých íloch a aleuritoch sa našli listy, ktoré opísal F. Němejc /1967, str. 5/.

Peľové spektrá /B. Pacltová 1963, 1966, str. 32 42, E. Planderová 1969, 1971/ poukazujú na ochladenie klímy v porovnaní s klímou staršieho paleogénu. Na ich základe možno eger Ipeľskej kotliny zaradiť do I. mikrofloristickej neogénnej zóny MF-1 v zmysle zónovania E. Planderovej /1978/.

Opatovské vrstvy /morské a brakické terminálne vrstvy/

Vrstvy vyčleňujeme ako novú litostratigrafickú jednotku, ktorá zodpovedá terminálnym vrstvám egeru v práci D. Vass et al. /1979 str. 63 65/. Názov je odvodený od obce Opatová Nová Ves, v j. časti Ipeľskej kotliny.

ny. Na j. časť kotliny – v priestore medzi Kosihami nad Ipľom a Zamborom – je viazané tiež rozšírenie opatovských vrstiev.

Typický profil poskytol vrt CO-1 pri Opatovskej Novej Vsi /V.Čechovič 1959/. Hranica voči podložnému lučenskému súvrstviu je neostrá. Vrchná hranica opatovského súvrstvia je ostrá, lebo nad nimi ležia v transgresívnej polohe darmotské vrstvy egenburgského veku.

Prevládajúcim typom sú vápnité aleurity a piesky s polohami ílov, štrkov a slojkami uhlia /šom/.

Vápnité aleurity až íly tvoria v súvrství polohy mocné až 30 m. Sú veľmi podobné vápnitým siltom lučenského súvrstvia, avšak sú piesčitejšie a mäkkšie /J.Seneš 1952a, str. 114/. Nachádzajú sa v nich polohy s brakickou faunou a tenké slojky uhlia /5–30 cm/.

Prevládajúcim minerálom je nevulkanogénny montmorillonit, prítomný je illit a chlorit /I.Kraus–E.Samajová 1973, str. 116/.

Vápnité piesky tvoria v súvrství polohy od 0,2 m do niekoľkých metrov. Hrubšie polohy pieskov s lavicami pieskovca sú na mape vymedzené ako samostatný litotyp /šom/. Sú sivé, hnedosivé, zväčša jemne až hrubozrnné. V laviciach a bochníkových konkréciách sú zle zachované jadrá morských mäkkýšov. Prevládajú zrná kremeňa, prítomná je slúda, živce a úlomky hornín /vápence, silicity/. Zloženie ťažkých minerálov sa v zásade nelíši od zloženia ťažkej frakcie lučenského súvrstvia, resp. morských vrstiev egeru Ipľskej kotliny vôbec /tab. 4/.

Štrky až rozpadavé zlepence /šom/ tvoria v súvrství polohy od 0,8 do 2,5 m. V porovnaní so štrkami od Dolinky, resp. so štrkami egenburgu sú drobnozrnnnejšie, tvorené takmer výlučne rezistentnými valúnmi.

Opatovské vrstvy obsahujú striedavo morskú a brakickú faunu. Najbohatšie morské spoločenstvo opísal J.Gaal /1938, tiež J.Seneš 1952a, str. 26, 28/ z piesčitých vrstiev odkrytých na j. svahu kopca Biely pri Slovenských Darmotách.

Popri iných druhoch sa v spoločenstve vyskytujú: *Turritella beyrichi*, *Turris egeriensis*, *Flabellipecten burdigalensis*, *Lima miocenica*, *Cardium cingulatum*, *Lutraria lutraria*, *Pholadomya puchsi*.

Spoločenstvo s prevahou brakického druhu *Polymesoda semistriata*, sprevádzaného druhmi *Corbula gibba*, *Cytherea beyrichi*, *Cyprina rotundata*, *Cardium thunense* a i., opísal J.Seneš /1952, str. 121/ z piesčitých vrstiev z okolia Opatovskej Novej Vsi, zo slieňov v údolí Čakovského potoka s. od Neniniec, j. od Šandoro-

vej samoty /J.Seneš 1952a, str. 114–115/. Polohy s hojnými polymesódami /P. convexa percostata, P. convexa sa zistili vo vrte CO-1 /A.Ondrejčíková 1961/. Z foraminifer prevláda Ammonia beccarii /R.Lehotayová 1959/.

Tab. 4 Litologicko-petrografická charakteristika opatovských vrstiev; eger /podľa M.Markovej 1967/

	Piesky počet vzoriek	%
granát	2	17,50
apatit	2	0,65
turmalín	2	1,70
amfibol	2	2,20
biotit	2	1,25
chlorit	2	9,30
karbonáty	2	60,75
rutil	2	0,25
staurolit	2	1,05
distén	2	0,40
pyrit	2	0,70
rudné minerály		7,70
pyritiz. mikrofauna		3,65
CaCO ₃	2	9,50
Md	2	0,14
So	2	1,50

Floru opísal F.Němejč /1967, str. 6/. Nelíši sa od spoločenstiev z morských vrstiev egeru.

V okolí Dačovho Lomu v podloží bádenských vulkanoklastík a sp. mio-cénu leží súvrstvie morско-lagunárnych sedimentov, ktorého prítomnosť je vyjadrená v stratigrafickej kolónke. Toto súvrstvie je kišcelského, ale hlavne egerského veku. Súvrstvie v jeho typickom vývoji v krupinskej depresii /vrt GK-4 pri Bzovíku mimo územia mapy/ je tvorené evaporitickými síranovo-karbonátovými horninami /anhydrit, sadrovce, dolomit/. V okolí Dačovho Lomu súvrstvie reprezentujú aleuritické slieňe až slieňovce, v ktorých sa striedajú laminy kalcitu s vrstvičkami ílu, resp. aleuritu /podrobnejší opis súvrstvia a dôkazy o veku D.Vass et al. 1979, str. 62–63/.

NEOGÉN

Egenburg

Egenburgom sa začína vývoj hlavnej molasy. V priestore zadnej hlbiny Západných Karpát, kam Ipeľská kotlina patrí, špecifickou črtou hlavnej molasy je jej epizodický vývoj: subsidenčné priestory migrovali v čase a priestore a subsidencia bola relatívne malá /D.Vass 1979b, 1981/.

Darmotské vrstvy

Sedimenty egenburgu v Ipeľskej kotline sa zachovali len ako denudačné relikty v j. časti kotliny, a to v okolí Slovenských Ďarmôt j. od Želoviec až po Kováčovce a pri Bušinciach. Všade ležia na sedimentoch egenburgu v transgresívnom postavení. Najväčšie hrúbky dosahujú okolo 50 m.

Typický profil darmotských vrstiev je na j. svahu kopca Biely, ssz. od Slovenských Ďarmôt, kde sa striedajú polohy zlepcov, prípadne štrkov, pieskov, pieskovcov, vápnitých ílov.

Zlepence a štrky /_kNeg/

Tvoria bazálnu polohu egenburgu, ale vyskytujú sa aj vyššie vo vrstevnom slede. Na svahu kopca Biely sú bazálne zlepence hrubé 5–6 m. Priemerná veľkosť valúnov je 4 cm, najviac do 13 cm. Prevládajú vápencové valúny, našli sa aj valúny silicitu s numulitmi /podrobné petrografické zloženie je na tab. 2/. Majú karbonátový tmel. Zlepence sú šikmo zvrstvené.

Štrkovo-zlepencové vrstvy pokračujú na S smerom k Neninciam. Lavi-
ca zlepcov s kremitými a karbonátovými valúnmi, hrubá asi 1 m vystupuje s. od Bušinie, kde v zlepencoch a sprievodných hrubých pieskovcoch sú hojné lastúry ostreí a anomíí.

Piesky, pieskovce s polohami slienitých ílov /_pNeg/

Piesky a rozpadavé pieskovce sú prevládajúcim litotypom darmotských vrstiev. Laterálne zastupujú zlepence /porovnaj J.Seneš 1952b, str. 26/ alebo ležia nad nimi. Na odkryve pri Slovenských Ďarmotách tvoria polohy 1 až 2,5 m hrubé a striedajú sa s piesčitými ílmi hrubými až 5 m.

V pieskoch sú vrstvičky zelenosivých ílov s piesčitou lamináciou, v ktorých je hojná rastlinná sečka, odtlačky listov. Je v nich aj uhoľná vrstvička, hrubá 2–5 cm. Miestami sú piesky krížovo zvrstvené a obsahujú závalky ílu a konkrécie jemného pieskovca s kryštálmi sadrovca.

Asociácia ťažkých minerálov z pieskov bola študovaná sporadicky. Podobá sa bežným asociáciám egerských morských piesčitých sedimentov. V pieskovcoch od samoty Mankó našiel R. Gabčo /1959/ úlomky felzitickeho skla a korodované vulkanogénne kremene.

Prevládajúcou zložkou ílových vrstvičiek sú ílové sludy a chlorit; prítomnosť montmorillonitu, signalizovaná staršími analýzami, nebola potvrdená /J. Kraus, ústne oznámenie/.

Darmotské vrstvy obsahujú chudobnú faunu. Miestami sa v nich vyskytujú lumachelové lavice, tvorené schránkami ostreí a anomíí. Spoločenstvá pozostávajú z druhov:

Ostrea gingensis, *O. crassissima*, *O. edulis*, *O. fimbriata*, *Anomia ephippium*, *Panopea menardi*, *Nucula* cfr. *compta*, *Glycimeris* sp. /Fichteli ?/, *Pecten* sp., *Cardium thunense*, *Laevicardium cingulatum*, *Polymesoda* sp., *Vermetus* sp., *Cirripedia* sp., *Balanus* sp., výplne po červoch *Visa* sp. /J. Seneš 1952b, str. 26, 29–32; R. Gabčo 1959/.

Faunistické asociácie neumožňujú jednoznačnú biostratigrafickú koreláciu opísaných vrstiev. Dôvody pre začlenenie týchto vrstiev k egenburgu sú:

1. Zlepence v nadloží vápnitých aleuritov až ílov opatovského súvrstvia pri Slovenských Darmotách možno interpretovať ako bazálne transgresívne klastické sedimenty. Celý egenburg v j. časti lpeľskej kotliny má znaky transgresívnych príbrežných fácii: preto ich J. Seneš /1956, tab. na str. 204/ začlenil k burdigalu.

2. Dôvody paleogeografické a tektonické. Eger v j. časti lpeľskej kotliny je reprezentovaný kompletným sedimentačným cyklom, ktorý uzatvárajú regresívne opatovské vrstvy. Predpokladom pre ich zachovanie je rýchle zakrytie sedimentmi novej transgresie, v danom prípade sedimentmi egenburského mora. Jeho transgresia prenikla do j. časti lpeľskej kotliny v čase, keď tu zanikli lagúny egerského mora.

Otnang

Delí sa na dva celky: spodný otnang – kontinentálne, riečne, jazero-riečne vrstvy, vrchný otnang – sedimenty močiarov a jazier.

Bukovinské súvrstvie – spodný otnang*

Bukovinské súvrstvie – litostratigrafická jednotka, zahrňujúca spodnotnanské sedimenty, bola definovaná v Cerovej vrchovine /mimo študovaného územia D.Vass et al. 1981. Bukovinské súvrstvie vychádza na povrch najmä v s. časti Ipeľskej kotliny: z. od Veľkých Zlievec, pri Veľkých a Malých Stracinách, v okolí obcí Pôtor a Žihlava a v z. okolí Dolných Plachtiniec ako denudačné reliktu vystupujú v priestore medzi Vinicou a Lesenicou, medzi Nenicami a Dolnými Plachtincami a Sklabinou, medzi Veľkými Stracinami a Veľkými Zlievcami. Na základe vrtoz predpokladáme ich viac-menej súvislé rozšírenie v podloží Krupínskej planiny a to zhruba od spojnice kôť Španí Laz – Pohanský vrch – Dačov Lom na východ /porovnaj D.Vass et al. 1979, príl. 5/.

Bukovinské súvrstvie leží na sedimentoch egeru v s. časti územia tiež na predterciálnom podloží na veporiku /porovnaj D.Vass et al. 1979, príl. 5, obr. 5a/. Hrúbka súvrstvia dosahuje 75 m.

Bukovinské súvrstvie pozostáva zo štrkov, pieskov pestrých ílov, ryodacitových tufov a tufitov.

Štrky, piesky a pestré íly /§Not/

V reze 3-3' pod tým istým indexom a farebným označením sú zahrnuté aj ryodacitové tuфы a tufity. Štrky a piesky tvoria nepravidelné polohy. Štrky sú jemno- až hrubozrnné. Piesky sú strednozrnné až hrubozrnné, hnedé až žltohnedé. V dobre opracovanom valúnovom materiáli prevládajú odolnejšie horniny – rohovce, žilný kremeň, kremenec, kremité pieskovce. Zastúpené sú aj valúny ryodacitu. Jeho prítomnosť spolu s chý-

* Spodná časť juhoslovenského a severomadarského otnangu v ponímaní J.Seneša /in A.Papp et al. 1973, str. 81/ nezodpovedá typovému profilu otnangu a ekvivalentným vrstvám v Rakúsku. Vápenatý nanoplanktón z rakúskeho otnangu indikuje koreláciu s vrchnou časťou štandardnej nanoplanktonickej zóny NN3 a spodnou časťou NN4 /E.Martini, C.Müller 1975/. Rádiometricky určené veky juhoslovenského a severomadarského otnangu sú medzi 21–22 mil. rokov /D.Vass et al. 1971, str. 332; K.Balogh, ústne oznámenie/ a na škále W.B.F.Ryana et al. /1974, str. 655, sa premietajú do zóny NN2. S touto zónou je všeobecne korelovaný regionálny stupeň egenburg /pozri materiály zo 6. kongresu R.C.M.N.S. Bratislava 1975 .

baním mezozoických vápencov odlišuje štrky bukovinského súvrstvia od štrkov a zlepencov egeru a egenburgu /tab. 5/.

Tab. 5 Petrografické zloženie štrkov bukovinského súvrstvia; spodný otnang, lokalita Trebušovce /M.Marková 1964b/

	%
žilný kremeň	12,0
rohovec	28,0
lydit	—
kremenec	7,0
arkóza	8,0
bázická hornina	2,0
krem. porfýr	3,0
ryodacit	15,0
pieskovec	5,0

V asociáciách ťažkých minerálov prevládajú typomorfne minerály metamorfovaných hornín, ale na rozdiel od starších vrstiev sú prítomné aj vysokometamorfne minerály /andaluzit a distén/ a tiež typomorfne minerály kyslých vulkanitov /tab. 6/. V ľahkej frakcii je hojný vulkanogénny kremeň a úlomky vulkanického skla /M.Marková 1961, 1967/.

Íly sú pestré – žlté, žltohnedé, červené až fialové, modré a sivé s rôznymi odtieňmi. Spravidla sú neslienité; to však neplatí o íloch pri Trebušovciach a j. od Kamenných Kosíh /D.Vass et al. 1964/. Mineralogické zloženie pestrých ílov /I.Kraus – E.Šamajová 1973, str. 116/: vulkanogénny montmorillonit, menej illitu a kaolinitu. Miestami sú v pestrých íloch šašovky a vložky bituminózných bridlíc so stopami uhlia. Pri Žihľave a Malých Stracinách sa našli lavičky /0,2–0,3 m/ tvrdého ružovkastého sladkovodného vápenca /V.Čechovič 1952, str. 18/.

Ryodacitové tufy a tufity /_{tu}Not/

Tvoria jednu až tri lavice hrubé do 1 m, ojedinele presahujú 10 m. Tufy sú čiastočne spečené, hrubozrnné, svetlosivé, zelenkasté a belavé.

V roku 1977 jeden z autorov /D.Vass/ našiel na typickej lokalite sp. otnangu pri Trebušovciach /jv. od obce pri pieskovni pri štátnej ceste/ úlomok *Ostrea* sp. a valúny mezozoických vápencov. Nález upozorňuje, že časť pestrých vrstiev v okolí Trebušoviec môže byť egerského veku, podobne ako pestré vrstvy pri Leseni-
ciach.

Najčastejšie kryštaloklasty sú: biotit a tmavosivý zirkón, ojedinele amfibol. Kremeň je často magmaticky korodovaný. Zo živcov je tu andezín až labrador. Prítomný je sklovitý popol a pemza. Index lomu skla sa pohybuje okolo hodnoty 1,495 /M.Marková 1972/. Vzácnu nevulkanickú prímes tvoria zrnká kremenca.

Tufity a tufitické ílovce sú sivobiele piesčité horniny. Tvoria ich úlomky tých istých minerálov ako tufy. Pristupujú však úlomky bridlíc, sericitizovaných kremencov, muskovitu, žuly, ortoklasu, sericitizovaných porfýrov a amfibolu.

V bukovinskom súvrství Ipeľskej kotliny sú organické zvyšky vzácne. Vzácné boli nájdené odtlačky listov vavrínovitých rastlín /F.Němejc, ústne oznámenie/. Neurčiteľné úlomky rastlín sú častejšie.

Organické zvyšky neposkytujú spoľahlivý podklad pre biostratigrafickú koreláciu opísaného súvrstvia, Na Slovensku sa teraz konvencionalne akceptuje spodnotnanský vek. V sev. Maďarsku podobne konvencionalne korelujú ekvivalentné vrstvy s vrchným egenburgom a spodným otnangom.

Tab. 6 Zastúpenie ťažkých minerálov v piesčitých a tufitických sedimentoch bukovinského súvrstvia; spodný otnang /podľa M.Markovej 1961, 1964b, 1965 upravil D.Vass/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min. % zast. pozn.vz.	Max. zast.	Priemer zast. f.m. v 5 vz.
granát	5	5	1,00	44,60	16,71
apatit	5	3	1,30	20,00	3,78
turmalín	5	4	2,70	5,00	2,60
titanit	5	3	0,50	3,00	0,70
amfibol	5	3	0,70	5,50	1,46
biotit	5	5	2,00	19,00	5,40
chlorit	5	2	0,60	1,00	0,32
karbonáty	5	1	1,70	1,70	0,28
rutil	5	2	1,70	10,50	2,03
staurolit	5	4	1,40	4,00	2,83
zirkón	5	5	1,30	40,00	11,05
epidot-zoizit	5	5	2,00	7,30	3,60
distén	5	4	0,60	5,00	1,26
pyrit	5	1	60,00	60,00	10,00
andaluzit	5	3	1,00	3,00	1,00
rudy	5	5	25,00	63,00	36,35
sfuda	5	1	5,00	5,00	0,83

Šalgótarjánske súvrstvie - vrchný otnang

Sedimenty vrchného otnangu sú zhrnuté do litostratigrafickej jednotky – šalgótarjánske súvrstvie, ktoré je rozšírené na j. Slovensku a v severnom Maďarsku /J.Seneš in A.Papp et al. 1973, str. 82, obr. 11 na str. 83/.

Súvrstvie lemuje južný okraj Krupinskej planiny. Okrem toho podstiela mladšie neogénne sedimenty a vulkanity Krupinskej planiny. Leží na bukovinskom súvrství spodného otnangu, resp. na egeri, príp. i na predterciérnych horninách /porovnaj D.Vass et al. 1979, obr. 6a na príl. 6/. Šalgótarjánske súvrstvie v Ipeľskej kotline tvoria dva vrstevné celky – pôtorské a plachtinské vrstvy /obr. 1/:

Pôtorské vrstvy /piesky s uhoľnými slojmi, podradne aj íly a štrky –
– p^pNot/

V minulosti boli tieto vrstvy označované názvami ako produktívna séria /V.Čechovič in M.Kuthan et al. 1963, str. 71/ alebo produktívne vrstvy. Tieto názvy však nezodpovedajú požiadavkám litostratigrafickej terminológie, a preto boli nahradené novým názvom odvodeným od obce Pôtor.

Pôtorské vrstvy tvoria spodnú časť šalgótarjánskeho súvrstvia. Sú rozšírené v priestore medzi Sefanmi – Suchým Brezovom – Hornou Strehovou – Pôtrom, ich denudačné relikty sú aj pri Veľkých a Malých Stracinách, Malých Zlievcach a Novej Vsi. Na povrch však vystupujú hlavne medzi Veľkými Stracinami a Pôtrom.

Hrúbka pôtorských vrstiev kolíše od 30 do 50 m, ojedinele aj 80 m. V uhoľnom revíri Pôtor – Dolina ležia na báze sivozelené íly a ílovité piesky. Na nich alebo priamo na podloží, leží spodný uhoľný sloj. Vyššie sú piesčité íly hrubé 3 – 10 m, nad ktorými ležia jemné až hrubozrnné sivé a žltkavé piesky s vložkami pieskovcov a ílov. Uprostred týchto pieskov leží stredný uhoľný sloj a nad nimi vrchný. V jeho nadloží sa len miestami objavuje 5 – 10 m hrubá poloha pieskov.

Severne a sz. od Modrého Kameňa sa litológia pôtorských vrstiev mení. Stále väčšiu prevahu nadobúdajú íly. Pri Dačovom Lame /vrt MV-14/ celú hrúbku pieskov nahrádzajú íly: dva uhoľné sloje /pravdepodobne predstavujú dve lavice vrchného sloja/ ležia uprostred ílov.

Piesky tvoria podstatnú časť pôtorských vrstiev. Na prirodzených odkryvoch sú zväčša sivé až sivohnedé. Sú hrubo- až jemnozrnné, dobre triedené a takmer nevápnité. Miestami sú šikmo zvrstvené.

Piesky sú sprevádzané ílmi a piesčitými ílmi. Tieto sú sivohnedé, sivo-

čierne, prechádzajúce do uhoľných bridlíc. Tvorí ich prevažne illit, menej montmorillonit a kaolinit /M.Marková 1972/.

Z troch slojov pôtorských vrstiev najväčšiu plochu zaberá spodný uhoľný sloj medzi Modrým Kameňom, Pôtrom a Suchým Brezovom /pozri D.Vass et al. 1979, obr. 69, str. 190/. Najväčšia hrúbka je 4 až 5 m. Lokálne je pod spodným slojom vyvinutá lavica ílom prerasteného uhlia, hrubá až 2,5 m.

Stredný sloj je plošne najmenej rozšírený – v priestore medzi Modrým Kameňom a Pôtrom. Jeho hrúbka je veľmi premenlivá /max. 5,10 m/; je prerastený uhoľnými ílmi. Vzájomná vzdialenosť stredného a spodného sloja je od 5 do 30 m /J.Kuráň – J.Zvara 1967/; medzi nimi sú piesky alebo íly. Tam, kde chýba spodný sloj, leží stredný sloj priamo na spodnom otnangu /M.Ciesarik 1962/.

Plošné rozšírenie vrchného uhoľného sloja nedosahuje rozlohu spodného, ale jeho hrúbka /max. okolo 3 m/ i kvalita sú pomerne stále. Sloj od Modrého Kameňa a Pôtra siaha k Horným Strhárom. Izolované výskyty sú pri Stredných Plachtinciach a pri Dačovom Lome. V sv. časti rozšírenia sloja asi 10–15 m v jeho nadloží, je vyvinutá lavica uhlia, hrubá do 1,50 m. Medzi stredným a vrchným slojom je 15–30 m hrubá poloha piesku. V nadloží vrchného sloja sú zvyčajne íly plachtinských vrstiev, resp. smerom na S medzi slojom a ílmi leží poloha piesku hrubá 5 až 10 m.

V podloží uhoľných slojov sú často petrifikované korene rastlín.

Podľa petrografických analýz uhlie z revíru Pôtor-Dolina možno zaradiť do genetickej skupiny humitov s uhoľnými typmi: xylitický a pásikový detrit /A.Mudroňová in M.Brodňan – D.Makovník 1957/.

V asociácii ťažkých minerálov z pieskov pôtorských vrstiev v sz. časti ich rozšírenia prevláda granát, sprevádza ho staurolit, epidot-zoizit, turmalín, zirkón, ilmenit a leukoxén. Strednú oblasť rozšírenia pieskov charakterizuje vysoký obsah sfúd a minerálov kyslého vulkanizmu. Vo v. časti prevládajú minerály skupiny epidot-zoizit, sprevádza ich granát, staurolit, andaluzit, amfibol, turmalín a sfudy /podľa M.Markovej 1972, pozri tab. 7/.

Pôtorské vrstvy sú chudobné na organické zvyšky. Sporadicky sa v nich našli schránky sladkovodných mäkkýšov *Planorbis* a *Unio*, ďalej kongérie /uzda *Congerina* ex gr. *amygdaloides*/. V bani pri Pôtri sa našli kosti stavovcov *Trionyx* sp., *Rhinocerotidae* sp. ind. /? *Aceratherium*/, *Eoceros* /*Antilopea*/ *cristatus*, *Diploxynodon* sp. /O.Fejfar in D.Vass et al. 1962/.

Hojné rastlinné zvyšky opísal F.Němejc /1962, str. 206, 1967 str. 7–8/. Flóra sa podobá spoločenstvu v egeri a to hlavne hojnosťou arktoterciérnych prvkov. Vyčerpávajúcu palinologickú charakteristiku pôtorských

vrstiev podala E.Planderová /in A.Papp et al. 1973, str. 214–224/
a možno ich korelovať s mikrofloristickou zónou MF-2 /E.Planderová
1978/.

Tab. 7 Litologicko-petrografická charakteristika pôtorských vrstiev, vrchný otnang
/podľa M.Markovej 1972 upravil D.Vass/

	Sz. oblasť		Stredná oblasť		Sv. oblasť	
	počet vzoriek	%	počet vzoriek	%	počet vzoriek	%
granát	2	49,80	2	1,30	3	7,60
apatit					2	0,35
turmalín	1	2,10	2	0,60	3	7,73
titanit					1	0,20
brokit					1	0,70
amfibol	1	0,60	2	0,35	3	3,80
karbonát	1	11,90	1	0,80		
rutil	2	7,50	2	0,30	3	1,47
staurolit	2	1,60	1	0,30	3	3,10
zirkón	2	2,85	1	0,30	2	0,50
epidot-zoizit	2	2,10	2	0,60	3	18,83
distén	2	0,45			3	0,47
pyrit	1	30,70				
anatas	1	0,50	1	0,50		
andaluzit			1	0,50	3	4,07
silimanit					1	0,20
tremolit					1	0,30
ilmenit	1	16,20	3	1,77	3	13,00
leukoxén	1	7,50	1	12,40	3	33,00
magnetit					1	5,00
limonit			2	6,70		
sľudy	2	3,10	3	86,47	3	9,93
anhydrit	1	1,10				
úlomky hornín					1	1,40
CaCO ₃	2	1,855	3	2,59	3	1,31
Md	2	0,26	3	0,132	3	0,663
So	2	2,105	3	1,463	3	1,670

Plachtinské vrstvy – íly s bridličnatou odlučnosťou /Not/

V minulosti tieto vrstvy boli nazývané „nadložné íly“ /napr. V.Čechovič in M.Kuthan et al. 1963, str. 72/. Nový, pravidlám litostratigrafickej terminológie zodpovedajúci názov, je odvodený od názvu troch obcí: Dolné, Stredné a Horné Plachtince, v ktorých chatároch, z. od obcí, predmetné vrstvy vystupujú na veľkých plochách k povrchu. Pruh odkryvov pokračuje až k Širákovu a v. smerom k Dolným Strhárom.

Plachtinské vrstvy s podložnými pôtorskými vrstvami sú späté postupnými prechodmi a čiastočne sa aj laterálne zastupujú.

Íly až aleurity, ktoré tvoria podstatnú časť vrstiev, sú svetlosivé, modrosivé až tmavosivé, zvetrané sú obvykle hnedé. V spodnej časti bývajú zvrstvené, miestami krížovo zvrstvené, ináč sú zvyčajne nevrstevnaté. Ich typickým znakom je lastúrnatý, alebo bridličnatý rozpad.

V plachtinských vrstvách sa sporadicky vyskytujú vrstvičky uhlia /do 3 cm/ a ryodacitových tufov – tufitov /5–10 cm/. Tufy – tufity sú biele, sivobiele, jemnozrnné, niekedy so šupinkami biotitu. Sú tvorené z úlomkov vulkanického skla ryodacitového charakteru /až 98 %/, živcov a kremeňa. Akcesórie popri biotite reprezentuje zirkón a amfibol. Mineralogicky izrinitostným zložením /Mn 0,02, So 1,77/ zodpovedajú eolickým sklovitým tufom, priviatým zo vzdialeného vulkanického centra /M.Marková 1961, 1969, V.Čechovič 1952, str. 22; D.Vass in D.Vass et al. 1962/. V biotitických tufoch sú niekedy polohy spongodiatomitických ílov. Prevládajúcou organickou zložkou sú schránky diatomáceí, menej je ihlíc húb; sprevádza ich vulkanické sklo a biotit.

Zloženie a priestorové rozmiestnenie ťažkých minerálov v plachtinských vrstvách je podobné ako u pieskov pôtorských vrstiev /tab. 8/. V spodnej časti vrstiev je veľmi hojný pyrit.

Plachtinské vrstvy neobsahujú zvyšky makroorganizmov okrem úlomkov rastlín, zriedkavo listov. Vo výplavoch, hlavne v spodnej časti vrstiev sú však hojné rádiolárie, zvyšky rýb /kostičky, zúbky/, ihlice húb a preplavené foraminifery zo starších vrstiev, hlavne z egeru /K.Slavíková 1957, str. 398–399; V.Kantorová 1962/.

Sporomorfy spracovala E.Planderová /1960, 1963/, zodpovedajú makrofloristickej zóne MF-2 /E.Planderová 1978/.

* V reze pod tým istým indexom a farebným označením je vyjadrený vrchný otnang, t.j. šalgotarjánske súvrstvie vcelku.

Tab. 8 Litologicko-petrografická charakteristika plachtinských vrstiev, vrchný ot-nang /podľa M.Markovej 1972 a J.Slávika 1957 upravil D.Vass/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min. % v poz. vz.	Max. zast. v %	Priem. zast. f.m. v 13 vzorkách
granát	13	10	0,10	53,0	10,63
apatit	13	4	0,2	1,9	0,30
turalín	13	7	0,3	8,5	1,10
titanit	13	1	0,2	0,2	0,01
amfibol	13	4	0,1	1,5	0,29
biotit	13	9	0,4	98,0	15,72
chlorit	13	9	0,1	81,2	10,36
fosfát	13	3	0,2	0,5	0,47
karbonát	13	6	0,8	11,5	3,02
siderit	13	2	20,0	90,0	8,46
rutil	13	3	0,5	3,4	0,44
staurolit	13	4	0,2	1,0	0,21
zirkón	13	7	0,2	2,0	0,64
epidot-zoizit	13	5	0,3	5,0	0,82
distén	13	2	0,2	0,7	0,07
pyrit	13	11	2,0	97,3	34,12
anatas	13	1	1,5	1,5	0,11
hyperstén	13	3	0,7	38,4	3,10
augit	13	2	0,1	1,1	0,09
limonit	13	3	0,4	88,7	8,23
magnetit	13	1	37,0	37,0	2,84
anhydrit	13	1	0,4	0,4	0,03
CaCO ₃	7		2,5	5,5	3,97
Md	14		0,004	0,03	0,008
So	10		1,71	3,92	2,84

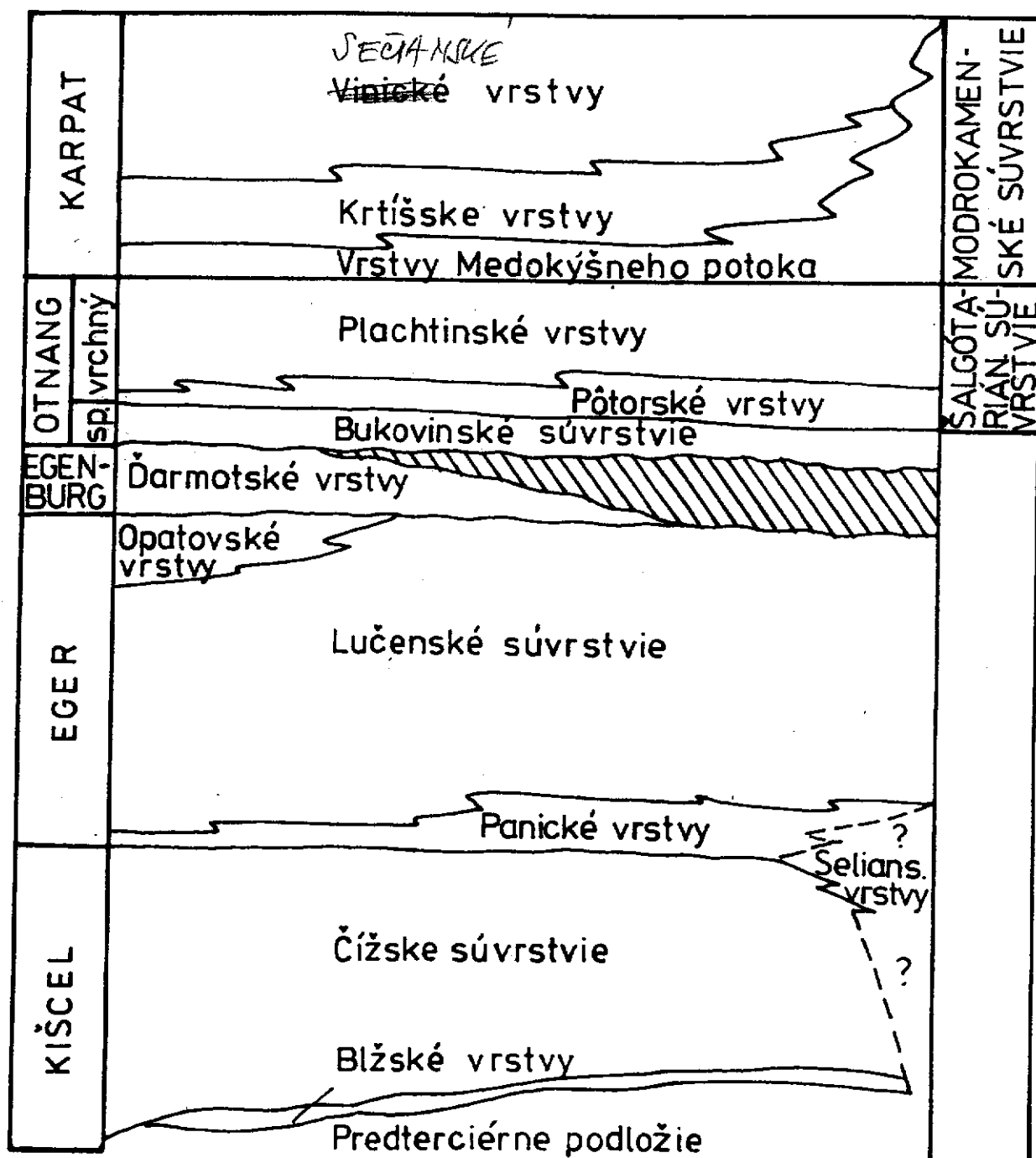
Karpat

Modrokamenské súvrstvie

Karpatské sedimenty tvoria súvrstvie, v ktorom sa čiastkové litostrati-grafické jednotky navzájom zastupujú, preto karpat tu definujeme ako litostratigrafickú jednotku vyššieho radu – modrokamenské súvrst-vie /obr. 1/. V geologickom reze 3–3' súvrstvie je zobrazené ako karpat v celku /Nk/.

Modrokamenské súvrstvie leží v s. a z. časti Ipeľskej kotliny a pod-

stieľa vulkanity Krupinskej planiny s výnimkou územia v. od Senného. Leží zväčša na šalgótarjánskom súvrství /otnang/, v z. časti kotliny však prekračuje jeho rozšírenie – leží na egeri a ďalej z. priamo na predterciálnom podloží /oblasť berinčenského a olvárskeho kryštallického ostrova/.



Obr. 1 Prehľad litostratigrafických jednotiek terciéru Ipsejkej kotliny /sedimenty/
/Zostavil D.Vass/

Najväčšia zistená hrúbka súvrstvia v Ipeľskej kotline dosahuje okolo 200 m, hrúbka okolo 250 m je predpokladaná v jv. časti strhársko-trenčskej prepadliny /D.Vass et al. 1979, str. 78, príl. 7, 7a/.

Z podložných plachtinských vrstiev otnangu sa modrokamenské súvrstvie vyvíja postupne, ale s výnimkou úzkej prechodnej zóny bazálne piesčité vrstvy súvrstvia sa dajú dobre rozlíšiť od ílov plachtinských vrstiev.

Voči bádenu je súvrstvie oddelené ostrou faciálnou zmenou a stopami predbádenskej denudácie.

Modrokamenské súvrstvie pozostáva z brakických vrstiev Medokýšneho potoka, a z morských krtíšskych a vinických vrstiev /obr. 1/. Vinické vrstvy v Ipeľskej kotline ležia zvyčajne nad krtíšskymi a nad brakickými vrstvami Medokýšneho potoka. V priestore šahanskej elevácie a za ňou /t.j. v podloží bádenských vulkanitov Krupinskej planiny/ je karpát vyvinutý prevažne v piesčitej a brakickej fácií, to znamená ako krtíšske vrstvy, resp. ako vrstvy Medokýšneho potoka /D.Vass et al. 1979, obr. 34/.

vrstvi
vidieť
medokýš
Vass et al.
2005

Vrstvy Medokýšneho potoka, jemno- až strednozrnné piesky a aleurity
/p-Nk/

V minulosti tieto vrstvy boli označované ako onkofórové /V.Čechovič 1948, 1952, str. 22-23/, neskôr rzehakiové vrstvy, nový názov zavádzame v súlade s pravidlami čl. stratigrafickej terminológie. Názov je odvodený od Medokýšneho potoka, v ktorého údolí pri Malom Krtíši sa nachádza t.č. najkrajší odkryv predmetných vrstiev. Tieto vrstvy vystupujú na povrch aj v okolí obce Selce, v úzkom pruhu medzi Hornými Plachtinami a Dolnými Príbelcami, ako i v okolí Selian. Tvoria buď bazálnu časť modrokamenského súvrstvia, alebo ho takmer celé zastupujú. Sú vyvinuté prevažne ako jemnozrnné piesky /priemerné Md -0,047 mm, min. 0,03, max. 0,07 mm; tab. 9/. V okolí Seliansú vyvinuté v litofácii váp-

*Rádiometricky určené veky juhoslovenského a severomaďarského karpátu spochybňujú jeho časovú ekvivalenciu s karpátom v Rakúsku, ktorého vápenatá nanoflóra indikuje koreláciu s vrchnou časťou štandardnej, nanoplanktonickej zóny NN4 a so spodnou časťou zóny NN5 /E.Martini-C.Müller 1975/. Priemerný rádiometricky určený vek severomaďarského karpátu je medzi 18 a 19 m.r. /K.Balogh, ústne oznámenie/, čo v škále W.Ryana et al. /1974, str. 655/ zodpovedá zónam NN3-NN4. V juhoslovenskom karpáte sa našlo spoločenstvo vápenatej nanoflóry zóny NN4; vedúca forma planktonickej štandardnej zóny N8 Globigerinoides sicanius nie je prítomná. To všetko poukazuje na možnosť vekovej ekvivalencie juhoslovenského a severomaďarského karpátu s rakúskym otnangom.

nitých aleuritov až ílov, ktoré vzhľadom veľmi pripomínajú íly plachtinských vrstiev otnangu. Piesky majú viac-menej výraznú lamináciu až vrstevnatosť podmienenú striedaním hrubších lamín – vrstvičiek aleuritov či piesku a tenkých pelitických lamín. V niektorých polohách je laminácia narušená alebo zotretá intenzívnou bioaktivitou. Stupeň triedenia So je v priemere nízky /2,61/, niektoré analyzované vzorky boli triedené veľmi dobre /So 1,2, iné zase extrémne zle triedené /So 5,2/. Vápnitosť kolíše od 5,4 % do 12,9 % /tab. 9/.

V asociácii ťažkých minerálov prevládajú minerály granodioritových, epizonálne až mezozonálne metamorfovaných hornín, ako i minerály neo-

Tab. 9 Litologicko-petrografická charakteristika vrstiev Medokýšneho potoka, karpát /podľa M.Markovej 1972/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Zastúpenie		
			Min. % v poz.vz.	Max. % v poz. vz.	Celk.priemer z 8 vzoriek
granát	8	8	2,60	21,50	12,72
apatit	8	2	0,20	0,50	0,08
turalín	8	6	0,60	3,90	1,27
titanit	8	6	0,20	1,10	0,60
amfibol	8	4	0,20	0,50	0,15
biotit	8	8	1,00	68,60	23,22
chlorit	8	8	7,40	56,00	33,62
fosfát	8	1	0,50	0,50	0,06
karbonáty	8	7	0,50	29,00	10,00
rutil	8	4	0,20	5,60	1,77
staurolit	8	5	0,20	1,00	0,42
zirkón	8	3	0,60	1,50	0,40
epidot-zoizit	8	4	1,60	3,90	1,12
distén	8	4	0,50	3,80	1,11
pyrit	8	4	8,00	47,00	10,22
anatas	8	1	2,50	2,50	0,31
andaluzit	8	2	0,50	0,60	0,13
pyroxén	8	2	0,30	2,70	0,37
rudné minerály	8	3	10,60	35,00	7,20
ilmenit	8	1	1,40	1,40	0,17
leukoxén	8	1	2,80	2,80	0,35
limonit	8				
CaCO ₃	6		5,40	12,90	8,36
Md	8		0,03	0,07	0,05
So	8		1,2	5,2	2,61

vulkanitov /tab. 9/. V ľahkej frakcii prevládajú sludy, kremeň a živce. Ílová prímes v pieskoch pozostáva z montmorillonitu, illitu a malého množstva kaolinitu.

Vrstvy Medokýšneho potoka obsahujú veľmi zaujímavú bioasociáciu. Mäkkýše predstavujú predovšetkým rzehakie, ktoré tu prvý našiel V.Čechovič /1948/:

Rzehakia socialis, R. duboisa sprevádzané Cardium bavaricum, Cardium sp., /Limnocardium sp./, Siliqua sp. a Congeria sandbergeri. Foraminiferové spoločenstvo je veľmi početné, druhove pestré, ale jedince sú malé. Pre spoločenstvo sú typické druhy: Bolivina hebes, B. miocenica, B. reticulata, Brizalina dilatata, Uvigerina bononiensis primiformis, U. graciliformis, Hopkinsina compressa, Vsevolodia czechoviczi, Globigerina woodi conecta, G. woodi, G. angulituralis, G. ciperoensis otnangiensis, G. falconensis, G. seamesi, G. praebulloides, Globigerinoides primordius, Globigerinoides trilobus immaturus, Cassigerinella globosa /V.Kantorová et al. 1968, str. 410–411; V.Kantorová in A.Papp et al. 1973, str. 264–265; V.Kantorová 1962; V.Čechovič 1948, str. 76; K.Slavíková 1957, str. 400/.

Z biostratigrafického hľadiska bioasociácia pozostáva z dvoch zložiek. Rzehakie sú formy považované v centrálnej paratetýde za typicky otnanské. Viaceré z vyššie uvedených foraminifer sú považované za typické formy karpátu /porovnaj I.Cicha a I.Zapletalová in I.Cicha et al. 1967, str. 105–106/. Preto boli priradené ku karpátu /V.Kantorová et al. 1968, str. 415/. Ich súvekosť s vinickými resp. krtíšskymi vrstvami dokazuje okolnosť, že sa s nimi laterálne zastupujú.

Krtíšske vrstvy jemno- až hrubozrnné s lavicami pieskov / pNk / a piesky s drobnozrnnými zlepenkami / kNk /

Predmetné vrstvy V.Čechovič /1952, str. 23–24/ nazval „mangánové vrstvy“. Nový názov krtíšske vrstvy /D.Vass et al. 1979, str. 81/ zodpovedá pravidlám čsl. stratigrafickej terminológie.

K povrchu vystupujú v okolí Veľkého Krtíša a v pruhu od Plachtiniec po Ďurkovce a od Horných Strhár až do v. okolia Veľkých Zlievec. Ich hrúbka je 50–100 m. Ležia buď v nadloží vrstiev Medokýšneho potoka a v podloží vinických vrstiev, alebo sa s oboma menovanými vrstevnými celkami laterálne zastupujú.

Krtíšske vrstvy sú tvorené prevažne pieskami / pNk / žltohnedej, zelenosivej, sivej až belavej farby. Bývajú zvrstvené, často šikmo. Niekedy zvrstvenie narušuje bioturbácia. Podľa pomerného zastúpenia stabilných a nestabilných zložiek k ílovej základnej hmote ich M.Marková /1972/ zaraďuje do skupiny arkózových pieskov. Veľkosť stredného zrna Md kolíše

okolo 0,19 mm, stupeň triedenia je veľmi dobrý – hodnota So kolíše okolo 1,58, vápnitosť je nízka, v priemere 2,8 %. Asociácia ťažkých minerálov je pestrá s prevahou granátu /tab. 10/. V ľahkej frakcii je popri kremeň vysoký podiel živcov a malé množstvo úlomkov rezistentných hornín. V ťlovej frakcii prevláda montmorillonit, podradne je zastúpený illit a sporadicky kaolinit /M.Marková 1972/. V pieskovocho sú miestami

Tab. 10 Litologicko-petrografická charakteristika krtíšskych vrstiev, karpát /podľa M.Markovej 1972 upravil D.Vass/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Zastúpenie		
			Min. % v poz.vz.	Max. %	Celk.priemer f.m. zo 7 vz.
granát	7	7	12,7	57,2	37,83
apatit	7	6	0,2	0,6	0,28
turmalín	7	7	0,2	2,0	1,26
titanit	7	3	0,4	0,6	0,2
amfibol	7	6	0,2	6,3	1,33
biotit	7	7	0,2	2,0	0,8
chlorit	7	7	0,2	36,0	6,11
fosfát	7	1	0,4	0,4	0,05
karbonáty	7	4	0,3	3,3	0,8
rutil	7	7	0,2	3,5	1,3
staurolit	7	7	0,4	3,3	1,57
zirkón	7	4	0,2	0,7	0,25
epidot-zoizit	7	7	1,3	20,7	13,05
distén	7	5	0,4	0,9	0,40
pyrit	7	1	20,0	20,0	2,8
andaluzit	7	2	0,3	0,3	0,08
silimanit	7	3	0,2	0,4	0,11
tremolit	7	6	0,2	0,9	0,43
brokit	7	1	0,4	0,4	0,05
hyperstén	7	3	0,1	1,3	0,3
augit	7	2	0,4	0,5	0,13
ilmenit	7	5	1,02	2,52	1,09
leukoxén	7	6	0,7	7,7	3,71
limonit	7	3	0,3	28,0	0,43
psilomelan	7	2	5,0	56,7	0,88
úlomky hornín	7	6	1,6	8,1	3,5
CaCO ₃	7		1,95	3,5	2,8
Md	3		0,18	0,21	0,19
So	3		1,32	1,79	1,58

lavice pieskovca. Ich tmel býva kremitý. Sporadicky sa v nich vyskytujú vrstvičky ílu, hrubé 2–5 cm alebo interformačné závalky. Na báze sú miestami tenké polohy zlepenčov.

Piesky s drobnozrnnými zlepenkami /_kNk/ tvoria mapovateľnú polohu hrubú 0,5–2 m z. od obce Seľany a s. od obce Širák. Vystupujú v štrope krtíšskych vrstiev. Sú drobnozrnné. Dobre spracovaný valúnový materiál o priemere 0,2 cm, miestami až 1 cm tvoria valúniky kremeňa, kremenca, lyditov a rohovcov. V zlepenkoch sú závalky ílov. Tmel je prevažne piesčitý, železito-piesčitý.

Krtíšske vrstvy sú chudobné na organické zvyšky.

Ojedinele boli nájdené: *Chlamys opercularis*, Ch. aff. *multistriata*, Ch. cf. *sub-aquatus* Tour., *Chlamys* sp., *Arca* sp., *Leda pelucidaeformis*, *Natica* sp. a koralý /V. Čechovič 1952, str. 26, D. Vass et al. 1962/.

Sečianka

~~Vinické~~ vrstvy – vápnité aleurity až íly – šlír /_sNk/ a vápnité aleurity až jemnozrnné piesky /_sNk/

Vinické vrstvy doposiaľ neboli definované ako litostratigrafická jednotka. V lpeľskej kotline predstavujú hlavnú masu karpátu. Navrhovaný názov je odvodený od obce Vinica, v chatári ktorej predmetné vrstvy vystupujú na povrch, alebo sú zakryté kvartérnymi hlinami. Okrem toho vystupujú na povrch ešte ssv. od Bušinie, v. od Veľkých Zlievec, v. od Pôtra a Dolných Strhár, v j. a jv. okolí Modrého Kameňa, medzi Dolnými Plachtincami a Veľkým a Malým Krtišom; ďalej lemujú okraje Krupinskej planiny od Horných Strhár po Sečianky. Odkryté sú aj v údolí Berinčenského a Olvárskeho potoka a s. od obce Tešmak.

Ležia buď nad krtíšskymi vrstvami, alebo sa s nimi čiastočne laterálne zastupujú. Ostrá hranica je len tam, kde vrchnú časť krtíšskych vrstiev tvoria zlepence. V priestore šahanskej elevácie a za ňou sú nahradené vrstvami Medokýšneho potoka. Maximálna hrúbka vinických vrstiev je vo v. časti lpeľskej kotliny /100–130 m/.

Vinické vrstvy nemajú v lpeľskej kotline jednotný vývoj. Vo v. časti kotliny prevládajú vápnité íly a aleurity. Na ich báze je piesčitý obzor. Smerom na Z prechádzajú do pieskov a v okolí Olvárskeho samôta, sv. od Šiah dokonca so štrkovými polohami. Smerom na S a SZ pribúda v šlirových vrstvách piesčitá až drobnoštrková zložka /pri Dačovom Lome, vo vrte MV-14/.

Vápnité aleurity až íly /_sNk/ sú sivé a sivozelené, bridličnaté, črepinovito sa rozpadávajúce. Sú tvrdé, čiastočne diageneticky spevnené a nepravidelne piesčito laminované, čo predurčuje plochy

bridličnatého rozpadu. Priemerná hodnota stredného zrna Md je 0,023 mm, stupeň triedenia je zlý /3,03/. Vápnitosť kolíše od 1 % do 41,42 % resp. 55 %.

Vápnité aleurity, až jemnozrnné piesky /_sNk/ sú sivé, sivozelené a sú zvrstvené; na ich vrstevných plochách sú hojné šupiny slúd. Vrstevnatosť býva zvýraznená hrubou nepravidelnou bridličnatou odlučnosťou. Priemerná hodnota triedenia /So/ je 1,99; priemerná hodnota stredného zrna Md je 0,25 mm, priemerná vápnitosť – 15,71 % /tab. 11, M.Marková 1972/.

Asociácia ťažkých minerálov oboch litotypov vinických vrstiev je v tab. 11 a 12. V ľahkej frakcii prevláda kremeň, čiastočne vulkanogénny

Tab. 11 Litologicko-petrografická charakteristika vápnito-piesčitej fácie vinických vrstiev, karpát /podľa M.Markovej 1972/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Zastúpenie		
			Min. % v poz. vz.	Max. % v poz. vz.	Celk.priemer
granát	8	8	27,7	36,7	32,56
apatit	8	8	0,6	3,7	1,58
turalín	8	8	1,3	4,0	2,7
titanit	8	2	0,3	0,3	0,07
amfibol	8	7	1,7	13,4	5,01
biotit	8	8	0,7	11,7	4,3
chlorit	8	8	0,7	8,3	4,12
fosfát	8	4	0,7	7,3	1,52
karbonáty	8	7	2,7	2,7	4,76
rutil	8	8	0,7	6,7	2,58
staurolit	8	8	0,3	5,0	2,41
zirkón	8	8	2,3	15,0	5,96
epidot-zoizit	8	8	1,7	5,0	3,66
distén	8	7	1,0	3,7	1,87
pyrit	8	8	19,7	32,7	24,07
andaluzit	8	7	0,7	3,0	1,59
silimanit	8	2	0,3	0,7	0,12
ilmenit	8	1	4,8	4,8	0,60
pyrit.mikrof.	8	3	1,0	2,3	0,54
CaCO ₃	2		6,95	24,47	15,71
Md	6		0,11	0,37	0,25
So	5		1,59	2,74	1,99

živec, veľa je sfúd, prítomný je tiež glaukonit, prípadne vulkanické sklo /M.Marková l.c./.

Ílovú frakciu tvorí hlavne montmorillonit, menej je illitu, z ostatných ílových minerálov je v nepatrnej miere zastúpený kaolinit.

Popri opísaných litotypoch sú vo vinických vrstvách sporadické výskytu ďalších dvoch typov hornín:

Ryodacitové tufy a tufity /^{tu}Nk/ tvoria polohy hrubé 1-2 m /D.Vass-R.Gabčo 1964b, str. 133/. Sú odkryté v roklinách sz. a sv. od Vinice, j. od Klenian. Sú svetlosivé, so šupinkami biotitu.

Tab. 12 Litologicko-petrografická charakteristika vápnitých aleuritov a ílov vinických vrstiev, karpát /podľa M.Markovej 1972 upravil D.Vass/

	Počet anal. vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Zastúpenie		
			Min. % v poz. vz.	Max. % v poz. vz.	Celk.priemer f.m. z 10 vzoriek
granát	10	10	0,7	39,7	12,15
apatit	10	6	0,3	1,0	0,42
turmalín	10	7	0,4	1,5	0,67
titanit	10	2	0,3	0,4	0,07
amfibol	10	6	0,3	2,0	0,48
biotit	10	3	0,3	54,0	2,25
chlorit	10	10	0,7	56,3	17,89
fosfát	10	8	0,5	3,6	1,16
karbonát	10	8	2,0	31,2	7,22
rutil	10	6	0,7	1,7	0,63
staurolit	10	9	0,3	2,0	1,13
zirkón	10	5	0,4	2,3	0,59
epidot-zoizit	10	2	0,4	3,7	0,41
distén	10	2	0,3	0,6	0,09
pyrit	10	5	10,0	37,2	11,59
andaluzit	10	1	0,2	0,2	0,02
hyperstén-augit	10	6	0,3	1,4	0,39
ilmenit	10	2	0,7	0,8	0,15
leukoxén	10	3	0,8	2,2	0,52
limonit	10	3	0,3	10,7	1,17
sfuda	10	10	0,3	54,0	4,88
úlom.mikrof.	10	1	68,8	68,8	6,88
CaCO ₃	8		2,53	41,42	13,53
Md	8		0,006	0,055	0,02
So	4		2,16	4,40	3,03

V asociáciách ťažkých minerálov biotit sprevádza zirkón, apatit a ilmenit. Podstatné zložky horniny sú úlomky fluidného a bublinkového vulkanického skla /index lomu 1,498/, plagioklas - andezín a vulkanogénny kremeň. Tufity obsahujú terigénnu prímes, ktorú predstavuje klastický kremeň, živec, sludy, granát a autigénny chemogénny karbonát /M.Marková 1964a, str. 135 - 136/.

Diatomity a diatomitické íly / d_{10}^{Nk} / vystupujú v z. časti Ipelskej kotliny, sz. od Ipelského Predmostia. Sú jemne bridličnaté až lístkovitého rozpadu, svetlosivé. Vertikálne i horizontálne prechádzajú do šlírov. Ich podstatnou zložkou je SiO_2 biogénneho pôvodu /huby, rozsievky/. Terigénnu prímes reprezentujú komponenty zistené v tufitoch a úlomky svorov, Vulkanické sklo chýba, pravdepodobne zásluhou rozsievok, ktorého biogénne rozložili /M.Marková 1964a, str. 136/.

Vinické vrstvy obsahujú bohaté spoločenstvá fosílnych morských organizmov.

Z mäkkýšov majú stratigrafický význam druhy: *Cuspidaria wolfi*, *Chlamys malviniae*, *Hinia hoernesii*, *Turris annae*, *Vexillum dimidiatum*, *Mitrella falax* /A.Ondrejčková 1967/.

Z bohatých spoločenstiev foraminifer uvádzame len druhy typické pre karpát: *Uvigerina graciliformis*, *U.parkeri breviformis*, *Hopkinsina compressa*, *Globigerina concinna*, *Bolivina hebes*, *B. miocenica*, *Brizalina dilatata*, a i. /V.Kantorová 1962, 1964, 1965/; musíme podotknúť, že niektoré z nich boli zistené aj v otnangu /F.Rogl et al. in A.Papp et al. 1973, str. 300/.

Spoločenstvá vápnitej nanoflóry, menovite formy: *Coccolithus pelagicus*, *Heliosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *Reticulofenestra excavata*, *Umbilicosphaera jafari* /R.Lehotayová in R.Lehotayová - M.Harman 1974, str. 17 a R.Lehotayová 1975/ umožňujú korelovať karpát Ipelskej kotliny so štandardnou nanoplanktonickou zónou NN4.

Spoločenstvá peľových zŕn a spór sú hojné, študovala ich E.Planderová /1960, 1962, 1963/.

Spoločenstvo zodpovedá spodnej časti mikrofloristickej zóny MF3 /E.Planderová 1978/; má subtropický charakter a je blízke vrchnootnanskému spoločenstvu.

Báden

Horniny bádenu prevažne vo vulkanosedimentárnom vývoji budujú oblasť Krupinskej planiny v priemernej mocnosti 200 - 500 m; najväčšiu hrúbku okolo 800 m dosahuje báden vo vnútornejších častiach planiny /oblasť krupinskej depresie/. Hranicu medzi Ipelskou kotlinou a horninovým kom-

plexom bádenu Krupinskej planiny tvorí výrazný morfológický stupeň do 200 m; ktorý reprezentuje jeho denudačný okraj. Vulkanické komplexy sú členené hlboko zarezanými údoliami, ktoré vyúsťujú pri j. okraji planiny pri prechode do lpeľskej kotliny.

Horniny bádenu sú uložené diskordantne a transgresívne na svojom podloží. Pri južnom okraji a v oblasti strhársko-trenčskej prepadliny leží báden na karpate redukovanom denudáciou a na vrchnom otnangu; v smere k S a SZ báden prechádza do transgresívneho uloženia na paleogéne až vrchnej kriede alebo na perme až jure.

Báden je na základe litologických a biostratigrafických kritérií členený na nasledujúce litostratigrafické jednotky:

Spodný báden /spodná časť/

bazálne súvrstvie

formácia Vinica – Príbelce

Spodný až vrchný báden /vyššia časť/

formácia Čelovce – Opava

formácia Lysec

Bazálne súvrstvie

/príbelské vrstvy v zmysle D.Vassa 1977/ – pNb

Vystupujú v nesúvislom vývoji pri j. denudačnom okraji Krupinskej planiny v priemernej hrúbke 15–20 m; najväčšia hrúbka okolo 80 m je zistená v oblasti strhársko-trenčskej depresie /vrt M-4 pri Dolnej Strhovej/.

Bazálne súvrstvie sa vyznačuje pestrým faciálnym vývojom so zastúpením nasledujúcich litofácií: tufitické piesky, drobnozrnné zlepenice, intraformačné brekcie a zlepenice, ryodacitové tufy a tufity, andezitové epiklastiká, peliticko-aleuritické tufity, riasové tufitické a piesčité vápenice.

Tufitické piesky – predstavujú hlavnú litofáciu; sú sivozele-né-sivomodré, priemerná zrnitosť 0,36 mm, priemer zrna $M\phi = 1,74$; triedenie $So = 1,38$ /podľa P.D.Traska/, je veľmi dobré, podľa R.L.Folka a W.C.Warda patria do skupiny dobre až mierne triedených sedimentov s priemernou hodnotou $\phi = 1,03$ /tab. 15, krivka 1/.

V asociácii ťažkých minerálov je okrem minerálov kryštalických bridlíc /staurolit, turmalín, distén, silimanit; pozri tab. 13/ zvýšený podiel minerálov vulkanogénneho pôvodu /biotit, plagioklas, kremeň/.

V pieskoch sú prítomné polohy drobných štrkov /do 50 cm/, ktoré tvoria ploché telesá a šošovky alebo výplň erózných kanálov. Prevládajú valúny kremencov, rohovcov, kremitých a grafitických bridlíc, svorov,

Tab. 13 Ťažké minerály základných litotypov bazálnych vrstiev bádenu /a/ podľa M.Markovej 1967 str. 183, b/ až c/ podľa V.Konečného 1970. Granulometrické parametre pieskov príbelských vrstiev podľa D.Vassa /nepublik./ a A.Čermekovej /1976 dipl. práca/

	a	b	c	d	e
	%	%	%	%	%
granát	50,6	9,8	1,5	7,4	23,0
turmalín	1,8	1,6	0,3	1,2	1,4
amfibol	25,5	3,3	63,6	34,6	0,6
biotit	3,4	0,8	12,1	0,8	8,6
chlorit	2,6				3,4
rutil	1,2	9,0	0,3		1,7
staurolit	3,0	0,8	0,3		0,3
zirkón	1,3	2,0	2,1	0,4	7,8
epidot-zoizit	6,9	7,8			5,2
andaluzit	2,6				
apatit		0,8	4,6	0,8	4,6
distén		0,8			
anatas					0,4
pyroxén /hyperstén/		5,7		17,9	4,4
tremolit					
silimanit					
titanit					0,1
karbonáty			0,3		12,4
fosfáty					
korund					
nepriesvitné minerály					
limonitizované a premenené		20,0	9,1	19,1	7,7
ilmenit		4,5			
magnetit		28,5	4,6	16,7	15,0

	počet analýz	min. %	max. %	priemer %
Md	50	0,14	0,80	0,36
So	50	1,10	2,42	1,38
M Ø	15	0,43	2,72	1,74
δ Ø	15	0,36	1,91	1,03

- a/ priemerné hodnoty z viacerých lokalít tufitických pieskov
b/ tufitické piesky od Horných Strhár
c/ pemzovo-popolové ryodacitové tufity
d/ epiklastické sedimenty pyroxén-amfibolického andezitu
e/ peliticko-aleuritické tufity

rúl, granitoidov, podradne valúny tufov /V.Konečný 1970b, D.Vass 1977/. Hlavný obsah predstavujú valúny spodnotriasových hornín, prítomné sú tiež valúny paleozoika a kryštalinika.

Intraformačné brekcie a zlepenice – sú tvorené valúnmi a fragmentmi /jemnozrnné tufy a tufitické fľovce/ utopenými v základnej piesčitej hmote; predstavujú výplň erózných kanálov a sutinové prúdy.

Ryodacitové tufy a tufity – vystupujú ako vložky, útržky alebo závalky, zriedka polohy do 2 m v tufitických pieskoch. Materiál je tvorený úlomkami pemz, vulkanického skla, plagioklasu, amfibolu, biotitu a hypersténu v aleuriticko-pelitickej až fľovitej základnej hmote. Petrograficky náleží ryodacitom až dacitom.

Epiklastické uloženiny v hrúbke do 5 m sú tvorené piesčitými tufmi až tufitmi s úlomkami pemz, valúnmi andezitov a hornín predvulkanického podložia. Vystupujú na báze bazálneho súvrstvia sv. od obce Pôtor. Petrograficky zodpovedá materiál pyroxenicko-amfibolickému andezitu s biotitom. U časti valúnov je konštatovaná deformácia a mierne zväčšenie pemzových fragmentov. V ťažkej frakcii je okrem amfibolu, biotitu, hypersténu zistená prítomnosť granátu, turmalínu a ďalších minerálov kryštalických bridlíc /tab. 13/.

Peliticko-aleuritické tufity s vložkami slienitých pelitov v hrúbke do 50–60 m. Zastupujú bazálne súvrstvie v západnej časti regiónu; vo východnej časti vystupujú v nadloží tufitických pieskov. Z minerálov vulkanogénneho pôvodu je konštatovaný pyroxén, amfibol, biotit. Nevulkanická asociácia minerálov je blízka sedimentom karpátu /tab. 13/. U piesčitej frakcie je triedenosť dobrá, u pelitickej je nízka.

Sedimenty sú fialovosivej až sivomodrej farby, často s lastúrnatým lomom, vyznačujú sa mikrogradačným zvrstvením. V asociácii minerálov vulkanogénneho pôvodu je konštatovaný amfibol, biotit, pyroxén. Nevulkanická asociácia je blízka sedimentom karpátu /tab. 13/.

Riasové, tufitické a piesčité vápence – tvoria izolované výskyty sv. od Pôtra, pri Kosihoenciach, pri Vinici a Kleňanoch.

Vápence sú svetlosivé, tufitické, piesčité a vrstevnaté.

Formácia Vinica – Príbelce /V.Konečný 1970b/

Produkty tejto formácie vystupujú v úzkom pásme pri j. okraji Krupinskej planiny v šírke od niekoľko 100 m do 5 km. Pokračovanie produktov

formácie v smere k S až SV v podloží mladších formácií bolo potvrdené vrtnými prácami /CK-1, MV-14, GK-4/. Vyklinenie komplexov v uvedenom smere sa predpokladá na reliktoch ladziansko-pliešovskej elevácie. Vo východnej časti územia sú produkty formácie potvrdené vrtmi v rámci strhársko-trenčskej prepadliny. Pôvodné rozšírenie južným smerom bolo zredukované denudáciou; predpokladá sa pôvodná nadväznosť na Kováčovské kopce a Börzsöny.

Najväčšia hrúbka formácie je v priestore medzi Medovarcami a Cerovom /cca 350 m/, ktorá predstavovala hlbšiu časť sedimentačného priestoru, v smere k východu s prechodom do plytkého litorálneho pásma sa hrúbka znižuje až niekoľko desiatok metrov. V oblasti santovsko-túrovského chrbta sú mocnosti 50–100 m.

Vulkanizmus /formácie/ sa vyznačoval aktivitou prevažne extruzívneho typu z väčšieho typu erupčných centier s výraznou väzbou na zlomové pásmo smeru SV–JZ. Andezitové telesá v priebehu výstupu podliehali v prevažnej miere brekciácii a dezintegrácii.

Vulkanická aktivita prebiehala v submarinnom prostredí v pásme sublitorálu až litorálu, čo predstavovalo ďalší fraktor, ktorý podstatne ovplyvnil výsledný litologický typ.

Vzhľadom na priestorové rozloženie produktov k erupčivnému centru a litofaciálny typ sú vymedzené charakteristické zóny.

Zóna erupčných centier

Zahŕňa prírodné systémy formácie /extrúzie, dajky/ a pásmo zbrekčovateného materiálu v ich bezprostrednom okolí. Andezitové telesá sa vyznačujú izometrickým až eliptickým prierezom, prípadne s výraznejšou orientáciou v jednom smere. Priemerné rozmery telies od 8–10 m do 120–150 m, maximálne do 250 m. V podradnej miere sú prítomné typické dajky v šírke do 20 m a maximálnej dĺžke 50 m.

Z hľadiska úrovne, v ktorej dochádzalo k brekciácii, sú rozlíšené genetické typy:

a/ Telesá intruzívnych brekcií, u ktorých proces brekciacie prebiehal v hlbších podpovrchových úrovniach. V úrovni súčasného denudačného zrezu sú sedimenty strmo prerázané telesami chaotických brekcií. Na povrchu /t.j. v úrovni pôvodného morského dna/ telesá uvedeného typu prechádzajú do uloženín brekciovitých prúdov. U intruzívnych brekcií je charakteristický vysoký stupeň vesikulácie materiálu, hojné úlomky bočných a podložných sedimentov a zvýšený stupeň kompaktnosti základnej hmoty.

b/ Extruzívne dómy – proces brekciácie sa pri výstupe telesa uskutočnil v bezprostredne podpovrchových až povrchových úrovniach a na morské dno bola extrudovaná masa zbrekciovateného materiálu. Niektoré telesá pokračovali v raste na morskom dne ako submarinné dómy uprostred produktov vlastnej dezintegrácie.

Pásma brekcií vo vrchných častiach extrúzií sú charakteristické vysokou angularitou fragmentov a nízkym obsahom detritickej základnej hmoty. V smere nižšie je postupný prechod do zbrekciovateného až masívneho andezitu. Na periférii telies je pozorované prstovité prenikanie zbrekciovateného materiálu, uzatváranie úlomkov až blokov bočných sedimentov.

c/ Andezitové dajky – charakteristické sú výrazným prevládajúcim dĺžky nad šírkou. Brekcia je viazaná len na okrajové časti telies.

Zóny prifaľlé k erupčivým centráľm

Zahŕňajú v prevahe uloženiny hruboúľomkovitého až blokového materiálu, pochádzajúceho z dezintegrácie a brekciácie andezitových telies. Podradne sa na stavbe faciálnych komplexov podieľajú fácie drobnozrnného epiklastického materiálu.

Hruboúľomkovité až blokové chaotické brekcie /^eNbV/_{be} – predstavujú akumulácie hruboúľomkovitého materiálu, ktoré asociujú buď s jedným erupčivým centrom /napr. teleso Stráž/, alebo častejšie s väčším počtom centier. Brekcie sú tvorené úľomkovitým materiálom priemernej veľkosti 10–30 cm, ojedinele bloky do 2–3 m. Fragментy sú prevažne angulárne až subangulárne, podradne sú prítomné subsférické fragmenty spravidla silne vesikulované. Základná hmota je tvorená drobným klastickým materiálom a kryštaloklastmi plagioklasu, amfibolu, pyroxénu, akcesóriami /magnetit, apatit/ a úľomkami skla. Uloženie je chaotické, materiál je netriedený. Telesá brekcií, ktoré reprezentujú etapy náhlejšej deštrukcie, sú oddeľované vložkami až polohami redeponovaného materiálu.

Hruboúľomkovité chaotické brekcie submarinných brekciových prúdov /^eNbV/_{bp} – asociujú s erupčivými centrami typu intruzívnych brekcií. Predstavujú orientované telesá hrubé od niekoľko metrov do 15–20 m so sledovanou dĺžkou do 2 km. Hlavný obsah tvoria fragmenty priemernej veľkosti 5–15 cm, podradne bloky do 0,5 m. Fragmenty s nevesikulovanou stavbou /spravidla primárne subsférické/ výrazne prevládajú nad fragmentmi s nižším stupňom vesikulácie,

ktoré sú subangulárne až angulárne. Základná hmota je zrnitá, tvorená úlomkami s vesikulovanou stavbou a kryštaloklastmi vulkanogénnych minerálov /plagioklas, pyroxén, amfibol/ a akcesóriami /magnetit, apatit/ a úlomkami skla.

Fragmenty v základnej hmote sú neostré; pozorovať v nej zvýšenú konsolidáciu a kompakciu, ako i vysoký stupeň oxidácie. Uvedené skutočnosti poukazujú na transport a depozíciu materiálu v horúcom stave. Petrograficky je preukázaná monomiktnosť materiálu.

Uvedené telesá zodpovedajú v zmysle Parsona 1960 „brekciovým prúdom“, ktorých transport sa uskutočnil v subakválnom prostredí.

Hruboúlomkovité chaotické brekcie submarinných bahnitých prúdov /lahárov/ /^eNbV/ – predstavujú jednosmerne orientované telesá, hrubé 30–40 m so sledovanou dĺžkou do 5 km. Styk bázy s podložnými sedimentmi má charakter ostrého kontaktu s príznakmi erodovania podkladu. Na rozdiel od brekciových prúdov uloženie materiálu je chaotické. Okrem fragmentov angulárneho až subangulárneho charakteru je prítomný tiež materiál vyššieho stupňa opracovanosti resp. ováľané bloky do veľkosti 6 m. Základná hmota sa vyznačuje vyšším obsahom ílovitej zložky, prítomné sú úlomky morskej fauny a valúny neovulkanických hornín. Petrograficky je materiál polymiktný, nálezí niekoľkým varietám pyroxenických a amfibol-pyroxenických andezitov.

V rámci lahárov je možné bližšie špecifikovať „studené laháry“ s vysokým obsahom ílovitej zložky, vysokou opracovanosťou materiálu a neprítomnosťou termického efektu na podložné sedimenty a „horúce lahárové prúdy“ s prevahou monomiktného materiálu, vyšším stupňom oxidácie a kompaktie a s termickým účinkom na podložné sedimenty.

Laháry posledného typu sa blížia uloženinám brekciových prúdov. Ich mobilizácia sa uskutočnila na rozdiel od studených lahárov v bezprostrednej súvislosti s vulkanickou aktivitou, extruzívno-explozívneho typu.

Drobné úlomkovité až hruboúlomkovité, slabo triedené brekcie s piesčito-tufovou základnou hmotou /^eNbV/ – sú produktmi deštrukcie primárnych uloženín chaotických brekcií s redepozíciou pôvodného materiálu, pričom vznikli horniny epiklastického typu. Uloženiny tohto typu sú rozšírené predovšetkým pri periférii primárnych akumulácií. Klastický materiál priemernej veľkosti 5–20 cm nesie výrazné znaky transportu /je subangulárny až suboválny/, základná hmota sa vyznačuje vyšším podielom ílovitej zlož-

ky a v pomere ku klastickému materiálu prevláda /cca 70–80 %/. Zvrstvenie a slabé triedenie poukazuje na opakovanie štádií prínosu a depozície materiálu.

Polohy hrubozrnných epiklastických pieskovcov /^eNbV/ /s drobným klastickým materiálom/ – nachádzajú sa v blízkosti eruptívnych centier len rudimentárne, ich hrúbka a plošný rozsah narastajú v smere k okraju zóny, čo je sprevádzané zjemňovaním zrnitosti materiálu.

Zóny vzdialené od eruptívnych telies

Obsahujú prevažne fácie redeponovaného epiklastického materiálu rozložené externe od primárnych akumulácií chaotických brekcií. Vo východnej časti regiónu v sublitorálnej až litorálnej zóne /v. od Príbeliec/ je rozšírená fácia epiklastických vulkanických brekcií – zlepencov slabotriedených /^eNbV/ so slienito-piesčitou tufitickou základnou hmotou. Uloženíny /^{bk} sa vyznačujú slabotriedeným materiálom /prevládajú fragmenty vo frakcii 5–25 cm, ojedinele balvany do 0,5 m/, ktorého opracovanosť kolíše od angulárnych fragmentov do suboválnych. V základnej hmote je značný podiel ríovitej zložky. Textúry hrubého gradačného zvrstvenia a slabá triedenosť poukazujú na dlhší /nie jednorazový/ proces depozície.

Polohy epiklastických vulkanických zlepencov /^{ek} /^eNbV/ so slienito-piesčitou tufitickou základnou hmotou sú charakteristické pre východnú časť regiónu pre prostredie litorálu až plytšieho sublitorálu /oblasť Modrý Kameň – Pôtor/ a ďalej pre splytčené oblasti nad Santovsko-túrovským chrbtom. Z granulometrického hľadiska sú rozlíšené: a/ hrubé zlepence /vo frakcii 10–25 cm/, b/ drobné zlepence /do 10 cm/.

Jemnozrnné až strednozrnné piesčité tufity /váp-
nité a neváp-
nité/ s drobným klastickým materiálom /^{tu} /^eNbV/ – dosahujú väčšie hrúbky v západnej časti formácie /oblasť Kosihovce – Hrušov/, ktorá predstavovala relatívne hlbšiu časť sedimentačného priestoru v pásme sublitorálu.

Hlavný obsah je tvorený piesčitými tufitickými sedimentmi s premenlivým obsahom vápnitejších aleuritov. Pravidelnou zložkou je drobný klastický andezitový materiál s variabilným stupňom opracovanosti, pod-

Tab. 14 Ťažké minerály

Názov minerálu	1	2	3	4	5	6	7	8
	%							
hyperstén	4,4	11,76	0,44	15,56	—	47,30	59,03	34,17
amfibol.zel.	0,6	0,90	80,30	36,79	73,80	9,91	14,52	45,73
amfibol.hn.	—	—	0,88	0,47	—	—	1,29	0,50
biotit	8,6	0,68	1,79	—	—	3,16	—	—
augit	0,3	—	—	22,64	—	15,32	3,23	—
granát	23,0	12,90	9,29	—	0,2	—	0,32	0,50
zirkón	7,8	4,30	0,88	—	0,5	—	—	—
magnetit	15,0	34,85	0,44	—	20,7	2,25	0,32	0,50
ilmenit	—	—	2,20	—	—	—	1,29	—
staurolit	3,0	0,90	—	—	—	—	—	—
rutil	1,7	0,68	0,44	—	—	—	—	—
apatit	4,6	0,68	0,88	0,47	4,8	—	2,26	0,50
turmalín	1,4	1,13	0,88	—	—	—	—	—
silimanit	0,1	—	0,44	—	—	—	—	—
distén	—	—	—	—	—	—	—	—
chlorit	3,4	—	—	—	—	—	—	—
karbonáty	12,4	0,45	—	—	—	—	—	—
epidot-zoizit	4,8	8,37	—	—	—	—	—	—
anatas	0,4	—	—	—	—	—	—	—
klinozoisit	0,4	—	—	—	—	—	—	—
titanit	—	0,23	—	—	—	—	—	—
limonitiz.tm.min.	8,4	3,17	2,20	16,05	—	12,77	12,26	5,50
kaolinitiz.min.	—	19,0	0,88	8,02	—	6,30	5,48	11,56
	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %

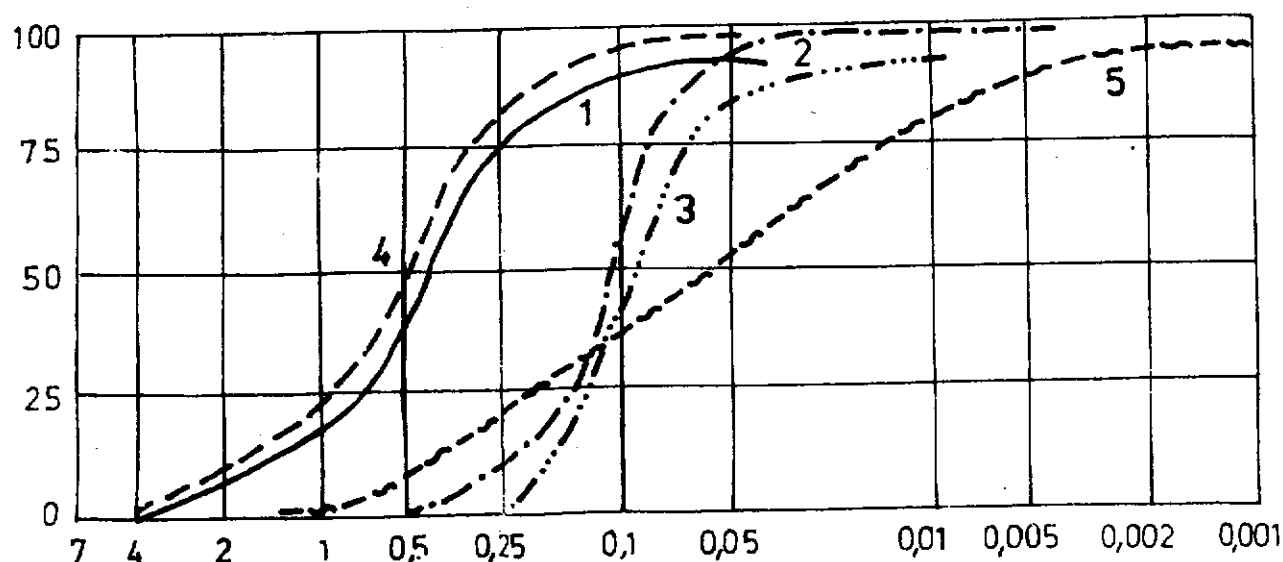
Zoznam lokalít:

- 1 – aleuriticko-psamitické piesčité tufity /lok. pri obci Čelovce/;
- 2 – peliticko-aleuritické tufity /lok. Pod Stráž k. 385,2/;
- 3 – tufitické piesky – báza formácie Čelovce – Opava /lok. Bučina/;
- 4 – strednozrnné až hrubozrnné epiklastické pieskovce s andezitovými valúnmi /lok. s. okraj obce Brusník/;
- 5 – vitrokryštálový tuf /lok. Lentvorský mlyn v podloží laháru II/;
- 6 – epiklastické pieskovce so zlepenkami /lok. Dol. Strehová/;
- 7 – poloha peliticko-aleuritických sedimentov v rámci j. súvrstvia jemnozrnných epiklastických pieskovcov /lok. Dol. Strehová/;
- 8 – strednozrnné až jemnozrnné epiklastické pieskovce s valúnmi andezitu /lok. pri k. 199,8 s. od Dol. Strehovej/

radne je prítomný nevulkanický materiál. Bežné sú textúry gradačného a krížového zvrstvenia.

Sedimenty sú tvorené úlomkami plagioklasu, kremeňa /s undulóznym zhášaním/, hypersténu, amfibolu, augitu /priemerná veľkosť úlomkov je 0,08 – 0,24 mm/. Ďalej sú prítomné úlomky andezitu, pelitu /karpatské šlíry/, kryštalických bridlíc a kremencov. Úlomky priemernej veľkosti 0,3 mm sú zaoblené. Cementujúca hmota je tvorená jemnozrnitejším karbonatizovaným chloritizovaným detritom. Struktúra je litokryštaloblastická s aleuriticko-pelitickým cementom.

Zrnitostná krivka /tab. 15, krivka č. 3/ zodpovedá dobre triedenému sedimentu / $S_o = 1,63$ /, $Md = 0,08$ mm charakterizuje sediment aleuritického typu. Analýza ťažkých minerálov /tab. 14, stĺpec 1/ poukazuje na podstatný prínos nevulkanických minerálov z oblasti obnaženého predvulkanického podložia.



	1	2	3	4	5
P_{10}	1,40	0,18		1,50	0,38
Q_1	0,80	0,14	0,15	0,85	0,19
Md	0,45	0,12	0,098	0,50	0,055
Q_3	0,20	0,08	0,20		0,013
S_o	2,0	1,25	1,47	1,68	3,82
Sk	0,79	0,85	1,08	1,02	0,82

Tab. 15 Zrnitostné krivky vulkanicko-sedimentárnych hornín. 1 – sv. od obce Pôtor, strednozrnný tufitický piesok /bazálne súvrstvie – príbelské vrstvy/, 2 – Lipiny pri obci Pôtor, strednozrnný tufit /formácia Vinica – Príbelce/, 3 – pri obci Čelovce, aleuritický tufit /formácia Vinica – Príbelce/, 4 – pri obci Hrušov, strednozrnný epiklastický vulkanický pieskovec /formácia Celovce – Opava/, 5 – pri Lentvorskom mlyne, vitrokryštalový tuf s pemzami /formácia Lysec/

Jemnozrnné až pelitické vápnité a nevápnité tufity / $\text{tu}^{\text{e}}\text{NbV}$ / – rozšírené sú hlavne v jz. časti územia v nadloží bazálnych súvrství. Tvoria tiež polohy vo vrchnej časti formácie od niekoľko dcm do 3–4 m. Prítomnosť *Ammusia denudata* /D.Vass 1964/ poukazuje na neritické prostredie.

Mikroskopicky sú sedimenty tvorené úlomkami plagioklasu, pyroxénu, amfibolu; úlomkami kryštalických bridlíc, karbonátov, kremencov, úlomkov morskej fauny /silicispongií a pod./ a ďalšími minerálmi nevulkanického pôvodu /tab. 14, stĺ. 2/. Cement je tvorený jemnozrnnjším kalovým detritom, ktorý je limonitizovaný, karbonatizovaný a chloritizovaný. Piesčitý podiel je vo frakcii 0,5–0,05 mm, pelitická zložka je vo frakcii 0,05–0,002 mm s nižším stupňom triedenia. Prítomnosť nevulkanických minerálov a hornín poukazuje na znos z oblasti predvulkanického podložja.

Formácia Čelovce – Opava /V.Konečný 1970/

Po období dočasnej regresie mora z východnej časti regiónu /v ktorom došlo k čiastočnej denudácii spodnej formácie Vinica – Příbelce/ je aktivovaný explozívny vulkanizmus pyroxenického andezitu s erupčivým centrom pri obci Čelovce.

Aktivita obnoveného vulkanizmu spadá do obdobia nového postupu mora k východu, ktoré nedosiahlo pôvodný rozsah /oblasť východne od Čeloviec mala charakter limnicko-fluviálny a severnejšie suchozemský/. V priebehu explozívnej činnosti bola vybudovaná rozsiahla stavba, tvorená v prevahe pyroklastickým materiálom, ktorá prekryla faciálne komplexy podložnej formácie. Najväčšie hrúbky vyše 250 m dosahuje formácia vo vnútornejších častiach Krupinskej planiny /oblasť krupinskej depresie/, ktorá predstavovala akumulčný priestor. V smere k SV sú produkty formácie prekryté pod mladšou formáciou Lyseckou. Z južnej strany primárna vulkanická stavba podľahla v značnej miere denudácii /denudačný okraj sa priblížil k oblasti erupčívneho centra/. Pri nápadnom znížení hrúbky formácie v oblasti Santovka–Túrovce mala podstatnú úlohu elevačná štruktúra podložja.

Uloženie produktov tejto formácie na podložnú formáciu Vinica – Příbelce má vo v. časti regiónu povahu diskordantného styku, ktorý je reprezentovaný rozšírením polohy tufitických pieskov v nadloží denudovaných faciálnych jednotiek formácie Vinica–Příbelce. V západnej časti územia diskordancia nie je zreteľná, prerušenie morského režimu nie je možné preukázať.

Tufitické piesky s polohami valúnov andezitu a hornín predvulkanického podložia / ${}^{\text{e}}\text{NbC}$ / – v priemernej hrúbke 2–15 m sú rozšírené na báze formácie pri južnom denudačnom okraji od Ipeľských Úľan po Hornú Strehovú. Fácia je tvorená rozpadavým vytriedeným pieskom s vulkanickou substanciou vo frakcii ťažkých minerálov a tiež v podobe valúnov redeponovaného materiálu z podložnej formácie Vinica – Príbelce. Asociácia nevulkanických minerálov poukazuje na znos z terénov budovaných kryštalickejšími bridlicami /tab. 14, stl.3/. Vo valúnoch nevulkanických telies prevládajú kremence, kryštalickejší bridlice /pararuly, svory, tufity/ a metamorfované granodiority.

Poloha tufitických pieskov na báze formácie predstavuje produkt fluviálneho znosu prevažne z terénov, tvorených horninami predvulkanického podložia. Materiál sa uložil na denudovanom povrchu formácie Vinica – Príbelce vo fluviálno-limnickom až suchozemskom prostredí.

V priebehu bezprostredne nasledujúcej explozívnej aktivity bola vytvorená plošne rozsiahla vulkanická štruktúra s charakteristickým rozložením vulkanosedimentárnych facií vzhľadom k pozícii eruptívneho centra. Z tohto hľadiska rozlišujeme: centrálnu vulkanickú zónu /s koncentráciou eruptívnych centier a explozívnymi produktmi v ich bezprostrednom okolí/, prechodnú vulkanickú zónu /s prevahou hruboúlomkovitého pyroklastického materiálu/ a periférnu vulkanickú zónu /s prevahou redeponovaného epiklastického materiálu/.

Centrálna vulkanická zóna

Situovaná je v širšom priestore jv. od obce Čelovce. V tejto oblasti, ktorá sa ocitla v blízkosti denudačnej hranice neovulkanických komplexov Krupinskej vrchoviny, je celý rad vypreparovaných telies dajkového a nekového typu.

Vulkanické neky – sa vyznačujú zhruba kruhovitým až eliptickým prierezom s rozmermi maximálne 120–160 m. Nekové telesá vystupujú uprostred jemnozrnných a pelitických tufitov staršej formácie Vinica – Príbelce ako výrazné morfológické tvary. Zo štúdia vnútornej stavby /napr. nek pri obci Čelovce/ vyplýva, že nekové teleso je v prevahe tvorené brekciami, ktoré sú prerázané početnými dajkami prevažne so strmým priebehom.

Na základe magnetického a elektrického profilovania /J.Hricko – M. Fillo et al. 1969/ sa neky zobrazili ako nevodivé, izometrické až eliptické telesá, ktoré podľa anomálií ΔT boli rozlíšené na kladné, záporné

a kombinovane magnetizované. Kombinované neky sú tvorené kladne magnetizovaným plášťom a vnútorným záporne magnetizovaným jadrom.

Andezitové dajky – prevažne úzko priestorovo asociujú s vulkanickými nekmi. Dajky sa všeobecne vyznačujú malými rozmermi s dĺžkou maximálne do 30 m.

Chaotické explozívne brekcie /brekcie vulkánskeho typu/ $\text{P}_{\text{NbC}}^{\text{be}}$ uložené v bezprostrednom okolí erupčných centier /Dedova hora, k. 473,8 – Bagdove prielohy, k. 473,4/ sú tvorené pyroklastickým materiálom. Hlavný objem tvoria fragmenty priemernej veľkosti 3–15 cm, podradne do 0,5, prevažne s napenenou stavbou a drsnejším sklovitým povrchom, časté sú textúry typu „chlebovej kôry“. Podstatnú časť tvoria primárne sférické fragmenty až charakteru bômb, podradne sú prítomné fragmenty angulárne, ktoré pochádzajú z dezintegrácie andezitových telies. Sporadicky sú prítomné úlomky triasových kremencov.

Základná hmota je struskovo-lapillová, na styku s fragmentmi sú príznaky spekania až aglutinovania. Prítomnosť hnedého skla /sideromelan/ a palagonitizácie – poukazuje na kontakt s vodným prostredím. Petrograficky náleží materiál pyroxenickému andezitu a v prevahe je pyroklastický typ. Ojedinele sú prítomné úlomky s holokryštalickou základnou hmotou mikrodioritového typu, ktoré pochádzajú z disruptionie pevných telies z hlbších subvulkanických úrovní.

Materiál je uložený chaoticky, lokálne sú náznaky gradačného zvrstvenia, ktoré poukazujú na kolísavú intenzitu erupcií.

Uloženie uvedeného typu sú produktom vulkánskeho a strombolského typu, podradne prebiehali explózie freatického typu, ktoré vynášali na povrch úlomky podložia.

Prechodná vulkanická zóna

Na stavbe uvedenej zóny, ktorej fácie sú rozložené okolo erupčívneho centra, sa v prevahe podieľa hruboúlomkovitý materiál pyroklastického typu. V podradnej miere sú prítomné polohy epiklastického materiálu, ktoré spravidla oddeľujú jednotlivé telesá pyroklastických brekcií.

Podstatná časť hruboúlomkovitého materiálu v rámci zóny je zahrnutá do komplexnej fácie: hruboúlomkovité chaotické brekcie vcelku P_{NbC} . Dôvodom je znížená možnosť vyčleniť a kartograficky vyjadriť jednotlivé litologické jednotky v danej mierke. Brekcie sú tvorené uloženinami pyroklastických prúdov lahárov, podradne redeponovaným materiálom.

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov /^PNbC/_{bp} – predstavujú charakteristickú fáciu prechodnej zóny. Uloženie pyroklastických prúdov sa vyznačujú súborom nasledujúcich znakov:

a/ Brekcie tvoria kontinuálne telesá s maximálnou dĺžkou do 60 m a sledovanou dĺžkou do 20 km od erupčívneho centra.

b/ Pyroklastický materiál hlavne vo frakcii 5–30 cm, podradne bloky do 0,5 m, tvorí viac ako 80 %. Sporadicky sú prítomné úlomky starších častí stavby a podložia.

c/ Základná hmota je tufovo-lapilová s príznakmi zvýšenej konsolidácie až spekania s drobným pyroklastickým materiálom. Základná hmota tvorí 20–40 % celkového objemu. Materiál je prevažne monomiktný. Uloženie je chaotické, bez známk triedenosti a zvrstvenia.

d/ Fragменты sú primárne sférické, angulárne fragmenty sú väčšinou produktom trieštenia v priebehu transportu a aj pri značnej dĺžke si zachovávajú vysoký stupeň angularity.

e/ Styk bázy s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný, často so znakmi erodovania podkladu. Charakteristickým znakom je termický efekt na podložné sedimenty, ktorý sa prejavuje oxidáciou /sčervenanie/ a zvýšením pevnosti.

Uvedené charakteristiky zodpovedajú uloženinám typu „nueés ardentes“ /A.Lacroix 1903, H.F.Perret 1937/ resp. „glowing avalanches“ /H.Williams – H.Meyer Abich 1955/ a novšie „pyroclastic flows“ /S. Aramaki – H.Yamasaki 1963/. Transport materiálu sa uskutočnil v jednorazových prúdoch chaotickej masy pyroklastického materiálu erupčívneho na vulkanický svah. Teplota pyroklastických prúdov sa pohybovala od 800 – 900° /v čase erupcie/ až po teplotu blízku atmosfére v závere pohybu a uloženia.

V zmysle klasifikácie podľa J.Murai /1963/ pyroklastické prúdy formácie zodpovedajú typu Sakurajima /prevažne blokové až hruboúlomkovité/ a Asama /so strednou zrnitosťou/.

Pyroklastické prúdy siahali do značných vzdialeností od erupčívneho centra až do periférnej zóny. V rámci formácie sú špecifikované uloženie studených a horúcich lahárových prúdov.

Chaotické brekcie studených lahárových prúdov /^PNbC/_{bl} – sú ďalším procesom masového jednorazového transportu úlomkovitého materiálu na značné vzdialenosti.

Lahárové brekcie tvoria smerovo orientované telesá hrubé od 2 – 3 m do 25 – 30 m sledovanou dĺžkou do 25 km od erupčívneho centra. Klasický materiál je vo frakcii 5 – 25 cm, podradne bloky do 2 m a viac, náleží prevažne starším častiam stavby /juvenilný materiál je podradný/.

Stupeň opracovanosti je silne variabilný; okrem opracovaných fragmentov sú prítomné subangulárne až angulárne fragmenty. Základná hmota je tůfovo-piesčitá epiklastického charakteru s podielom ílovitej zložky a s drobným opracovaným materiálom. Voči klastickej zložke tvorí 60–70 %. Petrograficky je materiál výrazne polymiktný, prítomné sú valúny a úlomky hornín podložia. Uloženie je chaotické, bez príznaku triedenosti a zvrstvenia. Styk bázy s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný so znakmi erodovania podkladu a uzatváraním odlúčených častí sedimentov. Termické účinky na podložné sedimenty nie sú pozorované.

Mobilizácia lahárových prúdov nastávala v dôsledku porušenia stability vulkanoklastického materiálu na vulkanickom svahu, napr. pri náhlom presýtení vodou /dažďové zrážky/ alebo pri seizmických pohyboch. Ďalší pohyb masy bol riadený gravitáciou.

Chaotické brekcie horúcich lahárových prúdov /^PNbC/ – blížia sa uloženinám pyroklastických prúdov; na rozdiel od nich majú vyšší podiel opracovaného materiálu /až do 50 %/. U juvenilného pyroklastického materiálu pozorovať zvýšenú oxidáciu, znaky spekania a zvýšenú konsolidáciu a slabé termické účinky na podložné sedimenty.

Lahárové prúdy uvedeného typu sú vysledované v najexternejších pásmach rozšírenia pyroklastických prúdov, resp. predstavujú pyroklastické prúdy, ktoré vo väčších vzdialenostiach ochladením a zmobilizovaním staršieho materiálu prešli do horúcich lahárov.

Povaha prostredia uloženia vulkanoklastického materiálu /zo západu to bolo morské pobrežné pásmo, zo S a SV limnicko-jazerné až fluviálno-jazerné a kontinentálne prostredie/ mala významnú úlohu pri vzniku pestrej litologickej škály epiklastických hornín. Litofácie epiklastických hornín tvoria súčasť prechodnej zóny, kde sú vyvinuté len rudimentárne, prevažne sú však charakteristické pre oblasť periférnej zóny, do ktorej plynule prechádzajú.

Polohy hrubých /drobných/ zlepencov /^eNbC/ – vyvinuté sú hlavne pri vonkajšom okraji prechodnej vulkanickej zóny na prechode do periférnej zóny, kde indikujú prechod primárneho vulkanického svahu do plochého reliéfu dna sedimentačného priestoru v rámci periférnej zóny.

Polohy hrubých až drobných zlepencov sú ďalej typickým fenoménom periférnej vulkanickej zóny v jz. časti regiónu.

Hlavný obsah tvorí opracovaný balvanovitý materiál /priemernej veľkosti 15–30 cm/, podradne sú prítomné balvany do veľkosti 2,5 m. Výplň tvoria hrubozrnné epiklastické pieskovce.

Hrúbka zlepencových polôh kolíše od niekoľkých metrov do 25–30 m, podobne kolíše i stupeň triedenosti. Zlepence často vyplňajú erozívne zárezy v podložných sedimentoch.

Fácia strednozrnných až hrubozrnných epiklastických pieskovcov /^eNbC/ – limnicko-kontinentálne prostredie je rozšírené hlavne v s. a sv. časti formácie, na prechode z prechodnej zóny do periférnej zóny. Epiklastické pieskovce sú uložené v masívnych až lavicovitých polohách, oddelených drobným klastickým materiálom. Podradne sú zastúpené vložky až polohy pemzových alebo vitrokryštálových tufov v hrúbke od niekoľkých cm do 1,5 m. Dalej sú prítomné polohy siltovcov do 30–40 cm s odtlačkami flóry. Andezitové zlepence tvoria šošovkovité vložky, až nepravidelné polohy. Stupeň triedenia pieskovcov je silne variabilný, od dobre triedených po slabo triedené.

Bežné sú textúry gradačného zvrstvenia normálneho, ale aj reverzného typu. Krížové zvrstvenie sa vyznačuje menšími úklonmi /do 10–15°. Časté sú erozívne zárezy, vyplňané klastickým materiálom. V oblasti Horných Plachtiniec pozorovať v súvrstviach pieskovcov s polohami aleuritov charakteristické deformačné textúry v aleuritickom sedimente, vytvorené tlakovým účinkom nadložného sedimentu /textúra typu load cast/. Pri porušení kontinuity a pri pohybe vznikajú rozľahlé textúry typu „pull-apart“ a sklzové textúry typu „contorted beds“.

Časté sú tiež syngenetické tektonické poruchy, ktoré dokumentujú seizmickú aktivitu v priebehu vývoja sedimentu.

Fácia stredno až jemnozrnných vytriedených epiklastických pieskovcov /s vložkami aleuritov/ /^eNbC/ vyvíjala sa hlavne z. od Celoviec v morskom prostredí. V tejto oblasti podľahla prevažná časť prechodnej zóny syngenetickéj deštrukcii s redepozíciou materiálu v pobrežnom pásme za vzniku epiklastických pieskovcov.

Fácia je tvorená málo spevneným až nespevneným materiálom s kolísaním zrnitosti od hrubozrnných do jemnozrnných frakcií s prevládáním strednozrnných pieskovcov. Andezitové valúny tvoria nepravidelné šošovky až polohy do niekoľko metrov, sporadické sú balvany väčších rozmerov. Vložky aleuritov sú od niekoľko m do 0,5 m a viac s častými odtlačkami morskej fauny. V smere k Z a JZ, t.j. narastaním vzdialenosti od erupčívneho centra, nastáva postupné zjemňovanie zrnitosti s prevládnutím stredno až jemnozrnných pieskovcov s pribúdaním vložíek aleuritov.

Materiál pieskovcov je tvorený ováľanými zrnkami andezitov, zrná sú dobre až dokonale zaoblené, s ostrou okrajovou kresbou. Cement je kontaktný, tvorený glaukonitom, chloritom a limonitom. Priestory medzi zrna-

mi sú z 2/3 prázdne. Charakteristický je vysoký stupeň triedenia; koeficient $S_o = 1,68$ sa blíži plážovému pieskom /tab. 15, krivka 4/.

Bežné sú textúry normálneho gradačného zvrstvenia, menej často reverzného typu. V rámci zvrstvených súvrství sú prítomné aj telesá nezvrstvené, resp. len s naznačeným zvrstvením, s častými úlomkami chaoticky rozmiestnených aleuritov a väčších balvanov. Uvedené telesá sú považované za produkty sklzového pôvodu /fluxoturbidity/.

Periférna vulkanická zóna

Rozhranie voči prechodnej zóne je stanovené konvenčne do oblasti vývoja súvislejšieho pásma zlepencov na vonkajšom okraji prechodnej zóny. Hlavný objem faciálnych komplexov je tvorený epiklastickými horninami podradne zasahujú do tohto priestoru telesa brekcií pyroklastických a lahárových prúdov.

Pri znížení možnosti rozlíšenia /slabá odkrytosť/ vymedzená fácia „drobnoúlomkovité až hruboúlomkovité epiklastiká v celku“ /^eNbC/ zahrňuje prevažne uloženiny lahárových brekcií, triedených epiklastických brekcií a zlepencov.

V ekvivalentnej pozícii chaotických brekcií prechodnej zóny je v rámci periférnej zóny rozšírená komplexná fácia „slabo triedených a zvrstvených epiklastických brekcií s polohami piesčitých tufov“ /^eNbC_{be}/, tvorená prevažne drobným klastickým materiálom priemernej veľkosti 5–15 cm /podradne úlomkami do 30 cm/ s kolísavým stupňom opracovanosti /od subangulárnych do suboválnych až oválnych/. Klastický materiál je uložený v rámci súvrství stredno- až hrubozrnných epiklastických pieskovcov, triedený a gradačne zvrstvený.

Hrubobalvanovité zlepence s polohami piesčitých tufov /^eNbC_{kt}/ – rozšírené sú hlavne v severnej až severozápadnej časti formácie v rámci periférnej vulkanickej zóny. V externom smere je pozorované zmenšovanie rozmerov balvanovitého materiálu s pribúdaním hrúbky piesčitých súvrství.

Formácia Lysec /V.Konečný 1970/

V závere vývoja vulkanickej štruktúry formácie Čelovce – Opava dochádza k aktivovaniu erupčívneho centra v sv. časti vulkanotektonickej zóny šahansko-lyseckej v oblasti Lysec. Uloženie vulkanoklastického mate-

riálu sa uskutočnilo jednak v plytkovodnom prostredí limnického bazénu, ktorý vznikol odhradením východnej časti sedimentačného priestoru v dôsledku vývoja vulkanickej štruktúry formácie Čelovce – Opava /jz. od Lysca/ a jednak v rámci subsidujúcej depresie hornostrehársko-trenčskej. V oblasti vyšších vulkanických svahov sa vulkanoklastický materiál ukladal v suchozemskom prostredí.

Produkty formácie v smere JZ a J sú rozšírené v nadloží formácie Čelovce – Opava, maximálnu hrúbku do 350 m dosahujú v rámci depresie hornostrehársko-trenčskej. Pri jz. okraji tejto depresie, kde vykliňujú produkty formácie Čelovce – Opava, ležia súvrstvia formácie Lysec bezprostredne na denudovanom povrchu staršej formácie Vinica – Príbelce. Zo S a SZ sú faciálne komplexy formácie Lysec prekryté vulkanoklastickými uloženinami pohoria Javoria.

Na báze formácie pri jej východnom okraji je rozšírená nesúvislá poloha polymiktných zlepenčov a štrkov /v. od okraja geologickej mapy v oblasti Luboriečka – Luborieč/ uložená na sedimentoch karpátu. Poloha v hrúbke do 4–5 m je tvorená valúnmi kremencov, kryštalickej bridlice a granitoidov, ktoré sú uložené v piesčito-fluvitej základnej hmote. V jz. a z. časti formácie nie je táto poloha vyvinutá.

Vulkanická štruktúra formácie Lysec zhruba symetrickej /kužeľovitej/ formy bola sformovaná v priebehu explozívnych erupcií andezitového vulkanizmu. V závere došlo v oblasti eruptívneho centra k výstupu dómatických extrúzií amfibolických andezitových porfýrov.

Na základe litofaciálnej analýzy bol vymedzený komplex centrálnej vulkanickej zóny /zahrňujúci telesá andezitových porfýrov s pásmami brekcií na ich okraji, bloky kráterových brekcií a uloženiny explozívnych brekcií/, komplex prechodnej vulkanickej zóny, reprezentovaný prevažne pyroklastickými horninami, podradne epiklastikmi uloženými v oblasti primárneho vulkanického svahu, komplex periférnej vulkanickej zóny, tvorený prevažne epiklastickými súvrstviami, uloženými vo fluviálno-limnickom prostredí.

Centrálna vulkanická zóna

V oblasti eruptívneho centra, ktoré je situované vo vrcholovej časti Lysca, sú denudačným zrezom obnažené telesá amfibolických andezitových porfýrov / $^1_{\alpha}$ NbL/:

1. teleso v oblasti k. 611,3 – 639,4 Neslanô, orientované v smere SZS – VJV s dĺžkou asi 1000 m a šírkou asi 450 m;
2. teleso v oblasti k. 716,2 Lysec – v smere SSV – JJZ s dĺžkou asi 700 m a šírkou asi 450 m;

3. teleso v oblasti k. 658,4 Hrádok v smere SV–JZ s dĺžkou asi 150 m a šírkou asi 70 m.

Uvedené telesá sa vyznačujú výraznými textúrami fluidality, ktoré sú reprezentované striedaním svetlejších /spravidla sklovitejších/ a tmavších prúžkov bohatých na tmavé výrastlice. V smere fluidálnych plôch je výrazná prednostná orientácia výrastlíc amfibolu a plagioklasu. Pribeh plôch fluidality je strmý až blízko vertikálny a vo väčšine prípadov sleduje okraj telies s tendenciou vejárovitého roztvárania. Puklinová odľučnosť má zhruba kolmý až mierne kosý priebeh k plochám fluidality, a tým aj k vonkajšiemu ohraničeniu telies.

Uvedené textúry a priestorové parametre zodpovedajú telesám domatického typu, formovaným výstupným pohybom viskózne lávy.

Zrnitý charakter základnej hmoty /petrografické charakteristiky pozri ďalej/ je v súlade so skutočnosťou, že detudačný zrez obnažil telesá viach nižších úrovníach.

Intruzívne brekcie /ⁱ_{be} NBL/ – tvoria pásma na periférii andezitových telies so šírkou maximálne do 200 m. Vnútorne rozhranie voči andezitovým telesám je neostré, postupne prechádza do menej frakturovaného andezitu /zóna prechodu je asi 10 m/. Fragmentový materiál v tejto zóne zachováva vcelku orientáciu podľa pôvodných fraktúr, v smere externe stupeň brekciácie narastá a fragmenty sú vytrhávané z pôvodnej pozície a rotáciou nadobúdajú chaotickú orientáciu. Súčasne narastá objem detritickej základnej hmoty /do 40 %/ pochádzajúcej z drvenia fragmentov.

Brekcie uvedeného typu sú produktom drvenia /„friction breccia“ v zmysle R.V.Fischera 1960/ na periférii viskózných andezitových telies v priebehu ich výstupu k povrchu.

Vo vrcholových častiach Lysca /oblasť Neslanô – Rebrov vrch k.639,4 – 696,6/ sú relikty primárnych uloženín reprezentované explozívnyimi brekciami /brekcie vulkanického typu/ a lapilovými tufmi /^PNBL/.

V odkryvoch^{bt} je pozorované mnohonásobné striedanie a/ vitrokryštálových tufov, b/ struskovo-lapilových tufov /s fragmentmi andezitu do 3–5 cm/, c/ explozívnych brekcií tvorených hlavne fragmentmi vo frakcii 5–15 cm, ojedinele do 0,5 cm prevažne s napenenou stavbou /do 80 %/, podradne s nenapenenou stavbou a struskovo-lapilovou aglutinovanou základnou hmotou, d/ ďalej polohy vulkanických bômb so silne napenenou stavbou a sklovitejším drsným povrchom.

Explozívny materiál je gradačne zvrstvený, uložený pod úklonom 12–15° k SZ t.j. od eruptívneho centra. Petrograficky náleží mate-

riál pyroxenickému andezitu, sporadicky sú prítomné fragmenty s holokryštalickou základnou hmotou a úlomky granitoidov z podložia.

Litologické typy, ako aj charakter zvrstvenia zodpovedá erupciám vulkánskeho a strombolského typu s varšujúcou intenzitou.

Prechodná vulkanická zóna

Predstavuje relikť vulkanickej stavby zhruba symetrického charakteru, budovanej vulkanoklastickým materiálom prevažne pyroklastického typu. Depozícia materiálu v oblasti vyšších svahov sa uskutočnila v prostredí suchej zeme. Pri úpätí vulkanického svahu je pásмо hrubých až blokových epiklastických zlepencov, ktoré zhruba koncentricky obklopuje reliéf primárneho vulkanického kužela.

Prevažná časť prechodnej zóny je tvorená pyroklastickými a podradne epiklastickými brekciami. Pokiaľ pre silnú zahľinenosť nebolo možné vysledovať a kartograficky zobraziť jednotlivé telesá, sú vulkanoklastické horniny zahrnuté do komplexnej fácie drobnou úlomkovitých až hrubou úlomkovitých brekcií vcelku $/_{be}^p NBL/$, tvorenej prevažne uloženinami pyroklastických prúdov, explozívnyimi brekciami vulkánskeho typu a uloženinami lahárov.

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov $/_{bp}^p NBL/$ v hrúbke od niekoľko m do 15 m, sú tvorené prevažne vesikulovaným pyroklastickým materiálom /vyše 70 %/ vo frakcii 5–15 cm, podradne do 0,5 m. Základná hmota tufovo-lapilová s drobnými napenenými fragmentmi je čiastočne aglutinovaná. Okrem juvenilného materiálu bol zmobilizovaný tiež materiál staršej stavby /do 20 %/, ktorý neprejavuje známky aglutinovania. Uloženie je chaotické. Nabáze prúdov sú pozorované termické účinky na podložné horniny.

Chaotické brekcie lahárových prúdov $/_{bl}^p NBL/$ v oblasti vyšších svahov sú reprezentované len telesami malej hrúbky /do 2,5 m/, uloženiny s úklonmi 25–30°, v nižších úrovniach s úklonmi 15° a menej. Nakoľko sú lahárové prúdy typickým javom periférnej zóny, ich podrobnejšiu charakteristiku uvedieme ďalej.

Okrem pyroklastických hornín budujú oblasť primárneho vulkanického svahu v nižších úrovniach uloženiny epiklastického materiálu – polohy triedených vulkanoklastík – zlepencov $/_{kl}^e NBL/$ s vložkami hrubozrnných epiklastických pieskovcov /odkryvy na jz. svahu od Neslanô/. Triedený vulkanický materiál je vo frakcii 5–25 cm /podradne do 1,2 m/ subangulárny až suboválny, uložený v tufo-piesčitej zá-

kladnej hmoty. Polohy triedených brekcií sa striedajú s nesúvislými vložkami epiklastických vulkanických zlepencov s polohami epiklastických pieskovcov v hrúbke 15–20 cm až 2 m a úklonmi 12–20° k JZ.

Periférna vulkanická zóna

Hlavný obsah v rámci zóny tvoria fácie epiklastických hornín a v podradnej miere zasiahli i pyroklastické prúdy. Depozícia vulkanoklastických produktov sa uskutočnila v lakustrinno-limnickom až jazerno-fluviálnom prostredí.

Zhruba v rovnakej pozícii ako fácia drobno- až hruboúlomkovitých brekcií vcelku vystupuje komplexná fácia drobno- až hruboúlomkovitých epiklastík vcelku /^eNbL/, ktorá v prevahe zahŕňa uloženiny rapídnych splachov a lahárových brekcií.

Chaotické brekcie lahárových prúdov /^{bl}_{bl}^eNbL/ – rozšírené sú sčasti v rámci prechodnej zóny, v prevahe však tvoria podstatný objem facií periférnej zóny. Laháry predstavovali jeden z hlavných procesov masového jednorazového transportu z oblasti primárneho svahu do vzdialených častí periférnej zóny.

Lahárové brekcie sú tvorené úlomkovitým materiálom hlavne vo frakcii 3–10 cm /cca 70 %/ podradne vo frakcii 10–25 cm /cca 30 %/. Prevládajú angulárne fragmenty s vesikulovanou stavbou. V menšom objeme sú prítomné nevesikulované fragmenty. Petrograficky ide o pyroxenický andezit amfibol /staršia časť vulkanickej stavby/ a amfibolický andezit /materiál pochádza s disrupcie extruzívnych dómov vo vrcholovej oblasti Lysca/.

Základná hmota je tufovo-piesčitá s drobnými angulárnymi fragmentmi. Sporadicky sú prítomné úlomky drevitých a rastlinných častí. Uloženie materiálu je chaotické, styk s podložnými sedimentmi je ostrý so znakmi erodovania podkladu.

U častí lahárov sa prejavuje zvýšená kompakcia základnej hmoty a termický účinok na podložné sedimenty. Laháry tohto typu zodpovedajú horúcim lahárom.

Prostredníctvom studených lahárov bol transportovaný materiál prevažne starších častí stavby a produkty dezintegrácie dómov vo vrcholovej oblasti, horúce laháry transportovali prevažne juvenilný materiál s disrupcie vnútorných častí extruzívnych dómov.

Slabotriedené a zvrstvené epiklastické brekcie s polohami piesčitých tufov /^P_{be}NbL/ /oblasť Dačov Lom –

– Suché Brezovo – západne od Lysca/. Klastický materiál priemernej veľkosti 5–10 cm, subangulárny až angulárny tvorí lavicovité polohy o hrúbke 2–8 m, je slabo triedený, strieda sa s polohami drobných zlepen-cov a hrubozrnných epiklastických pieskovcov.

Hrubobalvanité epiklastické zlepence / ${}^e_{\text{kp}}\text{NbL}$ / – tvoria polohy o hrúbke 5–25 m, oddeľované vložkami epiklastických pieskovcov /charakteristické odkryvy pri Hor. Strehovej/. Balvanitý materiál je hlavne vo frakcii 40–60 cm, podradne do 1,5 m; výplne medzi balvanmi tvorí zlepenkový štrk vo frakcii 5–15 cm a šľovito-piesčitý sediment. Na báze polohy sú časté erozívne zárezy, vyplňované balvanitým materiálom.

Komplexná fácia hrubobalvanitých zlepen-cov s polohami epiklastických pieskovcov / ${}^e_{\text{kp}}\text{NbL}$ / – vyvinutá je pri úpätí primárneho vulkanického svahu pri prechode do plochého reliéfu prolúviálnej roviny. Fácia zhruba koncentricky obklopuje reliéf primárnej vulkanickej stavby. Hlavný obsah tvorí hrubobalvanitý až blokový materiál od 10 cm do 2 m /ojedinele do 2,8 m/ uložený v polohách o hrúbke 2–15 m. V podradnej miere sú polohy hrubých až drobných zlepen-cov a vložky epiklastických pieskovcov s drobným klastickým materiálom. Balvanitý materiál je hrubo triedený, časté náznaky gradačného zvrstvenia.

S narastajúcou vzdialenosťou od erupčívneho centra je prechod do fácie hrubozrnných epiklastických pieskovcov s polohami epiklastických zlepen-cov / ${}^e_{\text{ph}}\text{NbL}$ /. Fácia je charakterizovaná prevahou súvrství epiklastických pieskovcov, klasticky opracovaný materiál vo frakcii 5–15 cm tvorí vložky, až nesúvislé polohy.

Fácia strednozrnných až hrubozrnných zvrstvených epiklastických pieskovcov / ${}^e_{\text{p}}\text{NbL}$ / – rozšírená je v podloží fácie hrubobalvanitých zlepen-cov /pri obci Pravica/. Pieskovce tvorí zrnitý detritický materiál vo frakcii 0,9–2,4 mm, tvorený úlomkami andezitu, kryštaloklastmi vulkanických minerálov a úlomkami vulkanického skla /tab. 14, stĺ. 4/. Štruktúra je psefiticko-psamitická litoklastická s aleuritickým cementom.

Epiklastické pieskovce sú lavicovité, zvrstvené, lavice sú oddeľované vložkami jemnozrnných sedimentov alebo drobných zlepen-cov. Pravidelne je prítomný drobný klastický materiál subangulárny až angulárny a vložky drobných zlepen-cov. Polohy stredno- až hrubozrnných pieskovcov s analogickými charakteristikami sú rozšírené tiež v nadloží zlepen-cov aj fácie.

Fácia jemnozrnných až strednozrnných epiklastických pieskovcov / ${}^e_p\text{NBL}$ / – je charakteristická pre oblasť subsidenčného priestoru hornostrehársko-trenčskej prepadliny. Sedimenty sú tvorené zrnami zaoblených úlomkov andezitu, veľkosti 0,16 – 0,8 mm a úlomkami kryštaloklastov vulkanických minerálov. Stupeň triedenia je variabilný, prevládajú stredne až dobre vytriedené vložky. Sediment je málo spevnený. Petrograficky je materiál polymiktný /úlomky pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a amfibolických andezitov/, prítomné sú tiež úlomky kryštalických bridlíc a kremencov /tab. 14, stl. 8/.

Pieskovce sú zvrstvené, podradne sa vyskytujú vložky drobných zlepen-cov, časté sú odtlačky listov a drevitých častí.

Fácia jemnozrnných epiklastických pieskovcov s vložkami pemzových tufov a aleuritov / ${}^{ep}_{pp}\text{NBL}$ / – charakteristická je pre južnú časť prepadliny /pásмо Dolná Strehová – Hámor puszta/. Fácia je vyvinutá v podloží polohy drobných epiklas-tických zlepen-cov.

Petrograficky je materiál sedimentov polymiktný – zaoblené zrná pyro-xenických, amfibolicko-pyroxenických a amfibolických andezitov, úlomky kryštaloklastov vulkanického materiálu, úlomky kryštalických bridlíc a kremencov. Úlomky sú pod 0,3 mm. Základná hmota /cement/ je jemno-detritická až kalová /pod 0,01 mm/, je silne homogenizovaná vznikom se-kundárnych minerálov /chlorit, limonit, ílové min., karbonáty/.

Vo vrchnej časti fácie sú vložky až polohy /do 60 cm/ pemzových tu-fov /materiál pyroxenicko-amfibolického až amfibolického andezitu/. Pyro-klastický materiál bol do sedimentačného priestoru zanášaý eolicky /po-lohy s gradačným zvrstvením/, prevažne však splachom. Produktom pokoj-nej – jazernej sedimentácie sú polohy aleuritov /do 30 cm//tab.14, stl.7/.

Drobné epiklastické zlepen-ce s polohami epiklas-tických pieskovcov / ${}^e_k\text{NBL}$ / – uložené sú v bezprostrednom nad-loží predchádzajúcej formácie /odkryvy pri Dolnej Strehovej/; tvorí ich valúnový materiál vo frakcii 5 – 20 cm, ojedinele do 30 cm. Materiál je polymiktný /pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity/. Vložky až polohy epiklastických pieskovcov /tab. 14, stl. 6/ majú nepravidelný priebeh s textúrami krížového zvrstvenia. Valúnový materiál je granulometricky vytriedený s orientovaným usporiadaním valúnov. Časté sú erozívne záre-zy v podložných sedimentoch, zaplňované valúnovým materiálom.

Intrúzia amfibolického andezitového porfýru pri Brusníku / ${}^i_a\text{NBL}$ /. Východne od obce Brusník pri k. 430,7 je od-

kryv andezitového porfýru. Andezitový porfýr má blokovú odlučnosť, prevládajú smery 262 S /90,355 SZ /, úklon 80° k SV. Mikroskopicky je základná hmotá mikrohypidiomorfne zrnitá až mikrodioritická, výrastlice tvorí plagioklas, amfibol.

Andezitový porfýr vystupuje pri záp. okraji bloku kremencových hornín, ktoré zaberajú plochu cca 66 x 500 m. V. Čechovič začlenil kremence do spodného triasu. Pri z. okraji kremencov sú odkryvy tmavých šlirových sedimentov /nadložné íly/, ktoré sú pri styku s intrúziou tektonicky postihnuté /šmykové plochy majú smer 330 S, úklon 30–40° k SV/. V ich nadloží sú šedozelené rozpadavé piesky.

Kremencový „ostrov“, ktorý vystupuje uprostred vulkanosedimentárnych súvrství, bol v minulosti interpretovaný ako prirodzený odkryv vrchnej časti elevačnej štruktúry predterciérneho podložia. Pri mapovaní /V. Konečný 1963–1968/ bol zistený odkryv andezitového porfýru, ktorý sa stýka pri z. okraji kremencov s karpatským šlírom. Z gravimetrického merania vyplýva, že odkryv triasových kremencov nemá pokračovanie k predterciérnemu podložíu, ktoré je situované hlbšie. V. Konečný /1970b/ interpretuje odkryv triasových kremencov so šúpinou miocénnych sedimentov ako blok podložia, vysunutý účinkom intrúzie amfibolického andezitového porfýru do vrchných častí vulkanosedimentárneho komplexu.

Zmiešané epiklastické produkty formácie Lysec a formácie Čelovce – Opava /^eNbLC/. Pri západnom okraji formácie v priestore medzi Dačovým Lomom a Pavlovým vrchom sú uložené drobné až strednoúlomkovité epiklastické brekcie s triedeným materiálom, striedané s polohami epiklastických pieskovcov. Podradne sú prítomné polohy epiklastických zlepcov, ktorých hrúbky narastajú v smere k vonkajšiemu okraju formácie. Petrograficky náleží materiál pyroxenickým a amfibolicko-pyroxenickým andezitom a predstavuje zmiešané produkty formácie Lysec a formácie Čelovce – Opava.

Petrografia hornín

Formácia Vinica – Príbelce

Telesá prívodových systémov /dajky, extruzívne dómy/ náležia všeobecne amfibolicko-pyroxenickým andezitom.

Výrastlice tvorí:

plagioklas – An_{30–62}, často zonárny, s kyslejším lemom

- pyroxény – hyperstén /bronzit/, 2V 64–70°
 augit, 2V 52,0 O₁/c 18°, γ/c 44°
 amfibol – obecný, sčasti opacitizovaný a rezorbovaný
 olivín – sporadický, premena v idingsit

Akcesórie: magnetit, apatit, zirkón.

Základná hmota: mikroliticko-hyalopilitická až pilotaxitická, v stredných častiach telies zrnitá mikroliticko-mikrohypidiomorfná. V rámci telies sú hojné cudzorodé uzavreniny /alotigénne/ tvorené úlomkami hornín podložia a starších miocénnych sedimentov. Vlastné /autigénne/ uzavreniny predstavujú viac rozkryštalizované časti intrúzií, rozbité pri novom opakovanom výstupe magmy k povrchu. Uzavreniny sa vyznačujú ofitickým, doleritickým hypidiomorfným zrnitým vývojom so zrnami plagioklasu, pyroxénu, amfibolu.

Chemizmus hornín: zodpovedá andezitom intermediárneho zloženia.

Formácia Čelovce-Opava

Produkty formácie náležia všeobecne pyroxenickým andezitom s premenlivým obsahom olivínu a amfibolu. Petrograficky sú rozlíšené variety: augiticko-hyperstenický andezit, hyperstenický andezit, hyperstenicko-augitický andezit s olivínom, hyperstenicko-augitický andezit a augiticko-hyperstenický andezit s olivínom a hnedým amfibolom.

Výrastlice tvorí:

- plagioklas – An₆₀₋₇₀, nezonárny
 pyroxény – hyperstén, 2V-65–60, lištovitý
 augit, 2V-50,0 O₁/c=15, γ/c=40 je zdvojitý
 a tvorí glomeroporfyrické zhluky
 amfibol – hnedý je sporadický, často silne rezorbovaný
 olivín – sporadický, premena v idingsit

Akcesórie: magnetit, apatit

Základná hmota: u andezitových telies variabilný vývoj od mikrolitického do mikroliticko-pilotaxitického štádia s premenlivým obsahom vulkanického skla. U pyroklastických produktov sú variácie vývoja základnej hmoty podstatne širšie: mikroliticko-skrytokryštalická, sklovitá porózna, sideronitová, mikrodoleritická-bazaltová. V základnej hmote je časté hnedé sklo /sideromelan/ a pelagonitové lemy dutín. V rámci pyroklastických hornín sú prítomné úlomky s holokryštalickým vývojom základnej hmoty,

ktoré pochádzajú z disrupcie hlbších častí prívodových telies. Autigénne uzavreniny v rámci andezitových telies sú pomerne zriedkavé, tvorené sú úlomkami s holokryštalickou zrnitou základnou hmotou.

Chemizmus hornín: kolíše od bázických andezitov / SiO_2 51,9% po intermediárne andezity až acidnejšie andezity / SiO_2 57,78%/. Úvodné erupcie mali bázickejší charakter, s pokračujúcou aktivitou mierne narastá acidita.

Formácia Lysec

Andezitové extrúzie v oblasti centrálnej vulkanickej zóny sa vyznačujú pomerne jednotným petrografickým charakterom, sú reprezentované amfibolickými andezitovými porfýrmi.

Výrastlice tvorí:

- plagioklas – An_{56-60} , zonárny aj nezonárny
- amfibol – obecný, je opacitizovaný, zonárny $\gamma/c = 16-18^\circ$, podľa α je žltozelený, podľa γ je sýtozelený.

Akcesórie: magnetit, apatit.

Základná hmota: poikiliticko-hypidiomorfná až mikrodioritická; tvorená je mikrolitmi plagioklasu /do 0,16 mm/ hypersténu /do 0,06 mm/ a amfibolu /do 0,07 mm/, ktoré sú poikiliticky uzatvárané v alotriomorfných jedínoch živcov, kryštalizujúcich v základnej hmote. Teleso pri Brusníku má podobný charakter, vývoj základnej hmoty mikrohypidiomorfne zrnitý, výrastlice tvorí plagioklas, amfibol.

Petrografický charakter u pyroklastických hornín je silne variabilný, sú evidované variety: amfibolický andezit /pemzové tufy brekie/, augiticko-hyperstenický andezit, augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, hyperstenický andezit. Podobne variabilný je aj vývoj základnej hmoty, ktorá je hyalinná – porózna, mikroliticko-pilotaxitická, mikrodoleritová, sideronitová.

Ojedinele sú prítomné úlomky s mikrodioritickou základnou hmotou, ktoré pochádzajú z trieštenia hlbších úrovní prívodových systémov.

V slede erupčných produktov sa prejavuje postupná zmena petrografického zloženia. V bazálnych častiach formácie prevláda materiál pyroxenického andezitu s amfibolom, v závere sú extrudované telesá amfibolických andezitových porfýrov.

Naznačený diferenciačný trend sa prejavuje aj v chemizme hornín.

KVARTÉR

Striedanie erózie, denudácie, akumulácie a eolickej činnosti v podmienkach celkového tektonického zdvihu a pri geologicky pestrom predkvartérnom podloží podmienilo geneticky pestrý vývoj kvartérnych sedimentov. Tieto plošne nerovnomerne prekrývajú územie Ipeľskej kotliny a priľahlej časti Krupinskej planiny. Sú závislé na štruktúre, litologickom a petrografickom zložení podložia, a hlavne na charaktere reliéfu.

Hrúbka kvartérnych sedimentov je kolísavá, od 3–22 m. Maximálnu hrúbku dosahujú pleistocénne série terás, minimálnu sedimenty eopleistocénu. Väčšiu časť študovaného územia pokrývajú sedimenty holocénu, mladého, stredného a starého pleistocénu.

V Ipeľskej kotline sú vyvinuté najmä fluviálne sedimenty terás a nív, proluviálne sedimenty terasových kužeľov, ďalej eolické a eolicko-deluviálne sedimenty /spraše, sprašové hliny/ a piesky, tvoriace pokryvy terás. Sprašové /sprašovité/ hliny sú vyvinuté najmä na kotlinovej pahorkatine. Priľahlú časť Krupinskej planiny charakterizuje jednotvárnny vývoj eluviálnych, eluviálno-deluviálnych sedimentov /svahovín/ s úzkymi pásmi mladých fluviálnych sedimentov potokov /J.Pristaš in D.Vass et al. 1979/.

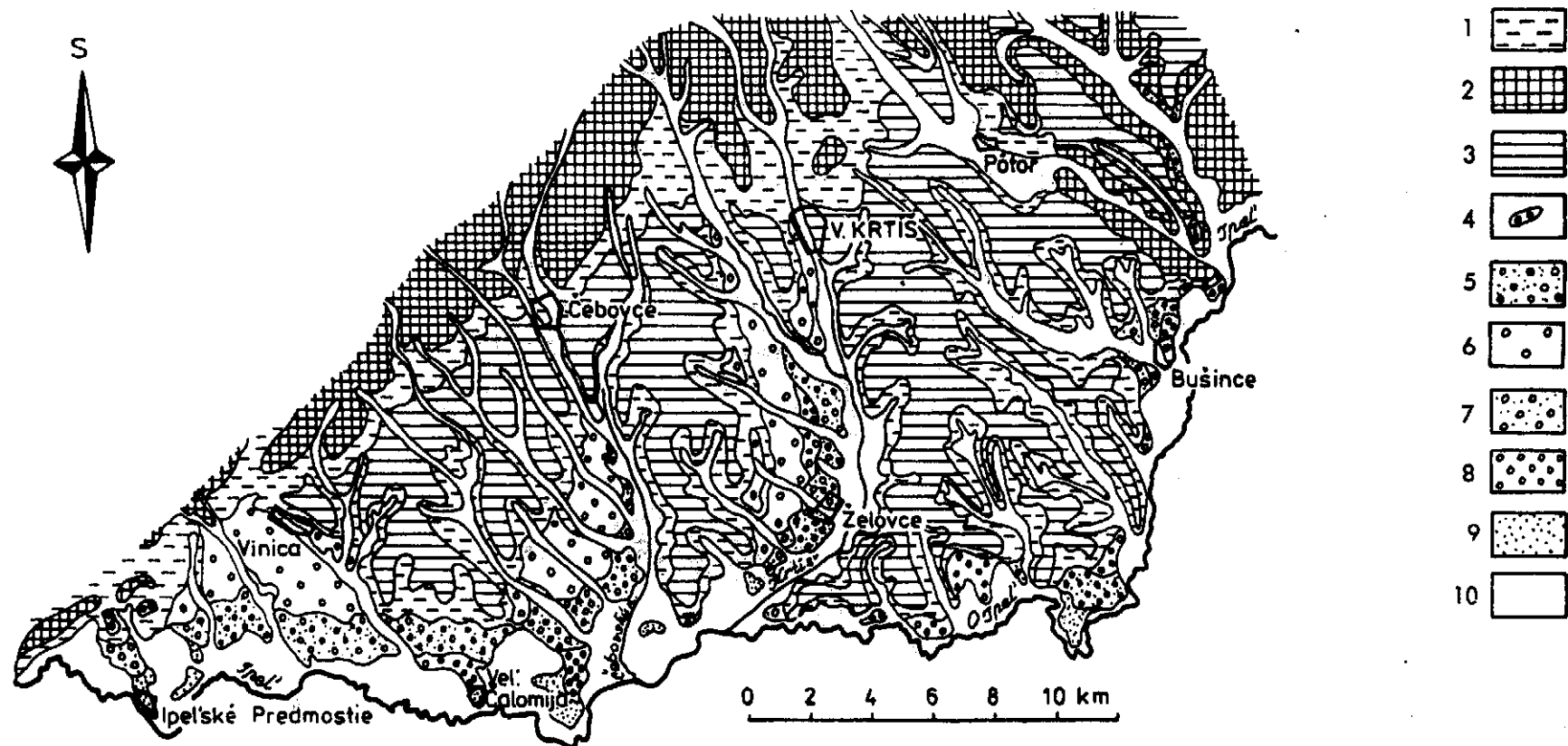
Územie Ipeľskej kotliny je charakteristické klasickým vývojom riečnych terás, zložených z 8 terasových stupňov s rozdielnym vývojom nadložných sprašových sérií a fosílnych pôd. Terasy Ipeľskej kotliny členíme na najvyššie, vysoké, stredné, nízke a nivné /riečne nivy/. Pozíciu a vzájomné vzťahy terás udáva tabuľka 1 a obr. 2 a 3.

Kvartérne sedimenty v Ipeľskej kotline a priľahlej časti Krupinskej planiny začleňujeme do najstaršieho, starého, stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

Pleistocén

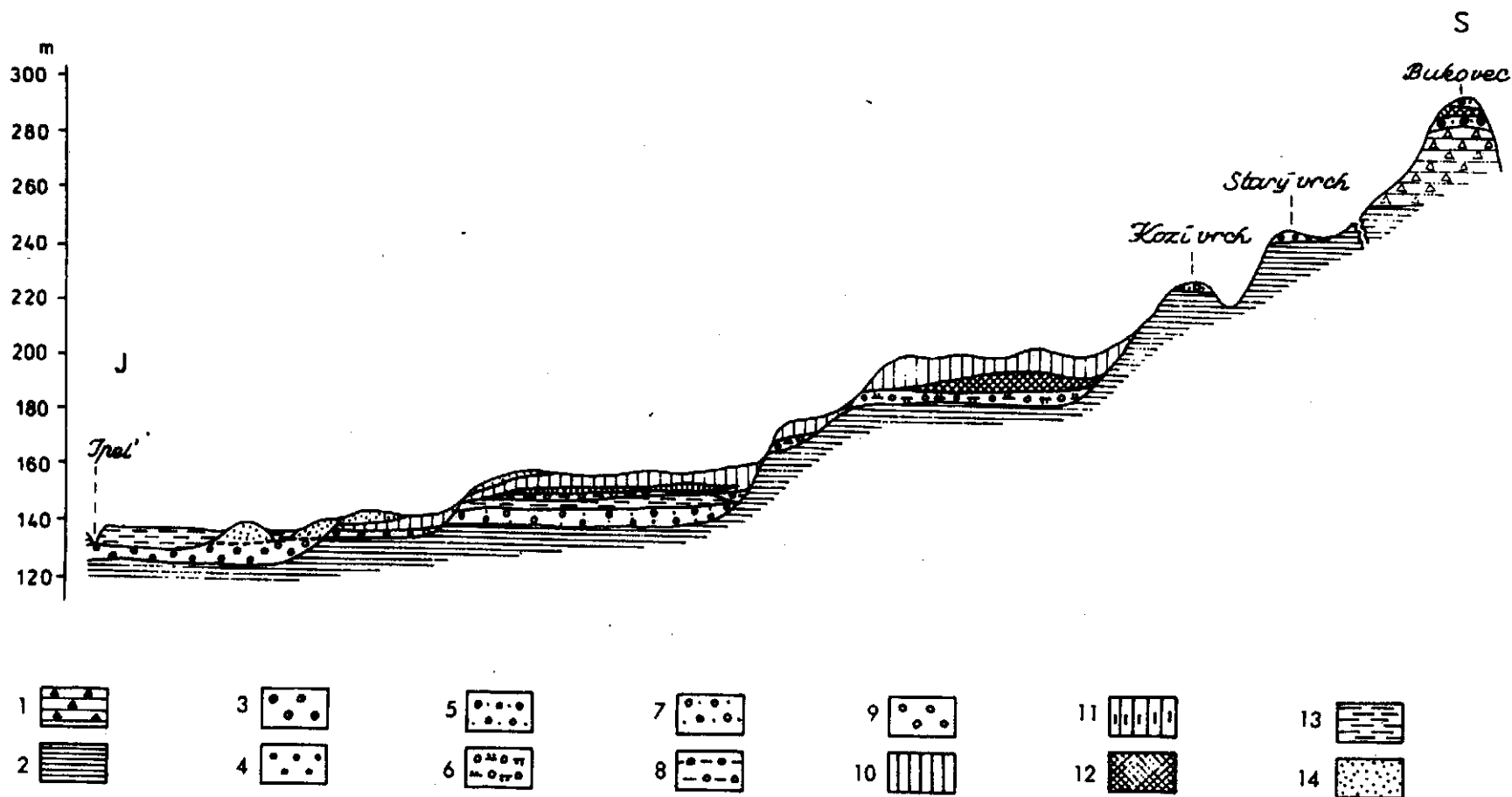
Najstarší pleistocén /eopleistocén/. Tvoria ho fluviálne sedimenty dvoch najvyšších terás a vrchnej vysokej terasy.

Najstaršie sedimenty /sQ-/pl// sa zachovali na vrchu Bukovec, kde pod poriečnou rovňou vystupujú dve výrazné akumulácie štrkov, rozdelené povodňovými sedimentmi a silne rubifikovanými fosílnymi pôdami /obr. 4/. V nadloží vrchnej najvyššej terasy vystupujú červenohnedé, dobre opracované kremité štrky korytovej fácie Ipfa -- vrchná akumulácia /hrúbka 1,5–3 m/. Okrem kremeňa a kremenca sú prítomné kremité



Obr. 2 Mapa rozšírenia fluviálnych sedimentov Ipel'skej kotliny /Zostavil J. Pristaš 1977/

1 – sedimenty neogénu vcelku, 2 – neovulkanity /báden/, 3 – poriečna roveň /vrch. pliocén/ a erózne-denudačné úrovne najstaršieho pleistocénu, 4 – štrky najvyšších terás /biber a donau/, 5 – zvetralé štrky vysokej terasy /gunz/, 6 – piesčité zahlinené štrky strednej a spodnej vysokej terasy /mindel/, 7 – piesčité štrky stredných terás /ris/, 8 – piesčité štrky nízkej terasy /starší würm/, 9 – piesky s krátkym eolickým transportom /würm – holocén/, 10 – piesčité štrky dnovej výplne riečnych nív a povodňové hliny /mladší würm – holocén/



Obr. 3 Schematický geologický rez terasami Ipeľskej kotliny /Zostavil J. Pristaš 1981/

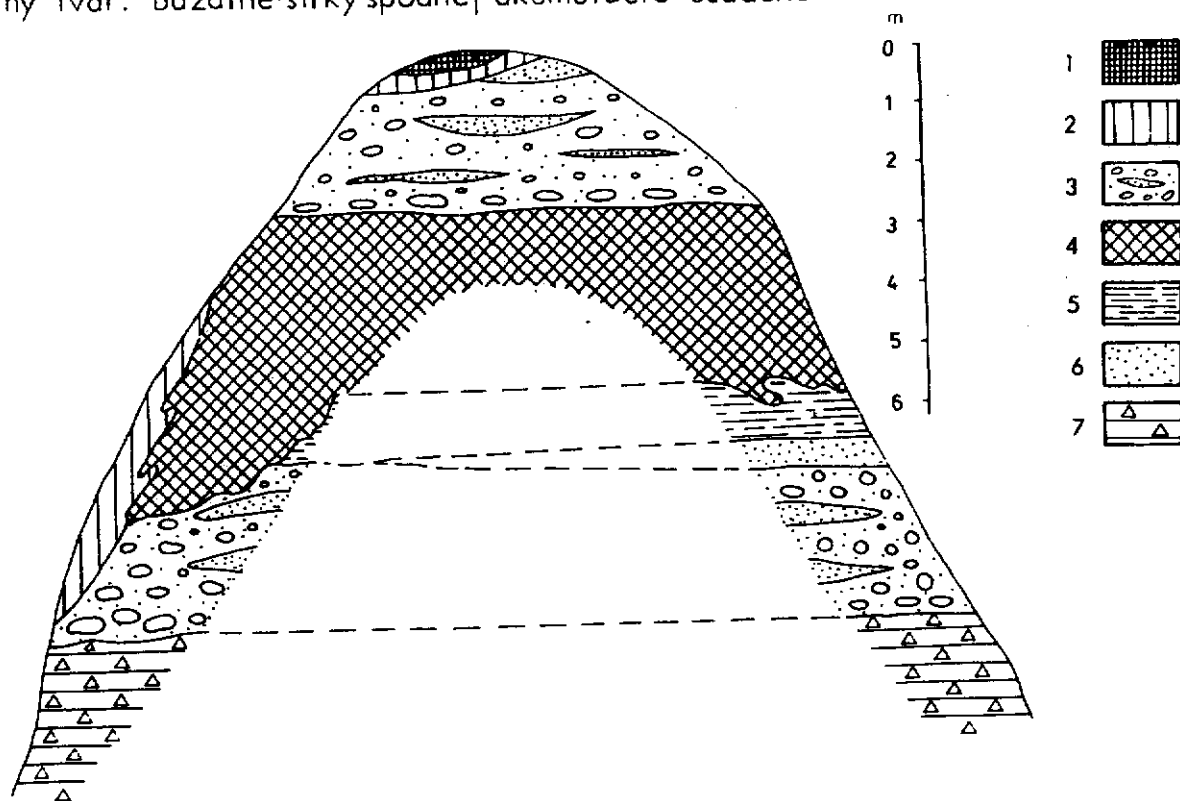
1 – neovulkanity /báden/, 2 – sedimenty neogénu vcelku, 3 – zvetralé piesčité štrky /biber/, 4 – zvetralé limonitizované štrky /donau/, 5 – zvetralé piesčité štrky /günz/, 6 – zahlinené piesčité štrky /mindel/, 7 – piesčité štrky pieskaštrky /ris/, 8 – zahlinené štrky /ris/, 9 – piesčité štrky /würm/, 10 – spraše a sprašové hliny, 11 – fosílné pôdy – hnedozeme a černozeme, 12 – fosílné pôdy – rubifikované a silne rubifikované, 13 – povodňové hliny, 14 – piesky s krátkym eolickým transportom

pieskovce, porfýry, žuly a andezity. Andezitové štrky sú zvetrané a rozpadavé. O značnom stupni zvetrania materiálu svedčí jeho zahľinenosť, petrografické zloženie a asociácia ťažkých minerálov, kde úplne chýba hyperstén. Prevládajú /90 – 95 %/ nepriesvitné minerály: limonit, ojedinele magnetit, leukoxén. Z priehľadných minerálov sú ojedinele prítomné: turmalín, rutil, distén, výnimočne amfibol a chlorit /J.Horniš 1979/.

Valúnový materiál sa výrazne líši od sedimentov poltárskej formácie. Petrografickým zložením, asociáciou ťažkých minerálov a opracovanosťou sa zhoduje s mladšími pleistocénnymi akumuláciami štrkov.

Stratigrafická pozícia vrchnej fluvialnej akumulácie štrkov je doložená tým, že akumulácia je vyvinutá na najstarších pleistocénnych, silne rubifikovaných, zvetraných fosílnych pôdach, sformovaných na povodňových hlinách, íloch a bazálnych piesčitých štrkoch spodnej akumulácie /obr. 4/.

Spodná akumulácia štrkov /hrúbka 2,5 m/ sa výrazne líši od vrchnej. Je tvorená výlučne miestnym, silne navetraným, sivým až zelenkastým valúnovým materiálom, zloženým najmä z andezitov. Štrky majú zagulatený tvar. Bazálne štrky spodnej akumulácie usadené na andezitoch a tufi-



Obr. 4 Schematický náčrt sedimentov najstaršieho pleistocénu /Kóta Bukovec/
/Zostavil J.Pristaš 1980/

1 – recentné a reliktné pôdy, 2 – sprašové hliny, 3 – piesčité štrky a piesky, 4 – rubifikované pôdy, 5 – íly, 6 – piesky, 7 – tufy, tufity a aglomeráty /báden/

Tab. 16 Prehľadná tabuľka postavenia riečnych terás a nív v Ipeľskej kotline /relatívna výška povrchu bázy v m/

Lokalizácia	Ipeľ		Krtíš	Čebovský potok	Por. čís.
Názov terasy	východ	západ	Želovce	Lesenice	
Najvyššie: vrchná spodná	140/130	- 120/118	- -	- -	8 7
Vysoké: vrchná stredná spodná	- 30/25 -	100/98 75/60 40/30	70/50? 55/48 30/20	60/40? 50/35 20/12?	6 5 4
Stredné: vrchná spodná	20/14 14/3	20/10 16-18/0-4	20/12 12/1	15/12 10/1	3 2
Nízke:	5/-2	9/-1	4/-2	-	1
Riečne nivy:	0/-8	0/-9	0/-11	0/-11	0

toch bádenu tvoria pravdepodobne prechodnú, jazerno-riečnu sedimentáciu najstaršieho pleistocénu.

Výsledky merania remanentnej magnetizácie poukazujú na priamu magnetizáciu /+ / silne rubifikovaných pôd /E.Vaškovská 1979/. Doplnujúce odbery vzoriek z rubifikovaných pôd a z podložných sedimentov poukazujú na zreteľný prechod a zmenu kladných hodnôt indikácie do záporných, charakteristických pre nívne hlíny a fľy /J.Horáček – ústne oznámenie/. Zmena polarizácie podľa paleomagnetickéj stupnice A.Coxa /1969/ najpravdepodobnejšie zodpovedá epizóde Gilsa, čo indikuje konvenčnú spodnú hranicu kvartéruštudovanej oblasti.

Na základe morfológického postavenia sedimentov, stupňa rubifikácie, intraformačnej pôdy a zmeny magnetickej polarizácie začleňujeme komplex štrkov spodnej a vrchnej akumulácie fosílny pôdy do obdobia najstaršieho pleistocénu /biber s.l./, pričom spodná akumulácia najpravdepodobnejšie predstavuje staršie obdobie, vrchná – mladší biber /J.Pristaš 1981/. Zdvojenú terasovú akumuláciu paralelizujeme s prvou terasou starej doliny Žitavy, vek ktorej je doložený faunou vertebrát /J.Harčár 1974/.

V nižšej morfológickej pozícii /120 m/ vystupujú štrky a rezíduá štrkov spodnej najvyššej terasy Ipeľa na kóte Starý vrch. Akumuláciu tvoria hrubé valúny /priemer 10–30 cm/ zastúpené hlavne veľmi dobre opracovanými

obliakmi kremeňa, podradne kremenca, kremítých porfýrov, limonitizovaných pieskovcov. Pomerne hojne sú zastúpené lydity, jemne korodované silicity s numulitmi. Výrazne /do 90 %/ prevláda štrková zložka nad piesčitou.

Veková samostatnosť akumulácie je dokumentovaná najmä morfológickou pozíciou, ktorá je limitovaná zdvojenou akumuláciou sedimentov najstaršej terasy a pozíciou vrchnej vysokej terasy. Prevažne hrubé, veľmi dobre opracované štrky, zložené z rezistentných valúnov, sa svojím petrografickým zložením výrazne líšia od bazálnej akumulácie Bukovca.

Na základe širšej korelácie najmä s územím Lučenskej a Rimavskej kotliny, kde obdobný vývoj štrkov je zakrytý komplexom silne rubifikovaných pôd /J.Pristaš 1981/ začleňujeme vrstvy a rezíduá štrkov Starého vrchu do obdobia donau /J.Pristaš 1981/.

Pod najvyššou spodnou terasou vystupuje zvyšok štrkovej akumulácie vrchnej vysokej terasy /f₃Qg/ na Kozom vrchu severne od Ipeľského Predmostia. Terasu budujú polymiktné, špinavosivé, na povrchu hnedočervené piesčité štrky korytovej fácie. Celý komplex leží diskordantne na pieskoch karpátu. Hrúbka komplexu je 2–3 m. Materiál je veľmi pestrý, zväčša zhodný s materiálom mladších fluviálnych akumulácií. Štrky sú dobre opracované, prevládajú podlhovasté formy valúnov, zložené zo žuly, porfyroidu, rohovca s prevládáním kremeňa a kremenca. Podradne sú zastúpené valúny andezitu, tufov a aglomerátov, ktoré sú silne navetrané /rozpadavé/ a tvoria hlinitú prímes v štrkoch. Z ťažkých minerálov sú prítomné granáty, nepriesvitné minerály, pyroxény, rutíl, turmalín, zoizit a zirkón /J.Horníš 1979/.

Morfologický vzťah voči vyššie položeným štrkom Starého vrchu, najvyššej terase a poriečnej rovni v Ipeľskej kotline, vzťah obdobnej akumulácie v Lučenskej a Rimavskej kotline voči poltárskej formácii a hlboká zvetranosť väčšej časti profilu, najmä výskyt hrubých horizontov fosílnych pôd kromeru umožňujú začleniť tento štrkový vývoj do obdobia günzu.

Mindel

Sedimenty mindelského glaciálu študovanej oblasti sú zastúpené fluviálnymi a proluviálnymi štrkami stredných a spodných vysokých terás a terasových kužeľov Iplá a jeho prítokov.

Stredná vysoká terasa je jedným z najzachovanejších starokvartérnych stupňov. Na prítokoch Iplá – Krtíši a Čebovskom potoku zväčša predstavuje najvyšší terasový stupeň.

V západnej časti kotliny erózna báza terasy sa nachádza vo výške 50 m, povrch je vo výške 70 m nad riečnou nivou a konverguje proti toku.

V dôsledku strednopleistocénnej laterálnej erózie sa zachovali len vnútorné-časti terasových komplexov s prevládajúcim fluviálnym, prípadne proluviálnym štrkovým materiálom, ktorý vystupuje pozdĺž výraznej hrany s 5–15 m prevýšením nad povrchom spodnej vysokej terasy. V doline Krtíša a Čebovského potoka tieto dve terasy tvoria jediný morfológický nediferencovaný stupeň.

Na báze stredných vysokých terás vystupuje 2,4–4 m hrubé súvrstvie piesčitých, miestami limonitizovaných a zahlienených štrkov $/\text{š}^{\text{f/p}}/\text{Qm}$. Vo východnej časti kotliny prevláda petrograficky pestrý, prevažne kremeňovo-kremencový materiál s podradným zastúpením ostatných hornín $/\text{Qm}^1/$. Terasy Krtíša, Čebovského potoka a Ipľa v dolnej časti kotliny sú tvorené najmä andezitovým, dobre opracovaným štrkovým materiálom s menším zastúpením kremeňa, kremenca a metamorfovaných hornín. Smerom k nadložíu korytová fácia štrkov prechádza do pieskov $/\text{p}^{\text{f}}/\text{Qm}^1/$ a fácie povodňových ílov a hĺn, na ktorých ležia rubifikované pôdy mindel/riského interglaciálu, ďalej 6–8 m hrubý komplex mladších spraš a sprašových hĺn /obr. 5/.

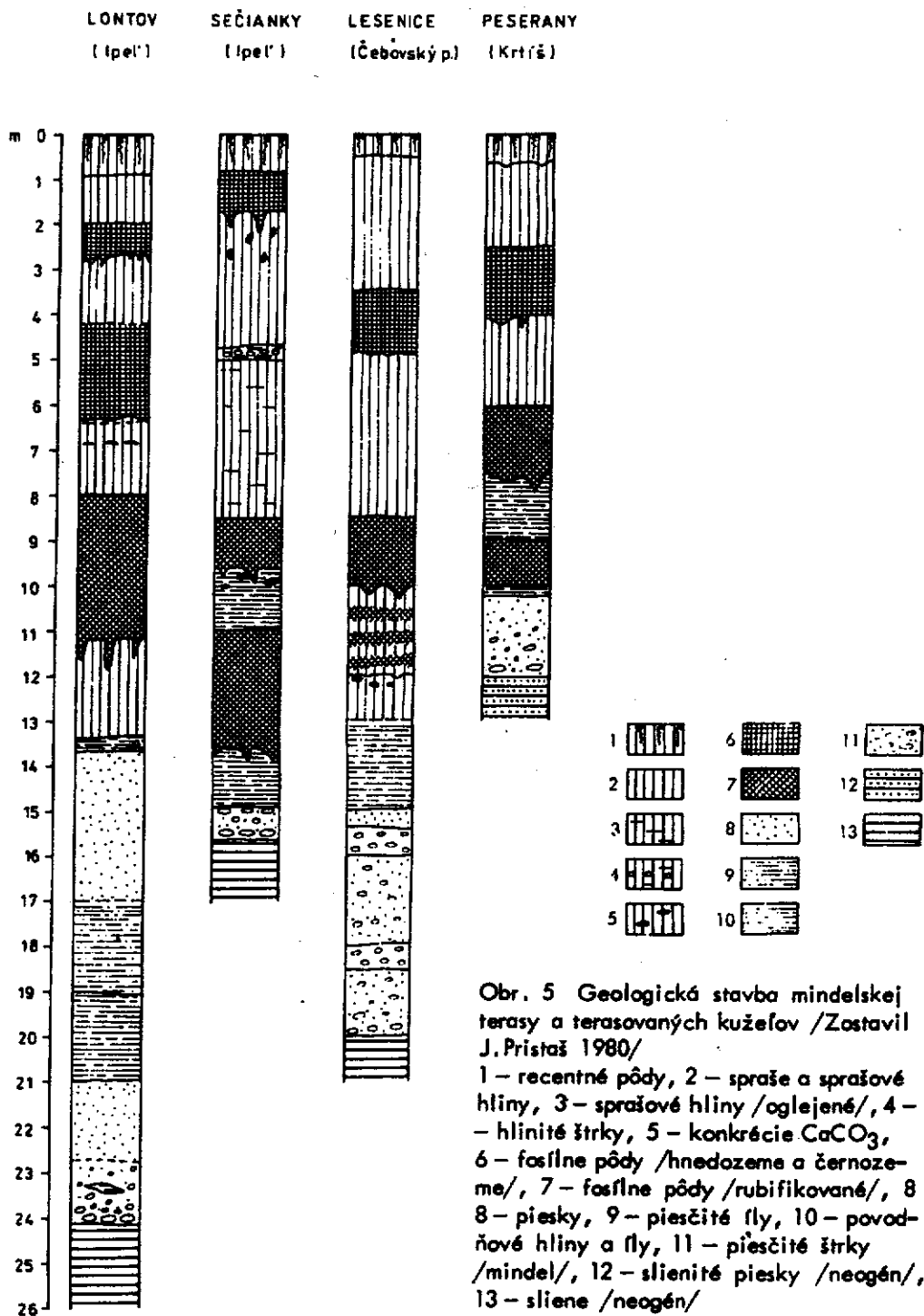
Strednú vysokú terasu /fluviálny komplex/ na základe morfológie, pozície, charakteru materiálu a mindel/riskej rubifikovanej fosílnnej pôdy, vystupujúcej nad štrkovým komplexom, zaradíme do obdobia staršieho mindelu.

Pod horeuvedenou terasou boli zistené pestré, dobre opracované štrky s bázou 40 m nad poriečnou nivou Ipľa $/\text{š}^{\text{f}}/\text{Qm}^2/$. Štrky tohto vývoja označujeme ako spodnú vysokú terasu. Nevýrazný povrch stupňa vystupuje asi 50 m nad riečnou nivou, je zachovaný len zvyškami medzi Dolinkou a Sečiankami. Valúnový materiál terasy je podobne ako u predošlej terasy tvorený silne zvetranými štrkami andezitov, avšak s výrazným podielom valúnov kremeňa a kremencov. V nadložnej sérii terasy vystupujú slabo diferencované horizonty červenohnedých sprašových hĺn. Značný stupeň zvetrávania bazálneho štrkového materiálu, ako aj výskyt paraautochtónnych rubifikovaných pôd svedčia o jeho pokročilom veku, na základe čoho terasu začleňujeme do mladšieho obdobia mindelu.

Ris

Do stredného pleistocénu začleňujeme fluviálne sedimenty vrchnej a spodnej strednej terasy.

Vrchná terasa obdobne ako spodná vysoká terasa je zachovaná len sporadicky. Výraznejšie je vyvinutá vo v. časti Ipľskej kotliny medzi



Muľou a Buřincami a v okolí Peľova, ďalej v doline Krtiřa v okolí Preseľan. Erózna báza terasy vystupuje do výšky asi 13 m, povrch je 20–25 m nad riečnou nivou. Fluviálny komplex, hrubý 2–3,5 m je tvorený dobre opracovanými vytriedenými piesčitými štrkami f_{Qr}^1 . Vo fluviálnej sérii terás ľpľa výrazne prevládajú čerstvé valúny kremeňa, kremence, podradne sú zastúpené andezity, žuly, pieskovce a tufy. V obdobnej terase Krtiřa prevláda neovulkanický materiál, najmä andezity. Nadložné série sú tvorené eolickými sprařami s výraznými horizontmi veľkých vápnitých konkrécií. Pri Preseľanoch v sprařovej sérii boli zistené dva výrazné pôdne horizonty, ktoré typologicky patria pôdam ris/würmského interglaciálu. Fluviálny komplex patrí do obdobia najstaršieho risu /prerisu/.

Spodná stredná terasa /obr. 6/ je najzachovanejším a plořne najroziřenejším terasovým stupňom ľpeľskej kotliny. Sleduje v řirokom páse /1–1,5 km/ ľpeľ, jeho väčšie prítoky Krtiř a čiastočne Čahovský potok. Erózna báza terasy sa nachádza 1–4 m a povrch 16 m nad povrchom riečnej nivy. V podloží je budovaná hrubými valúnmi až balvanmi o priemere 10–30 cm. Sú to hlavne kremence, kremeň, menej magmatické a ostatné horniny. Materiál je dobre opracovaný.

Bazálne štrky prekrýva monotónne, 2–3 m mocné súvrstvie piesčitých štrkov korytovej fácie so slabou výraznou vrstevnatosťou. Štrkový materiál je veľmi dobre opracovaný, valúny majú elipsovú formu a pestré petrografické zloženie, v ktorom prevláda kremeň, kremence, žilný kremeň, rohovec a silicity, menej valúny andezitu f_{Qr}^2 .

Stredná časť komplexu predstavuje striedanie súvislejších štrkových a piesčitých horizontov, striedajúcich sa s rýchlo vyklíňujúcimi medzivrstvičkami a řařovkami stredno- a hrubozrnných svetlosivých kremitých pieskov f_{Qr}^2 .

Celý fluviálny štrkopiesčitý komplex má hrúbku 3–4 m; maximálnu hrúbku, do 6 m, sme zistili v okolí Veľkej Vsi n/ľpľom a Baloga nad ľpľom. Sú v ňom /Veľká Ves n/ľ. / mikrotektonické deformácie a kryodeformácie. Časť sú najmä mladšie würmské kryodeformácie /mrazové klíny, vrecia a pod./.

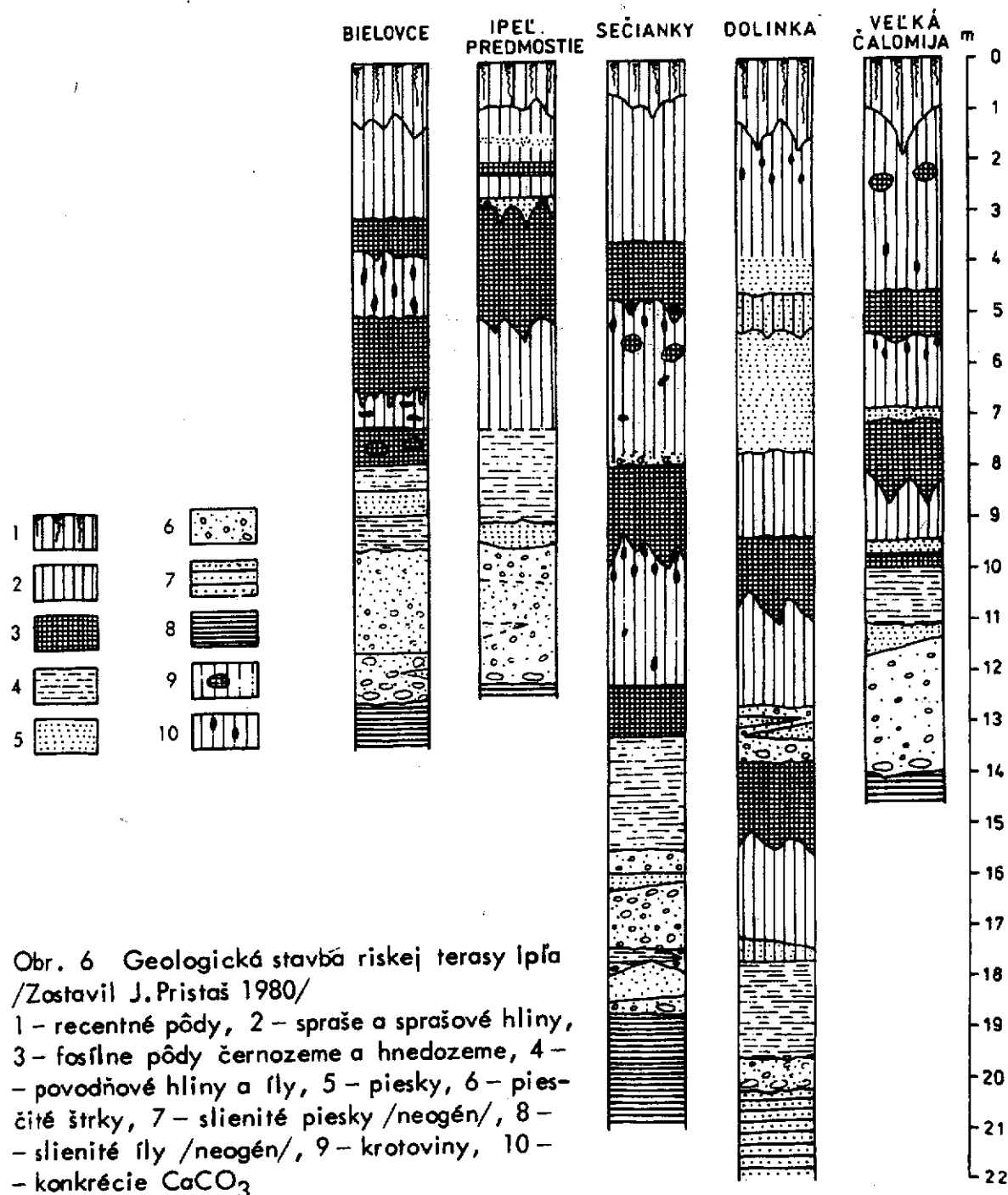
Stredná časť terasy je budovaná redukovaným komplexom nivných povodňových sedimentov. Na ich báze vystupujú svetlosivé až zelenkavé řly, striedajúce sa s polohami pieskov s postupným prechodom do povodňových hľín.

Nivné sedimenty obsahujú malakofaunu /J. Pristař – Z. Schmidt 1977/.

Výrazne prevláda holarktický prvok *Lymnea truncatula* /Müll./, *Columella columella* /Mart./, *Cochlicopa lubrica* /Müll./ ďalej severoázijský prvok *Vertigo pseudosubstriata* Lžk., *Pupilla muscorum* /L./, *Pupilla muscorum deunegyrata* /Lžk./,

Valonia tenuilabris /A.Br./; Významné je zastúpenie euroázijského prvku *Succinea eubiginosa* /A.Sch./. Ďalej sú prítomné: *Oxyloma elegans* /Ris./, *Eucomulus fluvius* /Müll./, *Clausilia dubia* /Drap./, *Trichia hispida* /L./ a severoeurópsky element *Arianta arbustorum* /L./.

V najnižšej pozícii boli okrem spomínaných druhov zistené: *Pupilla loessica* /Lžk./ a *Cyraulus aeronicus* /Fer./. Absolútnu prevahu v zastúpení majú prvky vlhkých a mezofilných, aj vodných biotopov /barín a stojatých vôd/. Prvky stepného biotopu sú v mizivom percentuálnom zastúpení.



Obr. 6 Geologická stavba riskej terasy Ipľa
/Zostavil J. Pristaš 1980/

1 – recentné pôdy, 2 – spráše a sprášové hliny,
3 – fosílné pôdy černozeme a hnedozeme, 4 –
– povodňové hliny a íly, 5 – piesky, 6 – pies-
čité štrky, 7 – slienité piesky /neogén/, 8 –
– slienité íly /neogén/, 9 – krotoviny, 10 –
– konkrécie CaCO_3

Bezprostredne na povodňových hlinách, v hlinisku Veľkej Čalomiji, v dolnej časti Ipľa, v štrkovisku s. od obce Bielovce /obr. 6/ je vyvinutá hnedá až slabo červenkastá pôda. Vrchná časť tejto pôdy je značne porušená. V priľahlej časti študovaného územia, j. od Dudiniec, v nadloží povodňových hlín sú vyvinuté pevné travertíny ris/würmského interglaciálu /J.Pristaš 1980/. Okrem toho v nadloží povodňových hlín a ílov vo vrtoch v okolí Dolinky boli zistené drobné, dobre opracované zahlinené andezitové štrky /zdvojená akumulácia/, ktoré sa smerom k tylovým okrajom terasy laterálne vyклиňujú. Na nich boli zistené typické eolické spraše s chladnomilnou faunou /Z.Schmidt-J.Pristaš 1970/, zastúpenou nasledovnými druhmi:

Columella columella /Mart./, *Vertigo alpestris* /Ald./, *Pupilla triplicata* /Stud./, *Pupilla muscorum* /L./, *Pupilla m. deneegyrate* /Lžk./, *Pupilla loessica* /Lžk./, *Vallonia costata* /Müll./, *Vallonia tenuilabris* /A.Br./, *Succinea oblonga* /Drap./, *Helicopsis striata* /Müll./.

V nadloží spraší je sformovaný polygenetický pôdny komplex ris-würmského interglaciálu /sečiansky pedokomplex J.Pristaš 1981/. Nad nimi leží séria spraší, sprašových hlín a pieskov mladého pleistocénu.

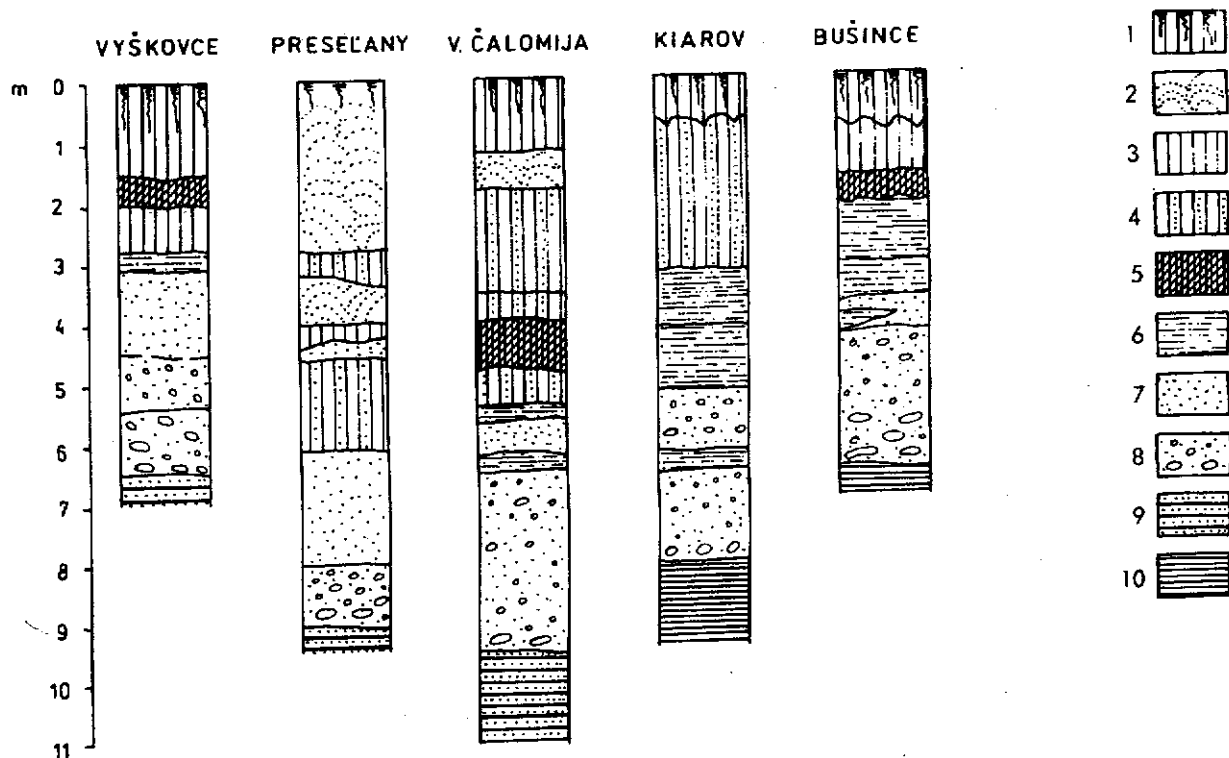
Existencia rozsiahlej bazálnej akumulácie štrkov spodnej strednej terasy s výraznými periglaciálnymi javmi a nálezmi fauny potvrdzuje drsné glaciálne podmienky v období riského glaciálu. Jej doznievanie dokumentuje chladnomilná fauna povodňových hlín nivnej fácie.

Výskyt dvoch až troch horizontov pochovaných pôd v nadloží nivnej fácie terasy, tvorený hnedozemou a zdvojeným sečianskym pedokomplexom /lužná černoziem a hnedozem/, opätovne potvrdzujú riský vek terasy. Avšak výskyt ďalšej nadložnej akumulácie štrkov a eolických spraší s chladnomilnou faunou, zaradených do mladšieho risu /Z.Schmidt-J.Pristaš 1970/ umožňuje zaradiť bazálnu akumuláciu štrkov do staršieho obdobia risu.

Würm

Sedimenty mladého pleistocénu a holocénu budujú väčšiu časť povrchu študovaného územia. Sú zastúpené fluvialnými sedimentmi nízkej terasy a dnovej výplne /akumulácie/ nív, rozsiahlymi pokryvmi spraší, sprašových hlín a presypov pieskov s krátkym eolickým transportom, deluvialnými a aluvialno-deluvialnými sedimentmi.

Nízka terasa je málo rozšíreným kvartérnym terasovým stupňom. Povrch terasy vystupuje 5–8 m nad povrchom, báza 1–2 m pod povrchom poriečnej nivy. Terasa tvorí samostatný akumulčný cyklus /obr. 7/.



Obr. 7 Geologická stavba nízkej terasy Ipľa /starší würm/ /Zostavil J. Pristaš 1980/
 1 – recentné pôdy, 2 – naviate piesky /neskorý würm/, 3 – sprašovité hliny, 4 – pies-
 čité spraše /sprašové piesky/, 5 – pochované pôdy, 6 – povodňové hliny a piesčité
 íly, 7 – fluviálne piesky, 8 – piesčité štrky /starší würm/, 9 – slienité piesky /neogén/,
 10 – sliene a slienité íly

Fluviálna séria terasy starší würm / f_{Qw}^1 / je tvorená svetlosi-
 vými piesčitými štrkami a pieskami, ktoré sú miestami od nadložných
 pieskova spraš oddelené medzivrstvičkami tmavosivého plastického ílu,
 prípadne povodňovými sivými hlinami. V celom komplexe prevláda piesčité
 frakcia nad štrkovou. Štrky sú miestami zvodnené, drobné / ϕ 1–3 cm/,
 dobre opracované s prevládáním kremeňa, kremenca, andezitu, žuly a
 kryštalických bridlíc.

Nadložie terasy buduje 4–5 m hrubé súvrstvie mladších wümských
 spraš, splachových a soliflukčných sedimentov a fluviálnych pieskov /ne-
 skorý glaciál/ s krátkym eolickým transportom.

Do obdobia mladšieho wümu / f_{Qw}^3 / začleňujeme fluviálne
 sedimenty dnovej výplne /akumulácie/ riečnych nív Ipľa, Krtíša a
 ich prítokov, ktoré sú tvorené súvrstvom zvodnených piesčitých štrkov a
 pieskov /obr. 8/. Hrúbka je 2–4,5 m, materiál je dobre vytriedený,
 čerstvý, dobre opracovaný a pozostáva z valúnov kremeňa, kremenca,
 andezitu, pieskovcov, žuly, kryštalických bridlíc a silicitov. Súvrstvie

piesčitých štrkov miestami prechádza do stredno- až hrubozrnných pieskov agadačných valov / fQw^1 /.

V nadloží dnovej akumulácie nív sú rozšírené piesky s krátkym eolickým transportom. V lpeľskej kotline tvoria drobné presypy na nive a styku riečnej nivy a nízkej terasy. Významnejšie plochy naviatych pieskov sú rozšírené západne od Šiah /Preseľany/, pri Tešmaku, lpeľskom Predmostí, Kolároch, Slovenských Darmotách. Presypy pieskov sú tvorené stredno- až jemnozrnným žltým, okrovožltým pieskom s výraznými polohami piesčitých spraší. Zvrstvenie pieskov je krížové, v nadloží rytmické, subhorizontálne, miestami čerinovité. V ľahkej frakcii pieskov dominujú kremene, prítomné sú sfudy. Asociáciou ťažkých minerálov sa zhodujú s piesčitými štrkami dnovej akumulácie, čo potvrdzuje ich fluvialny pôvod.

Spraše a sprašové hliny pokrývajú nízke, stredné a vysoké terasy lpeľa, Krtíša a Čahovského potoka, sporadicky sa vyskytujú v oblasti kotlinovej pahorkatiny a na južných okrajoch Krupinskej planiny.

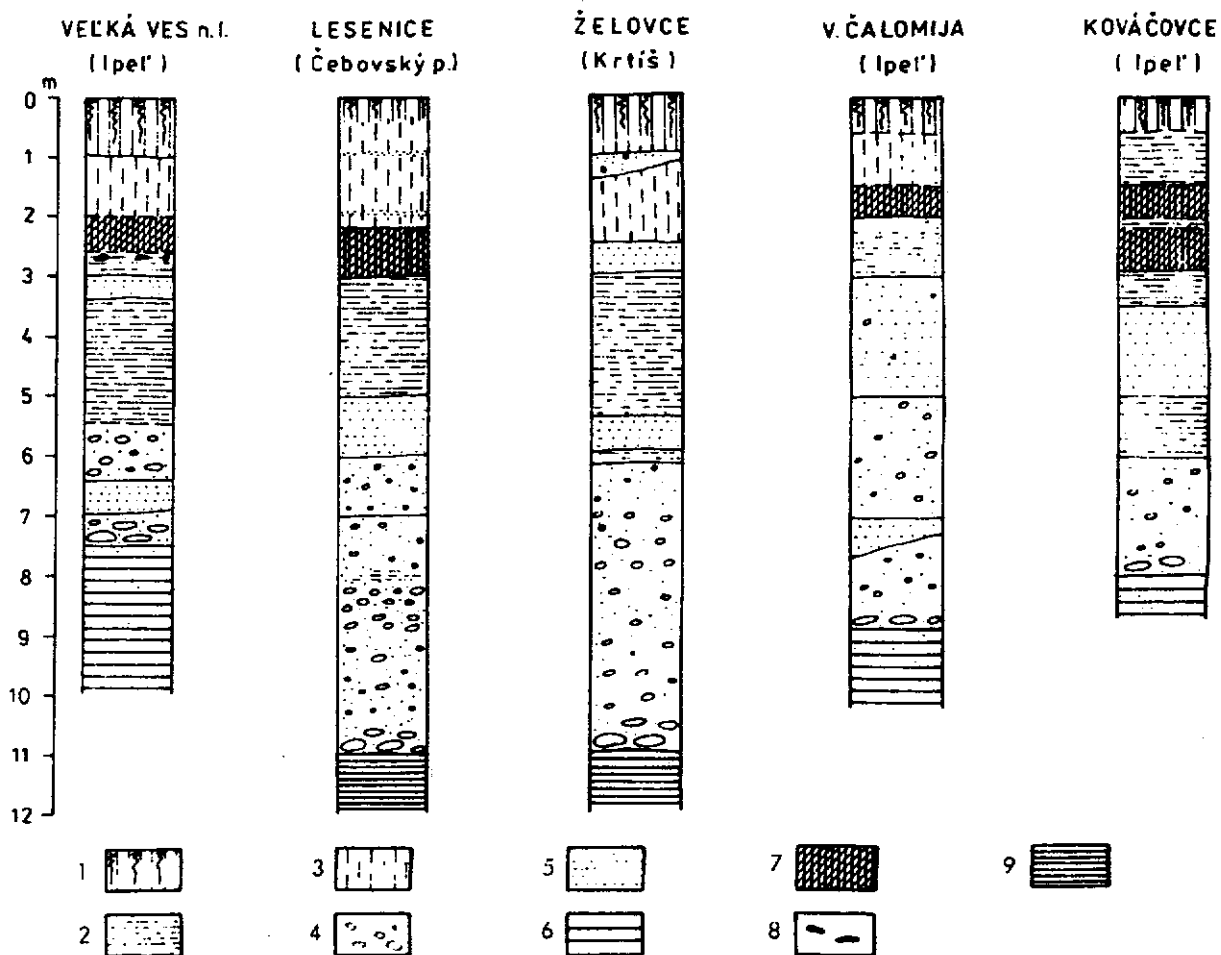
V lpeľskej kotline vyčleňujeme eolické spraše a piesky, močiarné spraše, sprašové /sprašovité/ hliny. Väčšia časť povrchu územia je pokrytá sprašovými hlinami. Typické eolické spraše / lQw / vystupujú len na stredných a nízkych terasách alebo tvoria polohy v sprašových sériách terás a na kotlinovej pahorkatine /J. Pristaš 1981/.

Zastúpené sú piesčitými / lQw^3 /, prachovito-piesčitými, vápnitými až slabovápnitými hlinami. Sprašové série terás sú rozdelené výraznými horizontmi fosílnych pôd /obr. 4, 5, 6, 7, 8/. Značný priestor zaberajú eolicko-deluviálne hlinito-piesčité sedimenty, tvoriace viac-menej súvislý pokryv v oblasti kotlinovej pahorkatiny. Sú to polygenetické sedimenty sprašového charakteru premiestnené ronóm, splachom a soliflukciou. Sú reprezentované piesčitými svetlosivými, žltosivými, hnedými a hrdzavými ílovitými hlinami hrudkovitej, drobnolístkovitej štruktúry / ed_hQw /, spravidla druhotne odvápnené. Vyplňajú zníženiny v reliéfe, mierne modelované úvaliny, svahy dolín, na úpäť ktorých dosahujú maximálnu hrúbku /6–8 m/. Na rozhraní lpeľskej kotliny a Krupinskej planiny prechádzajú do hlinito-kamenitých svahovín podhoria. Väčšia časť týchto sedimentov bola premiestnená v mladom pleistocéne a holocéne. V miestach, kde sú na to priaznivé podložné pomery /medzi Pôtrom a Krtišom/ tvoria malé plošné zosuvy. Vápnitejšie polohy obsahujú chladnomilnú malakofaunu finálneho würmu /J. Pristaš–Z. Schmidt 1977/.

Pleistocén - holocén

Do nečleneného pleistocénu začleňujeme deluviálne a eluviálno-deluviálne sedimenty.

Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty. / $_{hk}^{dQw-h}$ /. Rozšírené sú v predhorí Krupinskej planiny. Sú to produkty zvetrávania vulkanitov, premiestnené rohom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi do nižších polôh. Ich hrúbka je variabilná - od 1-2 m /na viac exponovaných svahoch/ do 15 m /na úpätiach svahov zvlášť na prechode do Ipeľskej kotliny/.



Obr. 8 Geologická stavba poriečnych nív Ipeľa a jeho prítokov /Zostavil J. Pristaš 1980/
 1 - recentná pôda, 2 - íly, 3 - povodňové hliny, 4 - piesčité štrky dnovej výplne /wurm/, 5 - piesky, 6 - slienité piesky /terciér/, 7 - pochované pôdy /atlantikum/, 8 - konkrécie $CaCO_3$, 9 - sliene /terciér/

V geologickej stavbe delúvií pozorujeme dva slabo výrazné, vzájomne do seba prechádzajúce horizonty. V nadložnej časti profilu vystupuje hlinitý materiál s rovnomerne alebo viac-menej chaoticky rozloženými ostrohrannými úlomkami a valúmi andezitu, tufu, ako aj štrkami z konglomerátov s drobnými polohami a vrstvičkami splavených ílovitých, slienitých, prípadne piesčitých neogénnych sedimentov. V podloží profilu vystupuje hrubší, miestami blokový /blokové zosuvy/, menej vytriedený materiál, prechádzajúci do pôvodných sedimentov vulkanitov, ktoré sa na styku s poriečnymi nívami vyklíňujú do fluviálnych sedimentov.

Väčšia časť najmä podložného hruboušlomkovitého komplexu vznikla v periglaciálnom období počas intenzívneho mechanického zvetrávania a patrí pravdepodobne würmskému glaciálu. Nadložné časti profilu sa formovali v podmienkach humídnejšej klímy a formujú sa aj v súčasnosti.

Eluviálno-deluviálne sedimenty $/\overset{\text{eld}}{\underset{\text{hk}}{\text{Qw-h}}}/$. Sú to produkty zvetrávania predkvartérneho podložia, ktoré budujú vyrovnané rozvodia Krupinskej planiny. Na vyrovnaných rozvodiach riek prevládajú hlinité a hlinito-kamenité sedimenty. V nadložnej časti profilu sú svetlosivé, prípadne žltosivé a červenohnedé hliny, prachovité s variabilnou prímесou úlomkov blokov andezitov a rozvetraných valúnov konglomerátov, ktoré smerom do podložia prechádzajú do zvetranej pôvodnej horniny.

Vďaka nepretržitému obnovovaniu, intenzívnemu splachovaniu zvetraného materiálu zachovali sa len mladopleistocénne, zvlášť holocénne produkty zvetrávania.

Holocén

Vrstvy holocénu predstavujú najmladšiu etapu vývoja kvartérnych sedimentov. V tomto období došlo na území kotliny len k nepatrnému prehĺbeniu korýt riek do piesčitých štrkov dnovej akumulácie a k rozsiahlej akumulácii štrkov, jemnopiesčitého, hlinitého, ílovitého materiálu nív /obr. 8/, hlinitého a hlinito-štrkového materiálu holocénnych náplavových kužeľov. Intenzívnejší vrez korýt sa odohral len v oblasti Krupinskej planiny a je spojený hlavne s regresívnou eróziou tokov.

Hrúbka povodňových holocénnych sedimentov nív je nerovnomerná, pohybuje sa od 4 do 6 m, max. 7 m. Povodňové sedimenty, vyvinuté na štrkoch dnovej výplne, sú na báze zastúpené tmavosivými a svetlosivými ílmi $/\overset{\text{f}}{\underset{\text{ih}}{\text{Qh}}}/$ slimonitizovanými polohami a horizontmi nivných pôd /atlantik/, s drobnými konkréciami CaCO_3 v podloží. Smerom k nadložíu sa íly striedajú s 0,5–1 m polohami a medzivrstvičkami prevažne hrubozrnných svetlosivých kemitých pieskov $/\overset{\text{f}}{\underset{\text{p}}{\text{Qh}}}/$.

V nadloží nivy prevládajú hlinité a kalové sedimenty so slatinnými polohami $^hQh/$, prípadne rytmicky zvrstvené piesky a íly fácie prikorytových plytčín spodnej úrovne nivy. V okrajových častiach v ústí potokov, sú nivy pokryté sprašovými, prípadne hlinitými $^pQh/$ a štrkovitými sedimentmi $^fQh/$ holocénnych náplavových kužeľov.

Rozdielnú stavbu a zloženie majú len nivy periodicky činných potokov. Tieto sú budované hlinito-piesčitými sedimentmi so značným podielom prolúviálnych a deluviálnych sedimentov, zloženie ktorých je závislé na geologickej stavbe svahov.

Nivy v oblasti Krupinskej planiny sú budované hlinitými a piesčitými štrkami $^fQh/$. Antropogénne sedimenty sú zastúpené haldami a navážkami.

Poznámka:

Vrstvy Medokýšneho potoka /str. 41/, recte Medokýšne vrstvy
Formácia Vinica – Príbelce /str. 71/, recte Vinická formácia /súvrstvie/
Formácia Čelovce - Opava /str. 72/, recte Opavská formácia /súvrstvie/
Formácia Lysec /str. 73/, recte Lysecká formácia /súvrstvie/

/viď Stratigrafický slovník Západných Karpát, GÚDŠ, 1982...1983/

GEOFYZIKÁLNY VÝSKUM

Výsledky geofyzikálnych výskumov v Ipeľskej kotline a Krupinskej pláne zhrnul J.Šefara a M.Filo in D.Vass et al. /1979, str. 13–42/. Pri geofyzikálnom výskume boli použité metódy:

- gravimetrické mapovanie v mierke 1:25 000,
- geomagnetické letecké a pozemné plošné merania v mierke 1:25 000,
- geoelektrické merania
- seizmické profily.

Z fyzikálnych vlastností hornín boli stanovené:

- hustoty hornín,
- magnetické vlastnosti hornín,
- odporové vlastnosti.

Pri interpretácii tiažového poľa bola vykonaná separácia, výsledkom čoho bolo zostrojenie troch základných tiažových máp:

- mapa tiažového účinku,
- mapa tiažového účinku predterciérneho podložia,
- odkrytá gravimetrická mapa.

Pre interpretáciu magnetického poľa boli zostavené modely magnetických telies známych na povrchu. Pri interpretácii telies v podloží sa postupovalo metódou postupnej separácie.

Pri interpretácii geoelektrických meraní boli zohľadnené poznatky o litológii danej oblasti a reliéf terénu.

Vlastná interpretácia geofyzikálnych meraní priniesla nové poznatky o stavbe trefohorných sedimentov a vulkanitov. Geofyzika pomohla rozšíriť bodové údaje o hrúbke terciérnych komplexov /z vrtovej/ na celé študované územie, pomohla dokresliť tvar a rozsah, úklon, resp. identifikovať vulkanické telesá typu nekov, dajok a pod.

Poznatky o stavbe terciéru doplnili geofyzikálne identifikované lineárne štruktúry, ktoré v mnohých prípadoch korelujú s geologicky overenými zlomami.

Na základe výsledkov geofyzikálnych meraní bola zostavená mapa reliéfu predtrefohorného podložia a boli definované jeho významné depresné a elevačné štruktúry.

V predtrefohornom podloží geofyzikálnymi metódami boli zistené magnetické anomálie, rad vertikálnych hustotných rozhraní a tiažových anomálií.

TEKTONIKA

Tektonika predterciérneho podložia a staršia terciérna stavba je opísaná v práci D.Vass et al. 1979, str. 158–162. Na tomto mieste sa zmienime iba z zlomoch, ktoré sa prejavujú v povrchovej stavbe a sú zobrazené v geologickej mape.

Z hľadiska funkčného vzťahu zlomov k vulkanickej aktivite v období bádenu prvoradý význam mal zlomový systém smeru SV–JZ označený ako „vulkanotektonická zóna šahansko-lysecká“ /V.Konečný 1970b/. V rámci tohto systému /ktorý je indikovaný na základe interpretácie gravimetrickej mapy/ sú situované erupzívne centrá spodnobádenského vulkanizmu. Priebeh tohto zlomového systému zhruba korešponduje s priebehom osovej časti šahanskej elevácie.

Pri situovaní konkrétnych erupzívnych centier formácie Vinica–Príbelce sa uplatnili tiež zlomy priečneho systému SZ–JV, ktoré členia šahanskú eleváciu na rad čiastkových blokov. Uvedený zlomový systém sa dominantne uplatnil hlavne v postvulkanickom /pobádenskom období/.

Pri založení erupzívneho centra formácie Celovce–Opava zohral významnú úlohu zlomový systém SSV–JJZ až meridionálneho charakteru, ktorý obmedzuje krupinskú depresiu z východu /V.Konečný, J.Šefara, J.Zbořil 1973/. Erupzívne centrum je situované na jeho križovaní s priebehom vulkanotektonickej zóny. Syngenetický charakter zlomovej aktivity zlomov SSV–JJZ s vulkanickou aktivitou je dokumentovaný synchronnou subsidenciou krupinskej depresie v priebehu vulkanizmu.

Založenie erupzívneho centra Lysec, ako vyplýva z interpretácie gravimetrickej mapy, a subsidencia strhársko-trenčskej prepadliny boli podmienené aktivitou zlomov ssz. smeru, ktoré križujú priebeh vulkanotektonickej zóny.

Ippeľská kotlina je porušená zlomami sz. a ssz. smeru, ku ktorým sa celkom ojedinele družia zlomy sv. smeru.

Zlomový systém sz. a ssz. smeru

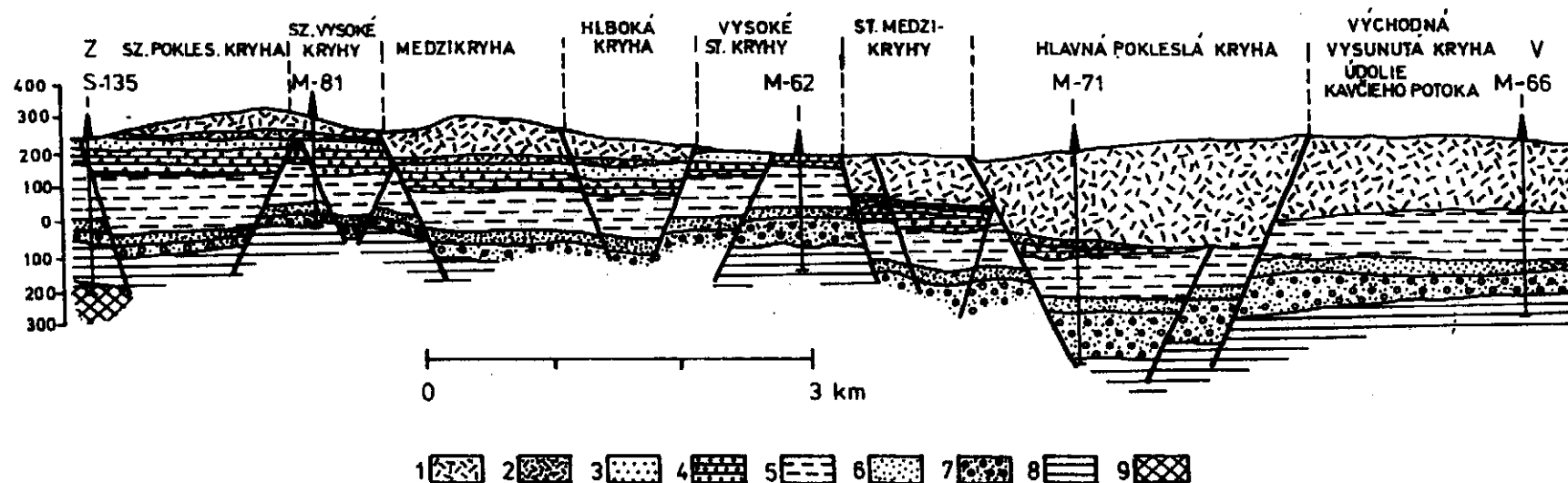
Zlomy sz. smeru, ako ukázala analýza ich prejavov a funkcie boli aktívne zväčša pred bádnom. Pohyby na nich ožili však aj počas bádnu a po ňom, keď tieto zlomy vytvorili spoločné štruktúry s novými zlomami SSZ. Posledné zlomy predurčili vznik drenážnej siete študovaného územia, a preto je mladá zlomová stavba dobre rozoznateľná na fotografiách snímaných umelými družicami. Zlomové štruktúry tohto zlomového systému sa ako najmladšie dali identifikovať púhym geologickým mapovaním, niektoré z nich opísali starší autori /napr. V. Čechovič 1952, str. 37, 38/.

Od východu na západ sú to nasledujúce štruktúry:

Strhársko-trenčská prepadlina /D.Vass 1964/ je na V vymedzená zlomom medzi obcami Trenč a Ľuboreč, na Z zlomom prebiehajúcim od Bušínec cez Vátovce k Horným Strhárom. Reliéf v priestore prepadliny má inverzný charakter. Je to pahorkatina, dvíhajúca sa 50–100 m nad povrchom susedných stracinských vysokých krýh. Je vyplnená voči erózii odolnejšími vulkanickými klastikami bádnu a jej inverzný reliéf tvorí morfológický predel medzi Ipeľskou a Lučenskou kotlinou. Štruktúra má zložitú vnútornú stavbu. Ide o zložitú asymetrickú prepadlinu. Jej najhlbšie zaklesnutá časť je na sv. okraji prepadliny, zatiaľ čo jz. a stredná časť prepadliny je tvorená sústavou rýh, ktoré sú voči sebe rôzne poklesnuté /obr. 9/. Celá prepadlina je naložená na stúpajúcom sv. krídle staršej /kišcel-karpat/ dačovlomskej prepadliny. Križujúce sa štruktúry vytvárajú tektonicky komplikovanú „zónu krížových poklesov“ /D.Vass 1963/. Zlomy, ktoré vymedzujú a členia prepadlinu, majú tendenciu zmenšovať výšku skoku od JV na SV, t.j. smerom krigidnému bloku šahanskej elevácie. V oblasti Vátoviec predstavuje výška skoku okolo 450 m. V okolí Hornej Strehovej iba 110 m.

Stracinské vysoké kryhy /D.Vass 1964/ vymedzuje na V už spomínaná porucha Horné Strháre–Bušince a na Z porucha, prebiehajúca od Modrého Kameňa cez Olváry ďalej na JV.

Na stracinských vysokých kryhách je odkrytý celý vrstevný sled miocénu: v severnej časti bádnu, v strednej otnang, karpat a najjužnejšie eger. V hĺbke sa predpokladá prítomnosť kišcelu. Stracinské vysoké kryhy sú naložené štruktúrou na staršej dačovlomskej prepadline a značne ju maskujú. Epigenetický vzťah týchto vysokých krýh k spodnému miocénu je dobre rozoznateľný.



Obr. 9 Geologický rez sz. časťou strhársko-trenčskej priekopovej prepadliny /podľa N. Brodňana a M. Ciesarika s menšími úpravami

1 – vulkanicko-klastická formácia Lysec a formácie Čelovce–Opava /nečlenené/, vrchná časť sp. bádenu a vyšší bádenu; vulkanicko-klastická formácia Vinica–Príbelce a príbelské vrstvy /nečlenené/, spodná časť spodného bádenu; 3 – krtíšske vrstvy /piesky/, karpát; 4 – vrstvy Medokýšneho potoka /piesky a aleurity/, karpát; 5 – plachtinské vrstvy; vrchný otnang; 6 – pôtorské vrstvy – piesky s uhoľnými slojmi; vrchný otnang; 7 – bukovinské súvrstvie /štrky, pestré íly, piesky, ryodacitové vulkanicko-klastické sedimenty/, spodný otnang; 8 – morské vrstvy egeru /prevažne lučenské súvrstvie; vápnité aleurity až íly – šľfr, na báze piesčité/; 9 – kremence; spodný trias

Modrokamenská prepadlina /D.Vass 1964/ je na V vymedzená už spomínaným zlomom Modrý Kameň – Olováry – Kováčovce. Prepádlna je asymetrická, sv. krídlo stupňovite klesá až po najhlbšiu kryhu malokrtíšsku, ktorá je od príbelsko-plachtinských vysokých krýh oddelená zlomom Plachtinského potoka. V prepadline je vyvinutý a sčasti odkrytý celý vrstevný sled trefohôr počnúc kišcelom a bádenom končiac. Prepádlna patrí k štruktúram naloženým na dačovlomskej prepadline. Zlom Plachtinského potoka je spoločným okrajovým zlomom staršej i mladšej štruktúry s výškou skoku okolo 200 m.

– Príbelsko-plachtinské vysoké kryhy /D.Vass 1964/ sú na SV obmedzené zlomom Plachtinského potoka, na Z zlomom selianskym, prebiehajúcim údolím Selianskeho potoka. Bádenské, karpatské a otnanské vrstvy ustupujú na S, v j. častiach vysokých krýh sú odkryté vrstvy egeru, prípadne denudačné reliktory spodného otnangu a egenburgu. Výšky skokov zlomov jednotlivých krýh selianskeho zlomu nie sú veľké /20- 50 m/.

– Vinická priekopová prepadlna /D.Vass 1964/ má symetrickú stavbu. Voči vysokým kryhám príbelsko-plachtinským ju vymedzuje seliansky zlom, na JZ zlom kleňanský, ktorý bol aktívny aj pred bádenom. Prepádlna je symetrická. Skoky zlomov nie sú veľké /50- 100 m/. V prepadline vystupujú na povrch predovšetkým vrstvy otnangu, karpátu a bádenu, v j. časti egeru.

– Levicko-turovská hrast' /vysoké kryhy hornoturovské; D.Vass 1964/ zasahuje len do z. časti lpeľskej kotliny. Vymedzuju ju zlomy: kleňanský voči vinickej prepadline a šahanský voči prepadline semerovskej. V údolí Berinčenského a Olvárskeho potoka je na tejto hrast' odkryté kryštalické podložie trefohôr, obklopené horninami karpátu a bádenu.

Zlomy s priečnym priebehom /SV – JZ/ v epigenetickej zlomovej stavbe majú podradný význam. Dôležitejšie sú iba dva zlomy: zlom prebiehajúci od Balogu nad lplom do j. okolia Čeboviec a zlom Slovenské Ďarmoty – Olváry.

S prvým z uvedených zlomov na geologickej mape koreluje južný erózny okraj karpátu a vrchného otnangu. Zlom je, zdá sa, starší ako sz. a ssz. zlomový systém, lebo je týmito zlomami segmentovaný. Aktivita jednotlivých segmentov pravdepodobne v pobádenskom období ožila, lebo sa zjavne spolupodieľajú na kontrole priebehu pobádenskej denudácie.

Zlomy meridióálneho systému sa vyskytujú hlavne v priestore jv. okraja krupínskej depresie. Čiastočne kopírujú staršie predbádenské a bádenské zlomy a vytvárajú spolu s malými zlomami smeru V Z mozaikovitú stavbu uvedenej oblasti.

V pobádenskom období teda epigeneticky vznikla aj megavrásová štruktúra — klenba stredného lpla /E.Noszky, ktorý sa prvý o nej zmieňuje, sa domnieval, že štruktúra je voči miocénu epigenetická/. Vznikla diferencovaním pozitívnych pohybov Maďarského stredohoria a príslahlých území v bádene a hlavne po bádene. Jej os sv. jz. smeru prebieha v miestach dnešného stredného toku lpla. V jadre klenby vystupujú sedimenty egeru a egenburgu, na krídlach sú mladšie sedimenty a vulkanity, otnang báden/.

HYDROGEOLÓGIA

Prehľad o hydrogeológii Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny, ktorý napísal L.Škvarka, je v práci D.Vass et al. /1979, str. 205–214/. Na tomto mieste uvedieme iba základné črty hydrogeológie územia.

V území zobrazenom na mape možno vyčleniť 4 hydrogeologické komplexy, ktorých litológia je opísaná v 3. kapitole uvedenej monografie.

Komplex mezozoických a starších útvarov

O hydrogeologickom charaktere tohto komplexu máme iba orientačné informácie. Vo vrte SH-1b /Dolné Strháre/ bol odskúšaný hĺbkový úsek 674,0–750,0 m, tvorený spodnotriasovými sericiticko-chloritickými bridlicami. Jeho špecifická výdatnosť je $2,68 \cdot 10^{-5}$ l/s. Číslo špecifického zvodnenia je $Z_L = 0,55$. Teplota vody v horizonte je $38,8^\circ\text{C}$ a ustálená hladina podzemnej vody bola zistená v hĺbke 76,1 m p.t. /M.Choma et al. 1979/.

Vrt VV-5 pri Ipeľskom Predmostí prenikol do kryštalinika v hĺbke 186,0 m. Z poruchového pásma bol artézsky prítok vody o výdatnosti 0,2 l/s a teplote 15°C s mineralizáciou 5,5 g/l, ktorý neskoršie ustal.

Podľa doterajších poznatkov komplexu mezozoických a starších útvarov má nízku intenzitu zvodnenia a nie sú v ňom výdatnejšie zdroje podzemných vôd.

Komplex sedimentárneho neogénu

Zvodnenie kišcelských sedimentov je malé. Významnejší hydrogeologický horizont predstavujú egerské piesky. Pri Horných Strhároch z vrtu S-135 z egerských pieskov z hĺbky 345,8–443,0 m bol výron vody preplynenej CO_2 o výdatnosti 15,0 l/s, teplota bola $30\text{--}32^\circ\text{C}$; z vrtu MV-1 pri Dolných Plachtinciach bol výron podobnej vody z hĺbky 291–384 m;

jeho výdatnosť bola 3,3–6,8 l/s, teplota 18 °C /M.Choma, V.Hanzel, S.Gazda 1964/.

Z bukovinského súvrstvia /spodný otnang/ zo štrkopiesčitých vrstiev, prevrtaných vrtom M-101 pri obci Chrfany z hĺbky 365 m, vytekalo 0,13 l/s vody.

Významným hydrogeologickým horizontom sú piesky pôtorských vrstiev /vrchný otnang/. Zvodnený horizont tvoria piesky troch podhorizontov o celkovej hrúbke 30–80 m. Majú veľmi variabilné granulometrické zloženie v smere vertikálnom i horizontálnom. V miestach, kde piesky vychádzajú na povrch, majú voľnú hladinu podzemnej vody. V strhársko-trenčskej i modrokamenskej prepadline majú podzemné vody artézsky charakter. Smer prúdenia podzemných vôd je severojužný /M.Račický 1964/. Z pieskov pôtorských vrstiev nevyvierajú významné pramene. Režim podzemných vôd je silne ovplyvnený odčerpávaním vody z produktívneho súvrstvia.

V karpate je zvodnený horizont krtíšskych vrstiev a vrstiev Medokýšneho potoka. Intenzívne zvodnený horizont bol zachytený vrtom S-107 pri samote Hámor v hĺbke 198–263,4 m s artézskym prelivom 21,6 l/s o teplote 21 °C, ktorý neskoršie poklesol na 2,0 l/s /M.Brodňan–M.Makovník 1957/. Na j. okraji obce Modrý Kameň sa z vrtu Š-2a čerpalo z intervalu 16,9–123,6 m 11,0 l/s vody pri znížení 17,5 l/s /M.Lukaj 1965/. Z odvodňovacej hydrogeologickej štôly Horné Strháre–Koprovnica z krtíšskych pieskov vytekalo 8,3 l/s vody.

Na báze bádenu je zvodnený horizont príbelských vrstiev. Podzemné vody z vulkanických komplexov prenikajú do príbelských pieskov i do podložných sedimentov. Časť podzemných vôd z príbelských vrstiev vystupuje v podobe prameňov o výdatnosti 0,1–0,5 l/s. Ich výdatnosť je výrazne ovplyvnená klimatickými pomermi.

Výrazná zlomová tektonika v oblasti lpeľskej kotliny spôsobila, že v prepadlinách sú zaklesnuté priepustné sedimenty, v prepadline strhársko-trenčskej až do hĺbky niekoľko 100 m. Termálne vody sa viažu na hlbšie uložené priepustné horizonty. Ich teplota závisí od uloženia horizontu, v ktorom sa voda formuje a od veľkosti geotermického stupňa. Z vrtu M-4 pri osade Vieska /Dolná Strehová/ vyteká voda teplá 36 °C z hĺbky 520 m. Z vrtu M-5 pri Slovenských Kľačanoch vytekala z podobnej hĺbky voda teplá 35 °C, vrt S-107 pri Muli prevrtal dva zvodnené horizonty, teplota vody vo vrchnom horizonte bola 21,6 °C, v spodnom 35 °C.

Výrazná tektonická predisponovanosť územia a prítomnosť mladého vulkanizmu bola, resp. je príčinou tvorby a výstupu kysličníka uhličitého, ktorý podmieňuje preplyňovanie podzemných vôd a tvorbu kyseliek. Uhličité minerálne pramene v lpeľskej kotline vystupujú na povrch v oblasti medzi

Plachtincami – Strhármí – Muľou a Źelovcami. O.Franko /1962/ vyčlenil tri Źriedlové línie kyseliek: plachtinsko-slatinskú, modrokamensko-krtíšsku a strhársko-bušinskú. Kyselky vystupujú na povrch po podradných zlomoch, ktoré sprevádzajú hlavné zlomy, oddeľujúce prepادلiny od hrasti.

Na plachtinsko-slatinskej Źriedelnej línii sú vývery kyseliek v Slatinských kúpeľoch, Źelovciach, Preseľanoch, Sklabinej, Obeckove, Dolných a Horných Plachtinciach. Na modrokamensko-krtíšskej línii sú minerálne pramene v Kováčovciach a Malom Krtíši; minerálne vody zachytili vrtmi medzi Veľkým Krtišom a Modrým Kameňom. Na strhársko-bušinskej zlomovej línii sú vývery minerálnej vody v Muli, Dolných Strhároch, v oblasti Pôtra. Ďalej sú kyselky pri obci Brusník, a pri Vanovom vrchu /O. Franko, S.Gazda, M.Choma 1967/. Výdatnosť prameňov kyseliek je malá – do 0,1 l/s. Režim preplynených vôd je značne narušený Źažbou uhlia v bani Dolina, kde dochádza k výronom do banských priestorov, čo značne Źažuje podmienky dobývania. Kyselky využíva miestne obyvateľstvo ako výbornú stolovú vodu.

Z mnohých vrtov v oblasti ložíška došlo k erupcii preplynených vôd alebo k výronom CO₂. Väčšina z nich bola sústredená na stracinských vysokých kryhách.

Ojedinele boli v uzatvorených štruktúrach zistené izolované reliktné vody s vysokou mineralizáciou.

Komplex neovulkanických hornín

Zdroje podzemných vôd sú akumulované v nasledovných štruktúrach /L.Škvarka 1971/: v zóne zvýšenej puklinovosti skalného komplexu, v poróznych vulkanických sedimentoch /tufy, tufitické piesky a i./ a na význačných zlomových líniiach. Prevažná časť podzemných vôd vystupuje do povrchových tokov skryte, alebo v prameňoch v hlboko zarezaných dolinách. Na morfológických chrbtoch je hladina podzemnej vody hlboko poklesnutá.

Režim podzemných vôd vo vulkanitoch je pomerne málo preštudovaný. Krupinská planina, ktorú budujú vulkanické horniny, je chudobná na výdatnejšie pramene, ktoré by boli bývali dlhšie pozorované. Režim výdatnosti prameňov silne ovplyvňujú klimatické pomery. V období bohatom na zrážky sa naplňajú pukliny a póry vodou, potom sa postupne vyprázdňujú a výdatnosť prameňov klesá. Sutinové pramene občas vysychajú.

Hlbšie obzory podzemných vôd overil vrt CK-1 Cerovo, ktorý v hĺbke 220–240 m zachytil piesčité sedimenty s úlomkami morskej fauny. Bol

z nich dokumentovaný prítok podzemných vôd o výdatnosti 2 l/s a teplota vody 25 °C /L.Škvarka 1967/.

Komplex štvrtohorných sedimentov

Fluviálne sedimenty Ipľa a jeho prítokov v údolnej nive a v starších terasách tvoria významný kolektor podzemných vôd. Podzemné vody v poriečnej nive sú priamo hydrodynamicky späté s povrchovými vodami. V terasových stupňoch, ktoré majú menšie plošné rozšírenie, sa podzemné vody dopĺňajú prevažne zo zrážok a prítokom podzemných vôd z vyššie položených území. Štrky a piesky starších terasových stupňov sú navetrané, bývajú zahlinené a sú menej zvodnené. Ďalšie štvrtohorné sedimenty, predovšetkým svahové hlíny, náplavové kužele, sutinové hlíny, sprašové hlíny, sú slabo zvodnené. Na styku s nepriepustným ílovitým neogénnym podkladom je v nich vytvorený súvislý obzor podzemných vôd, ktorý je zachytený domovými studňami. Ich výdatnosť je nepatrná, majú však význam pre zásobovanie domácností.

Banské vody

Ložisko uhlia ťažené v bani Dolina má zložité hydrogeologické pomery. V intenzívne zvodnených piesčitých polohách produktívneho súvrstvia, v tektonicky porušených oblastiach je podzemná voda preplynená CO_2 , čo značne komplikuje ťažbu. Banské priestory odvodňuje bariéra vrstiev v predpolí ťažby; množstvo odčerpanej podzemnej vody je premenlivé. V roku 1970 sa z bariéry odčerpalo cca 70 l/s vody a prítoky podzemnej vody do baní boli cca 55 l/s. Celkove je z banských priestorov odčerpávané okolo 125–130 l/s vody. V roku 1975 sa odčerpalo spolu 150 l/s. Množstvo odčerpanej vody sa mení podľa rozloženia ťažby, intenzity zvodnenia hornín a množstva zrážok.

NERASTNÉ SUROVINY

Najvýznamnejšou surovinou lpeľskej kotliny je uhlie, ťažené v banskom revíri bane Dolina. Kvalitnejšie druhy pieskov sa ťažili ako surovina na výrobu skla, resp. boli technologicky vyhodnotené ako surovina pre zlievárenstvo. lpeľská kotlina je bohatá na stavebné suroviny: piesky, štrky a štrkopiesky i tehliarske hliny. V Krúpinskej planine sú zdroje zväčša menej kvalitného kameniva.

UHLIE

V súčasnom období ťažené uhoľné ložisko Pôtor–Dolina je vekovým ekvivalentom šalgotarjánskeho ložiska, je teda vrchnootnanské. Hospodársky bezvýznamné výskyty uhlia boli zistené aj v egeri a v karpate.

Ložisko Pôtor – Dolina*

Geologické pomery: Uhoľné sloje vrchného otnangu sú uložené v pôtorských vrstvách, zložených z pieskov s polohami ílov, resp. štrkov. Na SZ od Modrého Kameňa narastá podiel ílov. V ich podloží je spodný otnang, resp. eger. Hrúbka pôtorských vrstiev kolíše medzi 30–50 m, ojedinele aj 70–80 m.

Pôtorské vrstvy sú vyvinuté hlavne v priestore dačovlomskej prepadliny, optimálny vývoj slojov je v najhlbších kryhách prepadliny. V štruktúrnom pláne bádensko-pobádenskom, ktorý je voči produktívnemu súvrstviu epigenetický, viaže sa optimálny vývoj pôtorských vrstiev na stracinské vysoké kryhy /D.Vass 1964/.

*Čísla v zátvorkách sú odkazom na obr. 1, na ktorom sú arabskými číslicami označené ložiská nerastných surovín a rímskymi číslicami prognózne územia.

V pôtorských vrstvách lpeľskej kotliny sú tri uhoľné sloje, podľa baníckej praxe v poradí označované zhora nadol /I až III/. Vo v. časti ložiska boli identifikované aj ďalšie dve slojové polohy, lavica I. a III. sloja /M.Ciesarik 1962/.

Spodný alebo III. uhoľný sloj má najväčšie plošné rozšírenie. Z okolia Žihľavy, Pôtra a sv. okolia Veľkého Krtíša zasahuje až do okolia Suchého Brezova. Jeho hrúbka je premenlivá, priemerná hrúbka v priestore terajších bilančných zásob je 1,33 m. Maximálna hrúbka /až 5 m/ je jv. od Modrého Kameňa /V.Cechovič 1952, str. 20/ a v priestore medzi Dolnými a Hornými Strhármí /okolo 4 m; J.Kuráň—J.Zvara 1967/. Vrchnú časť sloja tvorí kvalitnejšie, spodnú menej kvalitné uhlie, resp. uhoľná bridlica s polohami uhlia. Medzi Dolnou Strehovou a Slovenskými Kľačanmi je v podloží III. sloja vyvinutá do 2,5 m hrubá lavica ílom prerasteného uhlia.

Stredný alebo II. uhoľný sloj má najmenšie plošné rozšírenie. Jeho j. hranica sa približne kryje s hranicou spodného sloja. Na S však sloj vyznieva na línii: j. okolie Modrého Kameňa—Dolné Strháre—Slovenské Kľačany. Hrúbka je veľmi premenlivá. Maximálna hrúbka bola zistená v okolí Vátoviec — 5,10 m /M.Ciesarik 1962/, priemerná hrúbka je 2,73 m. Kvalita uhlia v profile sloja je nerovnomerná. Tri polohy a to na báze /A/, uprostred /A I/ a v strope /A II/ tvorí relatívne kvalitné uhlie. Najstabilnejšiu hrúbku má stredná poloha /max. 1,13 m, priemer 0,73 m/. Bazálna a vrchná uhoľná poloha sú najstálejšie a ich priemerná hrúbka je menšia /0,47 m a 0,35 m/. Medzi uhoľné polohy sa vkladajú dve polohy uhoľných bridlíc priemernej hrúbky 0,28 m a 0,90 m.

Vrchný alebo I. uhoľný sloj má väčší plošný rozsah než stredný a menší než spodný sloj. Na j. sloj zasahuje z priestoru Pôtor—Dolina do sv. okolia Veľkého Krtíša. Severný okraj sloja prebieha od s. okolia Modrého Kameňa /kóta Pavlov Hrb/ k Horným Strhárom až do okolia Hornej Strehovej. Sloj hrubý 0,5 m, prevrtaný pri Dačovom Lome a izolovaný výskyt uhlia pri Stredných Plachtinciach, sú pravdepodobne ekvivalenty vrchného sloja. Najväčšiu hrúbku /3,10 m/ má sloj v oblasti medzi Slatinou a Selcami. Priemerná hrúbka je 2,26 m. Kvalita uhlia je stála. Sú v ňom 2–3 medzivrstvičky uhoľnej bridlice v hrúbke do 5 cm. V nadloží sa miestami vyskytuje lavica uhlia, hrubá 0,15–1,5 m.

Uhoľné sloje sú uložené takmer horizontálne. V oblasti Slatinka—Pôtor—Háj ležia produktívne vrstvy priamo pod aluviálnymi nánosmi Starej rieky a Koprovnice; v ťažobnom revíri bane Dolina v hĺbke 50–100 m sa hĺbka uloženia smerom k Modrému Kameňu zväčšuje. V strhársko-trenčskej prepadline sú uhoľné sloje v hĺbke 300 až 500 m.

Technologické vlastnosti

Obsah popola

Najnižšiu, relatívne stálu popolnosť v bezvodnom stave má I. sloj. U 76,4 % odobratých vzoriek popolnosť kolísala od 15 % do 25 %, priemer 19,7 %.

V II. sloji majú všetky tri uhoľné polohy priemernú popolnosť prakticky rovnakú /34,7 %, ale oveľa premenlivejšiu než v I. sloji.

Priemerná popolnosť III. sloja je nižšia /24,1 %/, než v II. sloji, ale priemerná hodnota je získaná z relatívne malého počtu analýz.

Na doplnenie obrazu o popolnosti II. sloja treba uviesť, že popolnosť oboch polôh uhoľnej bridlice v suchom stave kolíše od 40 % do 85 %, viac než polovica analyzovaných vzoriek mala popolnosť 50 až 60 %.

Výhrevnosť

Najväčšiu výhrevnosť /v pôvodnom stave/ má I. sloj. U 99,4 % zásekových vzoriek neklesla pod 10,26 MJ/kg, priemerná výhrevnosť je 13,40 MJ/kg.

Priemerná výhrevnosť II. sloja dosahuje 10,51 MJ/kg a 98 % zásekových vzoriek z jednotlivých uhoľných polôh sloja malo výhrevnosť nad 10,26 MJ/kg. Výhrevnosť uhoľných bridlíc je podstatne nižšia: len 41 % zásekových vzoriek má výhrevnosť nad 7,56 MJ/kg. Priemerné výhrevnosti v bezvodnom stave sú: I. sloj 21,16 MJ/kg, II. sloj 16,31 MJ/kg, III. sloj 20,81 MJ/kg, IV. sloj je 13,25 MJ/kg.

Spalné teplo

Priemerná hodnota spálneho tepla u jednotlivých slojov je: I. sloj 27,24 MJ/kg, II. sloj 26,07 MJ/kg, III. sloj 25,60 MJ/kg.

Ostatné technologické vlastnosti

Obsah síry je nižší v uhoľných bridliciach, ktoré prerastajú uhlie /priemerné hodnoty kolíšu v rozsahu 1,78–3,97 %/, než v uhlí samotnom /priemerné hodnoty kolíšu v rozsahu 2,57–4,36 %/. Priemerné hodnoty v jednotlivých slojoch /uhlíe a bridlice spolu/ klesajú od I. po III. sloj: I. sloj 3,76 %, II. sloj 3,20 %, III. sloj 2,43 %.

Prevláda síra pyritová, viazaná asi na kryptokryštalický melnikovit

/kryštálíky pyritu neboli zistené/ a síra organická; malým podielom je zastúpená síra síranová. Síra obsiahnutá v uhlí je spaliteľná /85 %/, čo sa prejavuje nežiadúcimi sírnymi exhalátmi.

Priemerný obsah arzénu v uhlí kolíše od 13,4 g/t po 36,0 g/t. V uhoľných bridliciach je nižší /okolo 13 g/t/ okrem bridlice z polohy B II. sloja, kde je priemerná hodnota zo všetkých porovnávaných hodnôt najvyššia /37,6 g/t, tab. /.

Bod topenia a chemické zloženie popola. Sporadické skúšky tavitelnosti popola ukázali, že popol jednotlivých uhoľných slojov, resp. uhoľných polôh a uhoľných bridlíc je nízko až stredne taviťelný. Hodnota tavitelnosti t_z kolíše od 1125 ° do 1455 °. Kvantitatívny chemický rozbor zistil relatívne vysoké obsahy CaCO_3 a MgO a im zodpovedajúci obsah SO_3 . Obsah Fe_2O_3 kolíše /od 6,3 do 23,3 %/, úmerne s narastaním jeho obsahu klesá obsah SiO_2 a Al_2O_3 . Spektrálnymi rozbormi bola zistená široká škála stopových prvkov, ale v množstvách, ktoré z ekonomického hľadiska nie sú významné, rozbor bol urobený z malého počtu vzoriek /7/.

Elementárne zloženie uhoľných slojov. Priemerný obsah prchavej horľaviny kolíše v uhoľných polohách od 40 do 53 %, priemery sa pohybujú okolo 50,5 %, v polohách uhoľných bridlíc až okolo 60–65 %, čo je dôsledkom vyššieho obsahu hydratovanej vody a živočíchnych látok.

Priemerný obsah dechtu v uhlí je nízky; v priemere kolíše zhruba od 6 % do 8,5 %. Zvýšený priemerný obsah dechtu majú polohy uhoľných bridlíc v II. sloji: 10,22 a 17,74 %.

Obsah CO_2 v uhlí je veľmi nízky, priemerné obsahy kolíšu od 0,05 % do 0,21 %, extrémna hodnota je vo vrchnej polohe uhoľnej bridlice /poloha b/ v II. sloji – 4,33 %.

Zdanlivá merná hmotnosť uhlia závisí pri rovnakom stupni preuhoľnenia na obsahu minerálnych látok, čiže predovšetkým na obsahu popola. Preto je najnižšia v I. sloji 1,25 t/m³, v III. sloji má hodnotu 1,34 t/m³ a najvyššia je v II. sloji 1,42 t/m³.

Vyhľadávací prieskum v rokoch 1978–1980 /J. Klubert 1980, 1981/ spresnil rozsah bilančných slojov medzi Modrým Kameňom a Hornými Strhármí. V tomto priestore boli zistené 3 až 4 sloje, ktoré sú interpretované ako I., III. a dve spodné lavice III. sloja. Hĺbka uloženia bázy kolíše u I. sloja od 132,5 do 531,1 m u III. sloja od 223 do 565,1 m.

Tab. 17 Základné technologické údaje /krajné hodnoty/

Sloj	Hrúbka v m	Výhrevnosť MJ/kg	Popol %	Voda %	Obsah S %	As g/t
I.	0,30–2,10	8,38–15,57	11,10–31,00	22,95–32,06	1,22–2,97	7–24
III.	1,70–3,30	11,00–14,94	18,36–27,20	23,94–28,72	0,56–4,60	28–56
IIIa.	0,40–1,50	5,79–14,93				
IIIb.	3	7,68	40,15	23,47	3,18	8,40

Využívanie ložiska

Ložisko, ak neberieme do úvahy drobnú ťažbu, začatú v okrajových častiach už začiatkom 19. storočia, bolo otvorené v roku 1946 úpadnicou, na ktorej bol neskôr vybudovaný ťažobný závod Háj. Postupne boli vybudované ďalšie závody: Slatinka, Bukovec a závod Dolina, v ktorom sa ťažba sústreďuje v súčasnosti. Doposiaľ bol ťažený iba I. a II. sloj. Od roku 1947, keď sa začalo ťažiť na úpadnici Háj, do konca roku 1977, bolo vyťažených okolo 15 mil. ton. Hlavným konzumentom uhlia je elektráreň v Zemianskych Kostolnoch, kam sa uhlie vozí po železnici s tranzitom cez MĽR. Menšia časť uhlia sa rozváža ako konzumné uhlie. V minulosti sa spaľovalo v malej elektrárni v Pôtri.

Ďalšie možné využitie uhlia zo závodu Dolina navrhli J. Kuráš a J. Zvara /1967/. Ide o spaľovanie na roštoch v práškových peciach menších výkonov a splynovanie v beztlakových splynovacích generátoroch. Uhlie má však sklon k tvorbe škváry. Plyn je pre nízky obsah dechtu málo výhrevný a obsahuje hodne sírovodíka.

Ostatné výskyty uhlia v Ipeľskej kotline

Popri hospodársky významnom ložisku vrchnootnanského uhlia v oblasti Ipeľskej kotliny boli zaznamenané malé výskyty uhlia a tenké slojky v opatovských vrstvách egeru a v okrajovej fácií karpátu.

V opatovských vrstvách egeru bolo uhlie opísané jv. od obce Nenince /V. Čechovič 1952, J. Seneš 1952a,b/, kde štôľňa otvorila uhoľnú slojku hrubú 20 cm /2a/. Uhlie bolo lesklé, dobrej kvality, avšak na malú vzdialenosť vykliňovalo. Ďalšie výskyty sú: pri obci Záhorce, pod kopcom Selešťan, v. od Opatovskej Novej Vsi, v. od Želoviec pri samote Forraš /2b/, sz. od obce Lesenice /vrt VV-2, D. Vass et al. 1961/.

V okrajovej fácií karpátu boli zistené šošovky uhlia /0,15 a 0,2 m/

v z. časti Ipeľskej kotliny v údolí potoka Olvár, z. od Ipeľských Úľan /L.Lacko et al. 1960/.

Prognózne zásoby uhlia v Ipeľskej kotline

Uhoľný výskum v Ipeľskej kotline bol nedávno obnovený. Do súčasného stavu bilančných zásob neboli zahrnuté sloje uhlia v okolí Vátoviec /1/, t.j. v. časť ložiska poklesnutá do strhársko-trenčskej prepadliny. V budúcnosti sa očakáva rast potreby energetických surovín a je pravdepodobné, že sa bude uvažovať o rozšírení bilančných zásob uhlia v Ipeľskej kotline. Zásoby uhlia v okrajových častiach strhársko-trenčskej prepadliny možno z tohto hľadiska považovať za prognózne. Ďalšie zvýšenie priemyselných zásob uhlia možno očakávať od prehodnotenia využívania druhého a tretieho sloja v banskom revíri bane Dolina. V súčasnosti je totiž druhý sloj ťažený čiastočne a tretí sloj nebol ťažený vôbec.

Sklárske piesky

V minulosti boli ako surovina pre sklársky priemysel ťažené piesky produktívnych vrstiev /vrchný otnang/ na ložisku Malý Krtíš, pieskovňa ssv. od obce, bývalá Fehérova baňa /3/. Podľa D.Andrusova /1942/ bola v sklárstve využívaná zrnitostná frakcia 0,08–0,33 mm, zvyšok sa odstraňoval prepieraním; strata pri prepieraní činila 12,65–17,40 % /Chemické zloženie pozri D.Vass et al. 1979, tab. 35/. Podľa vyhodnotenia B.Tomáška /1961/ piesky z Fehérovej bane sú vhodné na výrobu skla horšej akosti.

Zlievárenské piesky

Niektoré z pieskov opísaných ďalej medzi stavebnými surovinami sa po technologických analýzach ukázali vhodnými pre použitie v zlievárenstve. Sú to menovite piesky z troch stratigrafických obzorov: vrchný otnang – piesky pôtorských vrstiev, karpát – piesky krtíšskych vrstiev a báden – piesky príbelských vrstiev.

Zlievárenské piesky v pôtorských vrstvách boli zistené na lokalitách: Veľký Krtíš pri samote Ďulov Dvor /4/, Malé Straciny v údolí Stracinského potoka /5/, Stredné Plachtince, z. okraj obce /6/, Malý Krtíš v bývalej Fehérovej bani /3/, Veľké Straciny 1,8 km na vjv. od obce /7/, Malý Krtíš – Prašiská /29/, Veľké Zlievce 1,8 km na SZ /30/.

/Technologické vlastnosti niektorých pieskov a možnosti ich využitia pozri D.Vass et al. 1979, tab. 36/.

Z krtíšskych vrstiev /karpát/ bol pre použitie v zlievárenstve orientačne odskúšaný piesok z okolia Širákova, pieskovňa 700 m sz. od obce /8/. Možno ho použiť ako formovací piesok pre kovové odliatky, okrem oceľových /B.Tomášek 1961/.

Z príbelských vrstiev /báden/ piesok ťažený v pieskovni pri Horných Príbelciach /9/ je vhodný ako prímes do foriem pre odliatky šedej liatiny /posudok Nerudného průzkumu, Brno 1958; F.Regásek in O.Fianko-F.Regásek 1964, str. 31, bod 124, D.Vass et al. tab. 35/.

STAVEBNÉ SUROVINY

Stavebné piesky

Stavebné piesky sú najbežnejšou surovinou, vyskytujúcou sa v lpeľskej kotline. Surovina na väčšine lokalít nebola technologicky skúšaná a stav zásob na týchto lokalitách bol iba odhadnutý. Piesky ťažené pre stavebné účely prináležia viacerým stratigrafickým obzorom.

Piesky egeru sú ťažené pre stavebné účely v chotároch obcí: Veľké Zlievce, 0,5 km s. od obce /10/, Nenince, pieskovňa 0,25 km sv. od neninského mlyna /11/ a pieskovňa na s. okraji obce /12/; Slovenské Ďarmoty, pri obci /13/; Záhorce, j. od obce /14/; Seľšany, v. od obce /15/; Glabušovce, /16/ 0,5 km s. od obce; Malé Straciny, dve pieskovne /17 a 20/; Veľké Straciny, v obci /19/ a pri Opatovskej Novej Vsi /18/. Surovina je, resp. bola, používaná ako piesok do malty pre miestne stavby, ostrivo do tehliarskych hĺn a ako materiál pre cestné násypy /J.Macko, V.Zuberec 1971, B.Tomášek in D.Vass et al. 1962a/.

Egenburské piesky /ďarmotské vrstvy/ sa ťažia v chotári obce Želovce v okolí Slatinných kúpeľov /21,22/ a pri Slovenských Ďarmotách /23/. Surovina sa používa ako maltársky piesok /J.Macko, V.Zuberec 1971/.

Spodnootnanské piesky /bukovinské súvrstvie/ sa ťažia v chotároch obcí Trebušovce – jv. od obce /24/, Kamenné Kosihy – j. od obce /25/, v malých pieskovňach pri Žihľave /26/ a Malých Stracinách /27; J.Macko – V.Zuberec 1971; B.Tomášek l.c./.

Piesky vrchného otnangu, t.j. piesky pôtorských vrstiev, sa ťažia v chotároch obcí Malý Krtíš, pieskovňa 1 km zjz. od Dolných Zemí /28/

a pieskovňa pri kóte Prašiská /29/; Veľké Zlievce – 1,8 km severozápadne od obce /30/ a 0,3 km severozápadne od samoty Ružiná /31/, Malé Zlievce – 1,2 km z. od obce /32/, Veľké a Malé Straciny, menšie pieskovne v okolí obcí /33, 37 až 39/, Vátovce, pieskovne v okolí osady /34, 36/. Okrem toho sa pre stavebné účely ťaží tiež piesok, vhodný pre zlievárenstvo z lokalít, ktoré boli uvedené vyššie. Piesky produktívnych vrstiev sa používajú ako piesky do malty a do hrubej i jemnej omietky pre miestne stavby /J.Macko–V.Zuberec 1971, B.Tomášek l.c./.

V karpate sú dva obzory pieskov. Kvalitnejšie sú piesky krtíšskych vrstiev, ťažené v chotároch obcí: Ďurkovce, pri obci /41/, Širákov /8; lokalita bola spomínaná v súvisi so zlievárenskými pieskami/; Veľké Zlievce v. od samoty Ružiná /42/ a v malých pieskovňach pri obciach Veľký Krtíš /43/, Stredné Plachtince /44/ a Dolné Príbelce /45/. Krtíšske piesky sa používajú ako maltárske piesky, prípadne do omietok pre miestne stavby /J.Macko–V.Zuberec 1971/.

Menej kvalitný piesok vrstiev Medokýšneho potoka je ťažený pri obci Malý Krtíš, 0,4 km v. od obce, v doline Medokýšneho potoka /40/. Piesok sa používa ako maltársky /M.Chromec – J.Flimmel 1963/.

Spodnobádenské piesky /príbelské vrstvy/ sa ťažia v chotároch obcí Horné Príbelce /surovina sa spomína pri zlievárenských pieskoch/, Horné Strháre – Tekiarov, 1 km z. od obce /46/, Stredné Plachtince, 1 km v. od obce /47/, Čebovce, 1,7 km od obce /48/; Veľký Krtíš, 1,6 km sz. od obce /49/; Dolné Plachtince, 2,3 km sv. od obce /50/. Používajú sa ako maltárske piesky pre stavbu v širokom okolí, na omietky, živičné kryty, cestné podsypy /J.Fedor, J.Kozáč 1969/, možno ich použiť ako ostrivo do tehliarskych zmesí /M.Mlynáriková, D.Očenáš 1969/.

Piesky štvrtohôr sa ťažia v chotároch obcí Veľká Ves nad Ipľom, 0,4 km sv. od obce /51/, Kováčovce, pri j. okraji obce /52/. Používajú sa ako maltárske piesky pre miestne stavby, resp. na výrobu stĺpov do vinohradov.

Prognózne zásoby stavebných pieskov

Predpokladáme, že sa vyskytujú v tých istých stratigrafických obzorochoch, z ktorých sa piesky ťažia, resp. ťažili. Delíme ich na kvalitnejšie a menej kvalitné.

Za kvalitnejšie piesky považujeme tie, ktoré by bolo možné bez náročnej úpravy využívať v stavebníctve. Nie je vylúčené, že by sa po technickom vyhodnotení ukázala časť prognózných zásob kvalitnejších pieskov ako ušľachtilejšia surovina pre využitie v zlievárenstve alebo ako sklárska surovina. Do tejto skupiny patria:

Piesky pôtorských vrstiev /vrchný otnang/ vystupujú k povrchu, a teda sú prístupné k ťažbe v priestore medzi obcami Pôtor, Žihľava, Malé Straciny, Veľký a Malý Krtíš, j. od Veľkých Stracín, z. od Malých Zlievec /IV/; s. od Veľkých Zlievec /V/; z. od obce Oľváry /VI/; v pruhu tiahnúcom sa od Z na SZ okolia Dolných Plachtiniec do intravilánu obce Stredné Plachtince /VII/.

Piesky krtíšskych vrstiev /karpat/ vystupujú na povrch v širšom okolí Veľkého a Malého Krtíša a v. od Novej Vsi /VIII/, z. od Seliec – na z. a v. od Dolných Strhár, odkiaľ sa ťažba ťahá až k Horným Strhárom /IX/; v pruhu od Čeboviec smerom na SV do z. okolia Horných Plachtiniec /X/; v širšom okolí obce Ďurkovce, Širákov, Selany /XI/; plošne obmedzené výskyty s. od Veľkých Zlievec a sz. od Bušínec /XII/.

Piesky príbelských vrstiev /spodný báden/ vystupujú v prerušovanom pruhu od Horných Strhár do okolia Kosihooviec /XIII/. Menšie výskyty sú v sv. okolí Pôtra.

Pre menej kvalitné piesky predpokladáme obmedzené využitie v stavebníctve, zvyčajne po predchádzajúcej úprave, a to na menej náročné stavby miestneho významu. Do tejto skupiny patria:

- Piesky egeru vystupujú k povrchu na zahľinených odkryvoch v pruhu s. od Slovenských Ďarmôt až do okolia Nenínec, kde sú spolu s pieskami polohy štrkov /XV/; v priestore medzi obcami Kováčovce – Želovce – Oľváry /XVI/.

- Piesky egenburgu /ďarmotské vrstvy/ vystupujú spolu so slienitými ílmi a aleuritmi v priestore medzi obcami Kováčovce, Slovenské Ďarmoty, Želovce /XVII/.

- Piesky vrstiev Medokýšneho potoka /karpat/ prevažne silne zasutínované vystupujú v pruhu sv. od Veľkého Krtíša až po z. okraj obce Dolné Strháre /XVIII/; v okolí obce Malý Krtíš /XIX/; v pruhu od obce Horné Plachtince do sz. okolia obce Dolné Príbelce /XX/.

- Piesky štvrtohôr, fluvialne piesky s krátkym eolickým transportom /wŕrm a holocén/, tvoria polohy – šašovky hrubé do 4 m a vystupujú na z. a jz. od Veľkej Vsi nad Ipľom /XXI/; z. a j. od Kolár /XXII/; v. a jv. od Kováčoviec /XXIII/; z. od Slovenských Ďarmôt /XXIV/.

Štrkopiesky

Pre praktické účely sa ťažia štrkopiesky egeru, rozpadavé zlepenice egenburgu a štrkopiesky štvrtohorných terás.

Štrkopiesky egeru ťažia v chotári obce Opatová Nová Ves, v. od ob-

ce /53/ a rozpadavé zlepenice pri Slovenských Ďarmotách /23/. Surovina sa používa na výrobu stĺpov do viníc /J.Macko, V.Zuberec 1971/.

Štrkopiesky štvrtohorných terás a náplavov /ris a wűrm/ sa ťažia v chotároch obcí: Balog nad Ipľom, ťažobňa pri obci /54/; Veľká Ves nad Ipľom, s. od objektov JRD /55/; Kosihy nad Ipľom, pri sz. a z. okraji obce /56/; Veľká Čalomija, pri obci /57/; Malá Čalomija, na j. okraji obce /58/; Malý Kiarov, j. od obce /59/; Peťov, j. okraj obce /60/; Bušince, j. od obce /61/; Vrbovka, 0,2 km z. od obce /62/; Kováčovce, 1,2 km na SZ od obce /63/; Čelary, 1,5 km j. od obce /64/.

Surovina sa používa na výrobu stĺpikov do vinohradov, do betónov pre nenáročné miestne stavby a na podsypávanie ciest.

Prognózne zásoby štrkov a štrkopieskov

Možno ich očakávať v egeri, v spodnom otnangu a v kvartéri.

Štrky egeru vystupujú spolu s pieskami v oblasti medzi Slovenskými Ďarmotami a Nenincami /XV/ a vo v. okolí obce Dolinka /XXV/. Štrky tvoria polohy – šošovky, hrubé maximálne niekoľko metrov, často zakryté sutinou.

Štrky spodného otnangu, tvoriace nesúvislé polohy, hrubé maximálne niekoľko metrov, zvyčajne však menej ako 1 meter v kontinentálnom bukovinskom súvrství, vystupujú na povrch v priestore medzi obcami Trebušovce, Kamenné Kosihy a Malá Čalomija /XXVI/.

Prognózne zásoby štvrtohorných štrkopieskov predstavujú riské a wűrmské terasy, hrubé od 3 do 6 m. Z hľadiska využívania považujeme za najnádejnejšie štrky staršej riskej terasy /XXVII/; sz. od Ipľského Predmostia, sv. od Veľkej Vsi nad Ipľom, s. od Balogu nad Ipľom, s. a sv. od Kosiň nad Ipľom, s. od Veľkej Čalomije, v. od Malej Čalomije, z., j. a s. od Chrastiniec, štrky mladšej riskej terasy /XXVIII/ z. od Selešfan, sz. od Kováčoviec, jz. od Bušiniec, štrky terasy staršieho wűrmu /XXIX/ z. od Vrbovky, medzi Vrbovkou a Selešfanmi, jv. od Kiarova.

TEHLIARSKE SUROVINY

Vhodné suroviny na výrobu tehál poskytujú šľirové sedimenty egeru a karpatu a šly vrchného otnangu.

Tehliarske hliny egeru /lučenské súvrstvie/ sú v chotároch obcí Malé Zlievce, 1,5 km v. od obce /65/, ložisko popri egerských slienitých íloch tvoria aj štvrtohorné hliny; surovina je vhodná na výrobu dierovaných te-

hál. Ďalej Slovenské Ďarmoty – Eliášov /66/; Želovce, v. od Slatinných kúpeľov /67/; Šklabiná, v. od obce /68/; Zombor, 0,2 km jv. od obce /69/; Olváry, jv. od obce /70/. Surovina je vhodná na výrobu plných tehál /J.Macko, V.Zuberec 1971/.

Vrchnotnanské íly plachtinských vrstiev pri Malom Krtíši v okolí Fehérovej bane /71/ sú vhodné na výrobu všetkých druhov tenkostenných tehál /Ľ.Šlahor 1957/.

Karpatské slienité íly vinických vrstiev sa ťažia ako tehliarska surovina v chotári obce Čebovce, s. od obce /72/ a Dolinka, sv. od obce /73/. Zo suroviny sa vypaľujú plné tehly /J.Macko, V.Zuberec 1971/.

Technologicky boli odskúšané aj zvetraliny bádenu pri Hornom Bukovci, medzi Pôtrom a Dolnou Strehovou. Hodia sa na rôzne druhy tehliarskej výroby.

Prognózne zásoby tehliarskych surovín

Zásoby sú rozsiahle. Potenciálnymi tehliarskymi surovinami sú všetky obzory slienitých ílov, aleuritov a ílov, ktoré budujú prevažnú časť lpeľskej kotliny a vystupujú v stratigrafických obzorochoch: eger, egenburg, vrchný otnang, karpát a ich zvetraliny.

Slienité aleurity až íly egeru /lučenské súvrstvie/ vystupujú na rozsiahlych plochách medzi Kováčovcami, Bušincami a Veľkými Zlievcami /XXX/; v priestore medzi Dolnými Plachtincami a Obeckovom /XXXI/, medzi Nenincami, Dolinkou a Slovenskými Ďarmotami /XXXII/. Ich zvetraliny sú tiež vhodné na výrobu tehál.

Slienité íly a aleurity egenburgu /ďarmotské vrstvy/ spolu s pieskom vystupujú medzi obcami Kováčovce, Slovenské Ďarmoty a Želovce /XV/.

Íly vrchného otnangu /plachtinské vrstvy/ vystupujú na povrch, alebo sú v nevelkej hĺbke pod zvetralinami /ktoré tiež môžu slúžiť ako tehliarska surovina/ v oblastiach: od z. okolia Dolných Strhár až k obci Nová Ves /XXXIII/, od z. okraja obce Stredné Plachtince do okolia obce Ďurkovce /XXXIV/, menšie výskyty sú vo v. okolí Žihľavy /XXXV/.

Slienité íly a aleurity karpátu /vinické vrstvy/ sú odokryté v priestoroch pri Pôtri, medzi Dolnými Strhármi a Modrým Kameňom, Dolnými a Strednými Plachtincami /XXXVI/; v pruhu tiahnúcim sa od z. okolia Dolných Plachtiniec po Kosiňovce /XXXVII/; od z. okolia Kosiňoviec k obci Dolinka a ďalej na Z od s. okolia obce Tešmak /XXXVIII/.

KAMENIVO

Kamenivo ako stavebnú surovinu v študovanej oblasti poskytujú hlavne vulkanické horniny Krupinskej planiny bádenského veku, v menšej miere pevné pieskovce egenburgu.

Egenburské pieskovce vystupujú v chotári obce Bušince, s. od obce /74/. Pevný pieskovec možno použiť ako kameň na vozovku a soklový kameň. Rozpadavý pieskovec je vhodný v podrvenom stave do mált a omietok, hrubšia drť do betónov a ako cestný štrk /J.Macko, A. Domanický 1971, D.Vass et al. 1979, tab. 38/.

Vulkanicko-sedimentárne horniny bádenu – z nich sa ťažia ako kamenivo tri typy: andezity a lávové brekcie, tufobrekcie a zlepenice, piesčité tufy.

Andezity a lávové brekcie predstavujú telesá prívodových systémov izometrického prierezu malých rozmerov /maximálne 200–300 m/. Andezity bývajú vo vrchných a okrajových častiach zbrekčovatené. Ťažia sa pre miestne účely najmä ako materiál na údržbu ciest. Tento typ suroviny sa ťaží na lokalitách: Sokolia skala /75/, jv. od obce Hrušov, Stráž /76/, s. od obce Vinica, Širákov /77/, sz. od obce; Čebovce /78/, ssz. od obce; Devičie /79/, s. od obce Čebovce, Horné Príbelce /80/, pri s. okraji obce; Pôtor /81/ – na svahu kopca Lipiny, v. od obce; Opava /82/, s. od obce; Čebovce /83/, na v. okraji obce.

Tufobrekcie a zlepenice tvoria hlavný objem vulkanicko-sedimentárnych formácií bádenu. Využívali sa len pre miestne účely ako materiál na údržbu miestnych komunikácií, stavbu rodinných domov a pod. V súčasnosti sa tu neťaží. Lokality: Ipeľské Úľany – Iskorňa /84/, Kleňany /85/, sz. od obce pod kopcom Zaviate, Krehora /86/, kopec sz. od Čeboviec, Kosihovce /87/, pri cigánskej kolónii.

Piesčité tufy, tufopieskovce sú veľmi rozšírené, ale majú malú pevnosť, zvetrané polohy sú rozpadavé. V minulosti sa používali ako stavebný kameň na stavbu rodinných domčekov, zvetrané polohy po úprave ako piesok do malty a omietok. Lokality: Hrušov /88/, v sz. časti obce; Pravica /89/, pri s. okraji obce.

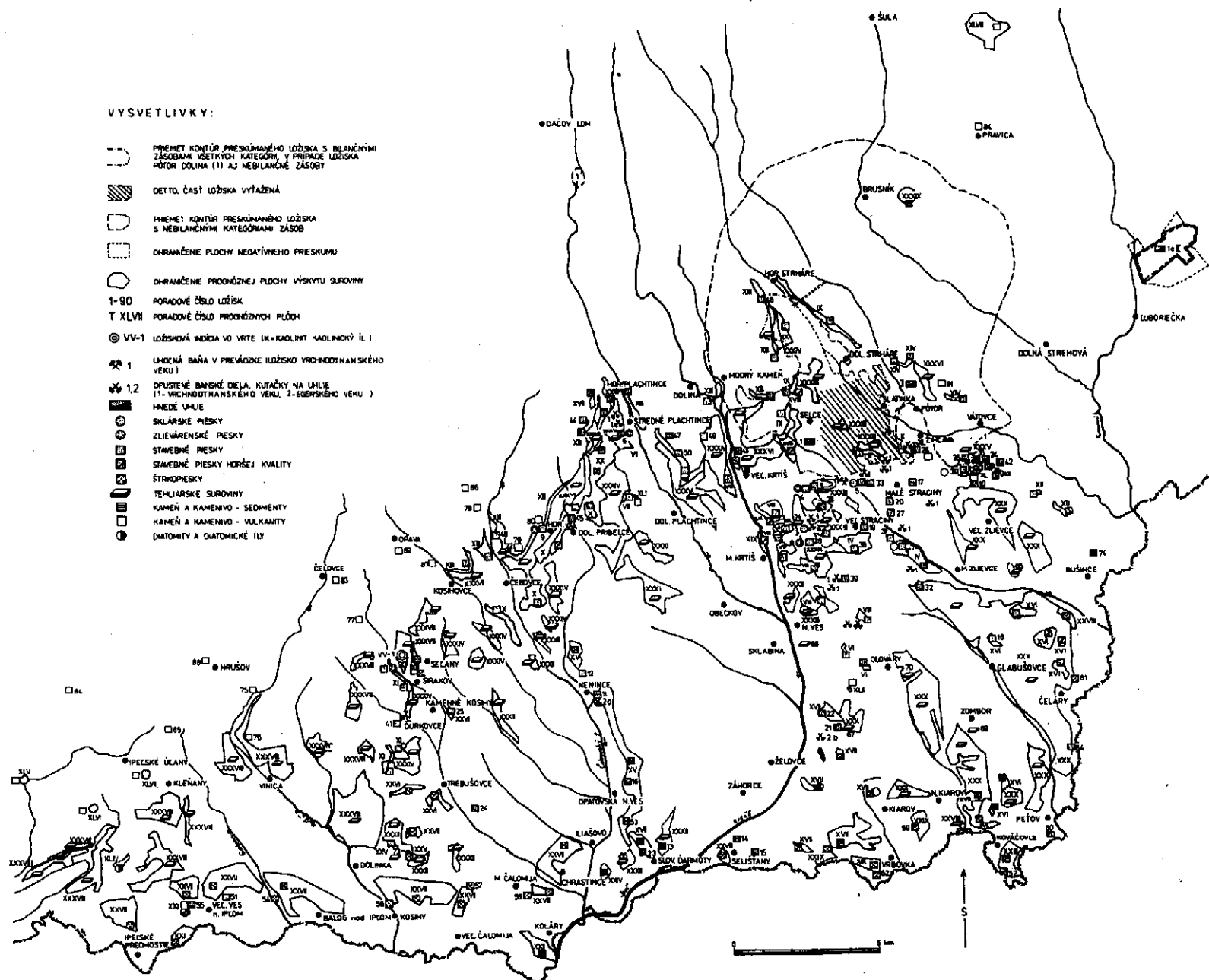
Prognózne zásoby kameniva

Najnádejnejšie zdroje kameniva predstavujú andezitové telesá bádenského veku. Uhlisko /XLV/, jz. od Ipeľských Úľan, teleso andezitu o

MAPA LOŽISK A PROGNOZ NERASTNÝCH SUROVIN

VYSVETLIVKY:

- PŘEMET KONTUR PŘESKUMOVANÉHO LOŽISKA S BEZPLANNÝMI ZÁSOBAAMI VŠETKYCH KATEGORIÍ, V PŘÍPADĚ LOŽISKA PŮTOR DOLINA (1) AJ NEBEPLANNÉ ZÁSOBY
- OETTO ČASŤ LOŽISKA VYTAŽENÁ
- PŘEMET KONTUR PŘESKUMOVANÉHO LOŽISKA S BEZPLANNÝMI KATEGORIAMI ZÁSOB
- OHRANIČENIE PLOCHY NEGATÍVNEHO PŘESKUMU
- OHRANIČENIE PROGNOZNEJ PLOCHY VÝSKYTU SUROVINY
- 1-90 PORADOVÉ ČÍSLO LOŽISKA
- T XLVII PORADOVÉ ČÍSLO PROGNOZNYCH PLOCH
- VV-1 LOŽISKOVÁ INDIKA VO VYTE (K=KALINT KALINICKÝ IL I)
- 1 UMOCNÁ BAŇA V PŘEVÁŽNÉ LOŽISKOVÉ VROBNODNANSKÉHO VEKU I
- 1.2 DPUŠTENÉ BANŠKÉ DIELA, KUTÁČKY NA UHLIE (1- VROBNODNANSKÉHO VEKU, 2- EDESKÉHO VEKU I)
- HNEDE UHLIE
- SKLÁRSKÉ PIESKY
- ZLIEVÁRENSKÉ PIESKY
- STAVEBNÉ PIESKY
- STAVEBNÉ PIESKY HORŠEJ KVALITY
- ŠTRNODPESKY
- TEHLIARSKÉ SUROVINY
- KAMENĀ A KAMENIVO - SEDIMENTY
- KAMENĀ A KAMENIVO - VULKANITY
- DATOMITY A DATOMICKÉ (LY)



priemere 250 x 180 m, Ipeľské Úľany /XLVI/, jz. od obce, teleso andezitu o priemere 250 x 220 m. Kleňany /XLVII/, jz. od obce, teleso andezitu o priemere 150 x 120 m. Kóta Lysec a okolie /XLVIII/ v. od obce Šuľa; sú to tri telesá andezitového porfýru /100 x 450 m, 700 x 450 m, 150 x 100 m/.

Vhodným zdrojom kameniva môžu byť aj kremence spodného triasu, budujúce kôtu Vanov vrch /XXXIX/ pri Brusníku.

Menej trvanlivým kamenivom na stavebné účely môžu byť ryolitové tufy a tufity spodného otnangu. Významnejšie polohy vystupujú v širšom okolí Žihľavy /XL/; malý výskyt je zaznamenaný pri samote Vrbiná, sz. od Dolných Plachtiniec /XLI/; sv. od Želoviec /XLII/; j. od Veľkých Stracín /XLIII/.

VÝSKYTY OSTATNÝCH NERASTNÝCH SUROVÍN

Kaolinické íly boli zistené pri obci Selany vo vrte VV-1 /90/. Tvoria vrchnú časť /18 m/ kontinentálneho súvrstvia /selianske vrstvy/ kišcelského, resp. egerského veku /B.Čížel, D.Vass 1964/. Technologické vyhodnotenie suroviny nebolo robené. Surovina je veľmi hlboko uložená /330 m/, preto nemá praktický význam.

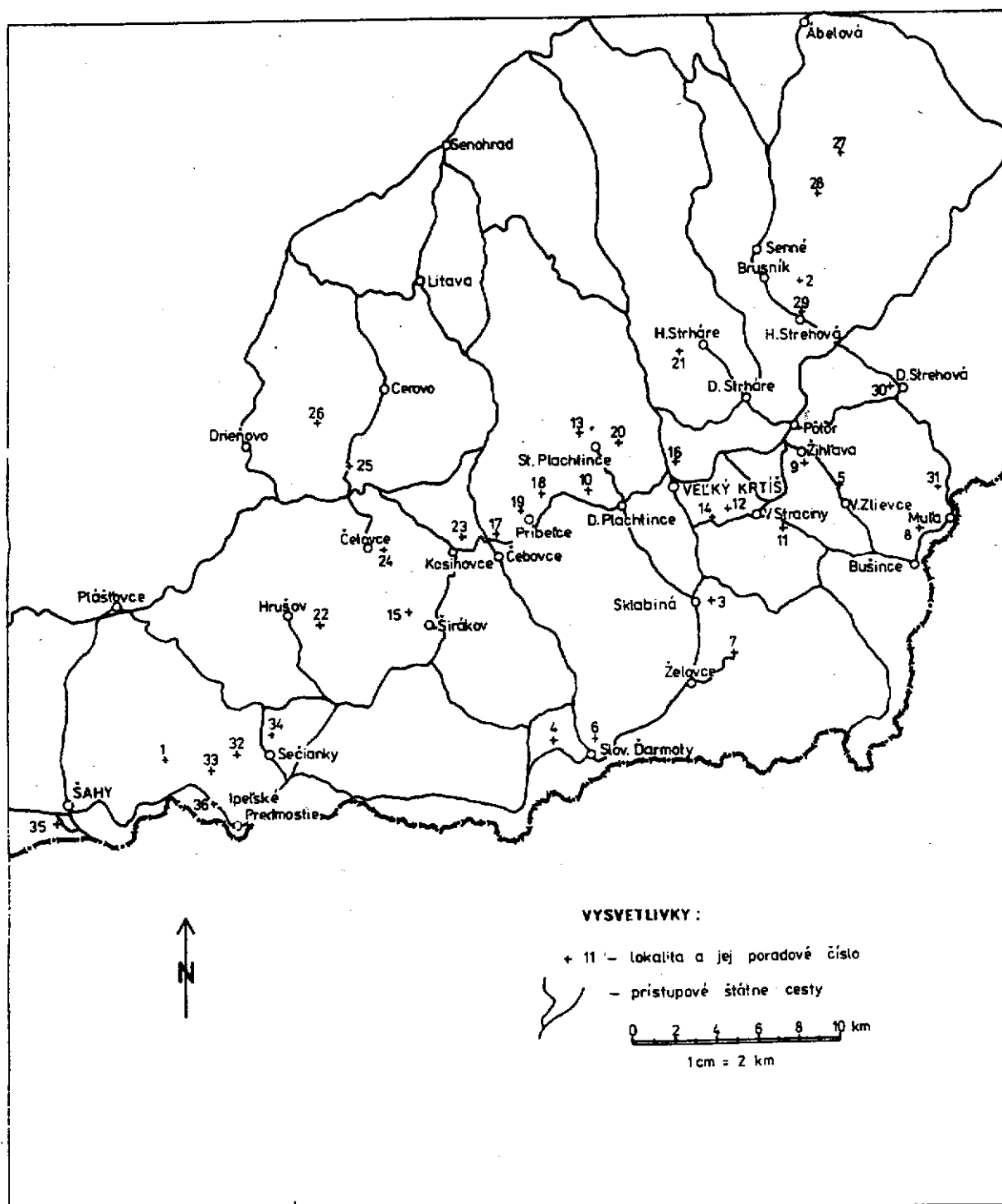
Diatomity a diatomitické íly sú potenciálnou surovinou Ipeľskej kotliny. Plošne obmedzený výskyt v šlírových vrstvách karpátu bol zistený v roklinách s. od obce Ipeľské Predmostie /XLIV/. Surovina nebola technologicky vyhodnotená.

VÝZNAMNÉ LOKALITY

Predterciérne útvary

1. Údolie Berinčenského potoka, 6 km sv. od obce Tešmak. V údolí potoka vystupujú v dĺžke viac než 200 m svary hronského komplexu. V bočných roklinách sú odokryté šlírové sedimenty vinických vrstiev /karpát/, ktoré ležia bezprostredne na svoroch.

2. Vanov vrch, 1 km v. od obce Brusník. Spodnotriasové kremence, obkolesené vulkanitmi bádenského veku /formácia Lysec/. Na z. strane východov Kremenca sú strmo uklonené ílovité plachtinské vrstvy /otnang/



Obr. 10 Prehľadná mapka významných geologických lokalít Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny

a piesky krtíšskych vrstiev /karpát/. Tieto sedimenty s ohľadom na mierku nie sú v mape pri Vanovom vrchu zobrazené.

Eger

3.–4. Sklabiná, opustená tehelňa, 0,5 km v. od obce a na z. okraji obce Slovenské Ďarmoty, opustená tehelňa. V oboch tehelniach sú odkryté vápnité aleurity až íly /šlír/ lučenského súvrstvia. Výskyt fauny.

5. Veľké Zlievce, s. od obce, pri štátnej ceste do Žihľavy sú odkryté v záreze a umelých odkopoch aleurity až íly /šlír/ lučenského súvrstvia, výskyt fauny /J.Seneš 1952a/. Severnejšie po oboch stranách cesty sú odkryté štrky a piesky bukovinského súvrstvia /spodný otnang/. Ešte severnejšie, v. od cesty, sú pieskovne, v ktorých sa ťažia piesky pôtorských vrstiev /vrchný otnang/. Odkrytý je tiež tenký sloj uhlia.

Egenburg

6. Slovenské Ďarmoty, pieskovňa v j. svahu kopca Biely, s. okraj obce. V pieskovni sú odkryté štrky, piesky a íly Ďarmotského súvrstvia /egenburg/ s lavicami veľkých ostreí. V podloží Ďarmotských vrstiev sú obnažené aleurity opatovského súvrstvia /eger/. Popis odkryvu in D.Vass et al. /1979, str. 67, obr. 30/.

7. Slatinné kúpele sz. od obce Želovce. V pieskovni z. od kúpeľov sú odkryté piesky Ďarmotských vrstiev s hojnou morskou faunou /mäkkýše/.

8. Bušince 1,3 km ssv. od obce, s. od cesty Bušince–Muľa. V pieskovni pri ceste sú odkryté piesky – pieskovce opatovského súvrstvia /eger/. Vyššie sú hrubozvrstvené pieskovce s ostreami a anomiami a lavicami zlepencov Ďarmotských vrstiev /egenburg/. Faunu opísal J.Seneš /1952b, str. 31/.

Spodný otnang

Štrky sú odkryté v severnom okolí Veľkých Zlievec /pozri vyššie/.

9. Žihľava, na j. okraji obce v roklinách sú odkryté ryodacitové tuffy, štrky a piesky bukovinského súvrstvia.

10. Dolné Plachtince, samota Dolná Vrbina asi 1,5 km sz. od obce. V malom lome sú odkryté ryodacitové tuffy v okolí tiež štrky bukovinského súvrstvia.

Vrchný otnang

11. Veľké Straciny, pieskovňa, 1,8 km v. od obce pri ceste Veľký Krtíš–Bušince. Piesky a uhoľný sloj pôtorských vrstiev. Pod slojom sú hojné silicifikované dutiny po koreňoch rastlín.

12. Veľký Krtíš, časť Malý Krtíš, 1,5 km v. od Malého Krtíša opustená pieskovňa predtým malá uhoľná baňa /Fehérova baňa/. Piesky pôtorských vrstiev. V roklinách z. od pieskovne vystupujú íly plachtinských vrstiev.

13. Stredné Plachtince, na z. okraji obce opustená štôľňa, v ktorej sa v minulom storočí ťažilo uhlie. V okolí sú odkryté piesky a vrstvičky uhlia pôtorských vrstiev. Odtlačky listov. Flóru opísal F.Němec, 1967, str. 7–8/.

Karpat

14. Veľký Krtíš, 0,4 km v. od časti Malý Krtíš. Pieskovňa v ktorej sú odkryté piesky s hojnou faunou /Rzehakia, Siliqua, Cardium/ – vrstvy Medokýšneho potoka.

15. Širákov, 0,5 km sz. od obce, v údolí potoka vystupujú i vo väčšej pieskovni piesky krtíšskych vrstiev.

16. Veľký Krtíš, 0,5 km s. od mesta, v. od štátnej cesty smerom do Modrého Kameňa, umelý odkop. Sú v ňom obnažené piesky krtíšskych vrstiev. Do nadložia prechádzajú do piesčitých aleuritov vinických vrstiev.

17. Čebovce. Pri križovatke štátnych ciest s. od Čeboviec /v. od križovatky/ sú odkryté vápnité aleurity až íly /šlír/ vinických vrstiev /fauna/.

18. Dolné Príbelce, 1 km s. od obce v rokline potoka sú odkryté vápnité aleurity až íly /šlír/ vinických vrstiev s hojnou faunou /faunu opísala A.Ondrejčková 1967, str. 57–58/.

Báden

19. Horné Príbelce, veľká pieskovňa na s. okraji obce.

20. Stredné Plachtince, v. od obce pieskovňa.

21. Horné Strháre, 1 km z. od obce pieskovňa.

Vo všetkých troch pieskovňach sú odkryté tufitické pieskovce príbelských vrstiev s hojnými a dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami, ktoré opísal D.Vass /1977/.

22. Hrušov, jv. od obce lom na svahu kóty Sokolia skala. V lome je odkrytý extrúziálny andezitový dóm. Teleso je vo vrchnej časti zbrekčovatené, s prechodmi do uloženín chaotických brekcií. Je to jedno z erupčných centier formácie Vinica–Príbelce.

23. Kosihovce, Kamenný vrch /kóta 442/ sz. od obce. Na južnom svahu kóty sú odkryté chaotické lahárové brekcie a v ich podloží epiklastické brekcie s morskou faunou, ktorú opísal V.Hano /1950/.

24. Čelovce, kóta 409, vypreparovaný vulkanický nek, otvorený na dvoch stranách lomami. Nek tvorí brekcia, prerazená andezitovými dajkami. Vo vrchnej časti relikt kráterovej brekcie. Je to jedno z erupčných centier formácie Čelovce–Opava.

25. Čelovce, v záreze štátnej cesty do Cerova, v úseku križovatky s. od Čeloviec po údolie rieky Litava, je odkrytý profil vulkanosedimentárnych komplexov Čelovce–Opava: vo vrchnej časti pyroklastické a lahárové prúdy v ich podloží epiklastické konglomeráty a lavicovité epiklastické pieskovce.

26. Južne od zrúcanín hradu Čabrad' pod kopcom Kováčov, nad údolím rieky Litava. Na svahu Kováčovo sú odkryté epiklastické pieskovce krížovo zvrstvené, vyššie epiklastické konglomeráty, často vyplňujúce erozívne korytá, triedené epiklastické brekcie, chaotické brekcie lahárov a chaotické brekcie pyroklastických prúdov. Ide o horniny periférnej zóny formácie Čelovce–Opava.

27. Senné, vrch Lysec /kóta 716/, 6,5 km sv. od obce. Vrchol Lysca tvoria telesá extrúziálnych dômov amfibolických a andezitových porfýrov. Pyroklastické uloženiny, ktoré obklopujú telesá, predstavujú relikt pyroklastického kužela /formácia Lysec/.

28. Senné, 7 km sv. od obce Lentvorský mlyn, pod v. svahmi Lysca, prechod medzi prechodnou a periférnou vulkanickou zónou formácie Lysec: epiklastické konglomeráty a pieskovce, vyššie chaotické brekcie lahárov, ktoré sú oddeľované polohami epiklastických pieskovcov s vložkami siltovcov a pemzových tufov.

29. Horná Strehová v zárezoch štátnej cesty sú odkryté horniny periférnej vulkanickej zóny formácie Lysec: epiklastické konglomeráty často vyplňujú erozívne korytá v podložných lavicovitých epiklastických pieskovcov.

30. Dolná Strehová, pri obci sú odkryté horniny periférnej vulkanickej zóny formácie Lysec: epiklastické pieskovce, s polohami pemzových tufov a siltovcov. Erozívne zárezy, vyplnené epiklastickými konglomerátmi.

Miesta s hojnejším výskytom fauny vo vulkanoklastických horninách

bádenu sú vyznačené priamo v mape. Opisy fauny sú v práci V.Čechovič, J.Seneš /1950/.

Kvartér

31. Vrch Bukovec /Bikoc 299,5/, severne od obce Muľa. Na svahu vystupujú dve akumulácie piesčitých štrkov najstaršieho pleistocénu /biber/, rozdelené silne rubifikovanými pôdami.

32. Starý vrch /250/, 1,5 km z. od obce Sečianky. Na vrchu vystupujú zvyšky fluviálnej akumulácie štrkov spodnej najvyššej terasy /donau/.

33. Kozí vrch /232,6/, v malom štrkovisku sú zachované polymiktné štrky vrchnej vysokej terasy /günz/.

34. Sečianky, s. od obce na strmom ľavom brehu potoka a v hlbokých výmoľoch vystupujú piesčité štrky mindelskej terasy. V ich nadloží povodňové hliny, zakryté červenohnedými fosílnymi pôdami mindel/riského interglaciálu.

35. Šahy, smoliareň, štrkovisko na hrane riskej terasy Ipľa so štrkami a povodňovými hlinami, ílmis chladnomilnou malakofaunou. V nadloží so sprašovou sériou, rozdelenou výraznou hnedozemou – vrchnou fosílnou pôdou sečianskeho pedokomplexu.

36. Ipeľské Predmostie, štrkovisko sz. od obce. V štrkovisku vystupujú piesčité štrky riskej terasy, povodňové hliny a íly, spraše. V nadloží strednozrnné piesky neskorého glaciálu würmu. V ich podloží sa nachádzajú výrazné formy periglaciálu – mrazové klíny a vrecia.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1942: Gutachten über die Glassrohstoffe der Slowakei. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-392.
- ARAMAKI-YAMASAKI, H. 1963: Pyroclastic flows in Japan. Bull. volc. 26.
- BÁLDI, T. 1969: The Oligocene and Miocene stages of the Central Paratethys and on the formations of the Egerian in Hungary. Annal. Univ. Sc., Sect. Geologia 12, Budapest, 19-28.
- BÁLDI, T. - BÁLDI-BÉKE, M. - HORVÁTH, M. - KECSKEMÉTI, T. - MONOSTORI, M. - NAGYMAROSI, A. 1976: A hárshegy homokkő kora és kepződési krádményei. Földt. Köz. 106, Budapest, 353-386.
- BÁLDI, T. 1979: Changes of Mediterranean /?Indopacific/ and Boreal influences on Hungarian marine molluscfaunas since Kiscelia untill Eggenburgian times; the stage Kiscellian. Ann. Géol. Pays Hellén, Tome hors série fasc. I, Athens, 39-49.
- BÁLDI-BÉKE, M. 1977: A budai oligocén rétegtani és fáciestani tagolódása nannoplankton alapján. Földt. Köz. 106, Budapest, 59-89.
- BLOW, W. H. 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proceed. 1st Int. Conf. on planktonic microfossils in Geneva, Leiden, 199-422.
- BRODŇAN, M. - MAKOVNÍK, D. 1957: Výpočet zásob juhoslovenskej uholnej panvy k 1.1.1957. Manuskript-archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves.
- BUDAY, T. 1938: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd, tř. 2, 47, 17, Praha, 1-23.
- BYSTRICKÁ, H. - LEHOTAYOVÁ, R. 1974: Elektronenmikroskopische Untersuchung von Kalk-Nannoflora aus dem Oligozän der südlichen Slowakei. Acta Geol. et Geograph. Univ. Comenianae, Geologica, 26, Bratislava, 87-112.
- CIESARIK, M. 1962: Závěrečná správa s výpočtom zásob. Juhslov. uhofná panva - Vátovce, hnedé uhlie /stav k 1.12.1961/. Geofond, Bratislava.
- CICHA, I. - SENEŠ, J. - TEJKAL, J. et al. 1967: Chronostratigraphie und Neostrototypen, Karpatien, I. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-312.
- ČECHOVIČ, V. 1948: Nález onchophorových vrstiev v panónskej panve. Práce SGÚ, Zášit 17, Bratislava, 73-86.
- ČECHOVIČ, V. 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. Geol. Práce, Zášit 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-53.
- ČECHOVIČ, V. 1959: Správa o geologickom výskume terciéru na listoch Zvolen a Rimavská Sobota. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. - SENEŠ, J. 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. Geol. Zborník 1, 2, 3, 4, Geol. Úst. SAV, Bratislava, 130-166.

- ČÍČEL, B. – VASS, D. 1964: Mineralogicko-chemické štúdiá a geologické zhodnotenie novej terigénnej formácie na báze terciéru Ipeľskej kotliny. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131–138.
- ĎURATNÝ, S. – FUSÁN, O. – KUTHAN, M. – PLANČÁR, J. – ZBOŘIL, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173–198.
- ĎURATNÝ, S. – FUSÁN, O. – KUTHAN, M. – PLANČÁR, J. – ZBOŘIL, L. 1968: Relation of deepseated structure to the development of subsequent volcanism in Central Slovakia. Geol. Práce, Správy 44–45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73–89.
- FEDOR, J. – KOZÁČ, J. 1969: Stredné Slovensko – maltárske piesky /záv. správa z I. etapy vyhľadávacieho prieskumu/. Geofond, Bratislava.
- FISHER, R.V. 1960: Classification of volcanic breccias. Geol. Am. Bull., 71, Washington.
- FRANKO, O. 1962: Minerálne vody JUP. Geofond, Bratislava.
- FRANKO, O. – REGÁSEK, F. 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000 – Zvolen. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–41.
- FRANKO, O. – GAZDA, S. – CHOMA, M. 1967: Minerálne vody juhoslovenskej uhľovej panvy. Západné Karpaty 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169–219.
- FUSÁN, O. – KUTHAN, M. – ĎURATNÝ, S. – PLANČÁR, J. – ZBOŘIL, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západné Karpaty 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–159.
- FUSÁN, O. – IBRMAJER, J. – PLANČÁR, J. – SLÁVIK, J. – SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpat. Západné Karpaty 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–173.
- GAÁL, J. 1938: Über die mit der Egerer gleichalterige tertiäre Molluskenfauna von Balassagyarmat und das Oligocän-Problem. Ann. Mus. hung., 31, Budapest, 1–88.
- GABČO, R. 1959: Geologické pomery trefohorných vrstiev medzi obcami Bušince a Záhorce /Diplomová práca/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GABČO, R. et al. 1971: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu MV-12 /Kováčovce/. Geofond, Bratislava.
- HANO, V. 1950: Tortónska fauna od Kosihoviec na južnom Slovensku. Geol. Zborn., 1, 1, Geol. Úst. SAV, Bratislava, 70–72.
- HARČÁR, J. 1974: Hronská pahorkatina a dolina Žitavy. Kand. diz. práca, Prešov.
- HOMOLA, V. et al. 1958: Litologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Bušince 1. Práce Ústavu pro naft. výskum, 10, 41, Brno.
- HORNIŠ, J. 1979: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentov v doline Ipľa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHMELÍK, J. 1969: Petrografické vyhodnotenie hornín predterciérneho podložia vo vrte SH-1b. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHOMA, M. – HANZEL, V. – GAZDA, S. 1964: Základný hydrogeologický výskum Juhoslovenskej uhľovej panvy vo vzťahu k CO₂ Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- CHROMEČ, M. – FLIMMEL, J. 1963: Žihľava–Straciny, zlievárenské piesky, vyhľadávací prieskum. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1962: Výsledky mikrobiostratigrafického výskumu morských terciérnych sedimentov z listu Modrý Kameň. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1964: Správa o mikrobiostratigrafickom výskume v okolí Vinice pri Šahách. Správa o geol. výsk. v r. 1963. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 136–138.
- KANTOROVÁ, V. 1965: Mikrofauna okrajových morských fácii z podložia tortónskych vulkanitov Krupinskej vrchoviny. Správy o geol. výskumoch, r. 1964, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97–99.
- KANTOROVÁ, V. 1969: Mikropaleontologické vyhodnotenie z vrtu SH-1b. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1971: Rekurencia fosílnych foraminiferových komunít v rúle a chate Ipeľskej kotliny. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1972: Mikropaleontologická charakteristika sedimentov vrchného profilu MV-12 Kováčovce. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1976: Paleontologický výskum organizmov významných pre stratigrafický výskum útvarov Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1981: Význam planktonických foraminifer pre poznanie biostratigrafie a paleoekológie terciéru v juhoslovenských kotlinách. IV. Slov. geol. konf., Zborník referátov zv. 4, Slov. geol. úrad, Bratislava, 57–67.
- KANTOROVÁ, V. – ONDREJČKOVÁ, A. – VASS, D. 1968: A new view of the origin and the age of the Rzehakia /Oncophora/ beds in Southern Slovakia. Giornale di Geologia, 2, 35, 3, Bologna, 407–415.
- KLINEC, A. – MIKO, O. 1973: Kryštalínium v podloží neogénu jv. od Veľkého Krtíša. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183–187.
- KLINEC, A. – PLANDEROVÁ, E. – MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hranského komplexu veporúd. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95–104.
- KLINEC, A. – VRÁNA, S. 1964: Kryštalínium v oblasti Šiah na liste Vinica. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov /so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice/. Mineralia slov. 1, 3–4, Spišská Nová Ves, 177–196.
- KLUBERT, J. 1980: Modrý Kameň – Horné Strháre, roč. správa za r. 1979. Manuskript-archív Slov. geol. úrad, Bratislava.
- KLUBERT, J. 1981: Modrý Kameň – Horné Strháre, roč. správa za r. 1980. Manuskript-archív Slov. geol. úrad, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1970a: Záverečná správa štruktúrneho geologického vrtu GK-4 /Bzovík/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1970b: Litofaciálna analýza stavby vulkanosedimentárnych formácií južnej periferie neovulkanitov. Kandidátska dizertačná práca, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. – ŠEFARA, J. – ZBOŘIL, L. 1973: Investigation of deep structures in the basement of Central Slovakian young volcanic region, and their classification with respect on Neogene volcanism. – Proceedings to the Xth Congress

- tion with respect on Neogene volcanism. — Proceedings to the Xth Congres CBGA, Section III Tectonics, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 209–227.
- KRAUS, I. – ŠAMAJOVÁ, E. 1973: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v neogéne Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101–122.
- KRYSTEK, I. 1958: Petrografické a sedimentologické vyhodnotenie opěrné vrtby Bušince 1. Práce Ústavu pro naftový výzk., 10, 41, Brno, 33–48.
- KURÁŇ, J. – ZVARA, J. 1967: Výpočet zásob pre dobývací priestor Pôtar k 1.7. 1967. Geofond, Bratislava.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII Zvolen. Geofond, Bratislava, 1–132.
- LACKO, L. et al. 1960: Závěrečná správa o vyhledávacím prieskume s výpočtom zásob Levice, Krupina, stavebné hmoty. Stav k 1.1.1960. Geofond, Bratislava.
- LACROIX, A. 1903: L' eruption de la Montagne Peleée. En janvier 1903. Acad. Sci., 136, Compt., Paris.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1959: Mikrobiostratigrafia terciálnych sedimentov zo širšieho okolia Lučenca. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. – HARMAN, M. 1974: Elektronenmikroskopische Untersuchungen der Kalknannoflora von Neogene Peliten der Slowakei. Náuka o zemi, 8, SAV, Bratislava, 1–99.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Biostratigrafické a taxonomické štúdiá vápenatej nannoflóry neogénu Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LUKAJ, M. 1965: M. Kameň – Strháre, hydrogeologický prieskum. Manuskript-archív, Baňa Dolina.
- MACKO, J. – DOMANICKÝ, A. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, Slovensko. Geofond, Bratislava.
- MACKO, J. – ZUBEREC, V. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, Slovensko. Geofond, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1961: Ročná správa o sedimentologicko-petrografickom výskume modrokamskej oblasti. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1964a: Tufitické sedimenty v šlíre karpátu na južnom Slovensku. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1964b: Správa o petrografickom výskume pre úlohu 02-A-III za rok 1963. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1966: Petrografický výskum miocénnych sedimentov na liste Šahy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov juž. Slovenska. Západné Karpaty 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79–165.
- MARKOVÁ, M. 1969: Petrografia terciérnych sedimentov vo vrte SH-1. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1971: Predbežné sedimentárno-petrografické vyhodnotenie a dokumentácia vzoriek z vrtu MV-12 – Kováčovce. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1972: Mineralogicko-geochemický výskum sedimentov karpátu a ottnangu na juž. Slovensku. Geofond, Bratislava.

OBSAH

Úvod /D.Vass/	7
Geologický vývoj územia /D.Vass, V.Konečný, J.Pristaš/	10
Litológia, stratigrafia a magmatizmus	15
Veporikum /D.Vass/	15
Hronský komplex	15
Kráľovohorský komplex	16
Obalová séria	16
Molasové sedimenty a vulkanity Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny . .	17
Terciér	18
Paleogén	18
Oligocén	18
Kišcel /D.Vass/	15
Blžské vrstvy /bazálne piesky/	20
Čížske súvrstvie /vápňité aleurolity/	21
Selianske vrstvy /kontinentálne sedimenty/	22
Oligocén–miocén	23
Eger /D.Vass/	23
Panické vrstvy /bazálne piesky/	23
Lučenské súvrstvie	24
Opatovské vrstvy /morské a brakické terminálne vrstvy/	27
Neogén	30
Egenburg /D.Vass/	30
Darmotské vrstvy	30
Otnang /D.Vass/	31
Bukovinské súvrstvie – spodný otnang	32
Šalgótarjánske súvrstvie – vrchný otnang	35
Karpát /D.Vass/	39
Modrokamenské súvrstvie	39
Báden /V.Konečný/	48
Bazálne súvrstvie	49
Formácia Vinica – Prácheň	51
Formácia Čelovce–Opava	58
Formácia Lysec	64
Petrografia a chemizmus hornín	71
Formácia Vinica – Prácheň	71
Formácia Čelovce–Opava	72
Formácia Lysec	73

Kvartér /J.Pristaš/	74
Pleistocén	74
Mindel	79
Ris	80
Würm	84
Pleistocén–holocén	87
Holocén	88
Geofyzikálny výskum /D.Vass/	90
Tektonika /D.Vass, V.Konečný/	93
Zlomový systém sz. a ssz. smeru	93
Hydrogeológia /D.Vass/	97
Komplex mezozoických a starších útvarov	97
Komplex sedimentárneho neogénu	97
Komplex neovulkanických hornín	99
Komplex štvrtohorných sedimentov	100
Banské vody	100
Nerastné suroviny /D.Vass/	101
Uhlie	101
Ložisko Pôtor–Dolina	101
Technologické vlastnosti	103
Využívanie ložiska	105
Ostatné výskyty uhlia v lpeľskej kotline	105
Prognózne zásoby uhlia v lpeľskej kotline	106
Sklárske piesky	106
Zlievárenské piesky	106
Stavebné suroviny	107
Stavebné piesky	107
Prognózne zásoby stavebných pieskov	108
Štrkopiesky	109
Prognózne zásoby štrkov a štrkopieskov	110
Tehliarske suroviny	110
Prognózne zásoby tehliarskych surovín	111
Kamenivo	112
Prognózne zásoby kameniva	112
Výskyty ostatných nerastných surovín	113
Významné lokality /D.Vass, V.Konečný, J.Pristaš/	113
Predterciérne útvary	113
Eger	114
Egenburg	114
Spodný otnang	114
Vrchný otnang	115
Karpát	115
Báden	115
Kvartér	117
Literatúra	118

- ŠKVARKA, L. 1971: Niektoré nové poznatky o zvodnení poruchových zón a rozložení zemského tepelného poľa v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska /Kandidátska práca/. Manuskript-archív Katedry inž. geológie a hydrogeológie, Príř. Fak. UK, Bratislava.
- ŠLAHOR, Ľ. 1957: Výpočet zásob tehliarskych surgov na lokalite Malý Krtíš v kategórii C2. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TOMASEK, B. 1961: Niektoré výskyty neogénnych pieskov v širšom okolí Modrého Kameňa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. 1963: Tectonic mobility and its effect upon the Miocene sedimentation of the Ipeľská kotlina basin. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145–150.
- VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne /Kandidátska práca/. Manuskript-knižnica Geol. laboratória SAV, Bratislava.
- VASS, D. 1965: Einige Grundtypen der tektonischen Strukturen von superponierten Depressionen in den Westkarpaten. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105–114.
- VASS, D. 1969a: Zlomy juhoslovenských neogénnych panví. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161–167.
- VASS, D. 1969b: Contribution to information on paleogeography of Ipeľ-Rimava basin by means of analysis of basin filling. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 182–201.
- VASS, D. 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. Západné Karpaty, Geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145–198.
- VASS, D. et al. 1961: Správa o geologickom mapovaní na liste Vinica. Geofond, Bratislava.
- VASS, D. – BAGDASARIAN, G. P. – KONEČNÝ, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl. 101, 2–3, Budapest, 321–327.
- VASS, D. – GABČO, R. 1964a: Príspevok k identifikácii domnelých triasových kremencov pri Žihľave. Čas. pro min. a geol. 9, 3, Praha, 377–390.
- VASS, D. – GABČO, R. 1964b: Predbežná správa o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských neovulkanitov. Správy o geol. výsk. v r. 1963, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 132–134.
- VASS, D. – KONEČNÝ, V. – ŠEFARA, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–277.
- VASS, D. – MARKOVA, M. 1965: Unechte Faltenstrukturen und deren Abbildung in der Entwicklung der Ablagerungen. Doklady č. l. sekcia Geotektonika Karpato-balkanskaja asociacija VII. kongres, Sofia, 371–374.
- VASS, D. et al. 1962: Záverečná správa za úkol 02-A-1 ... list M. Kameň /M-34-135-B/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. – TOMÁŠEK, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89–102.
- VASS, D. et al. 1976: Geologické výsledky vrtov MV-2, MV-1, VV-1, VV-5 /Ipeľská kotlina/. Geologický Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–96.
- VASS, D. 1979a: Genesis of Inner-Molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development. In Czechoslovak geology and global tectonics. Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava, 183–197.

- VASS, D. 1979b: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathians molasse basins and depressions. Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 58, 155–175.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra /DrSc. dizertačná práca/, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy Fíľakovo/2 a 4, Salgótarján/2. Geofond, Bratislava.
- VASS, D. – ELEČKO, M. 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny /juž. Slovensko/. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–124.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1979: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika hliní-
tých kvartérnych sedimentov a pôd lpeľskej kotliny. Manuskript-archív Geol.
Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WILLIAMS, H. – MEYER ABICH, H. 1955: Volcanism in the Southern part of El. Sal-
vador with particular reference to the colapse of basin of lake Coatepeque. Ca-
lif. Univ. Pub. Bull. 32, 1, California.

VYSVETLIVKY

ku Geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1983.

Vedecký redaktor: RNDr. Ján Gašparik, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Sadzba a technická úprava: Mária Cabadaiová

Vytlačilo Tlačové stredisko GÚDŠ roku 1983. Náklad 500 kusov. Povol. SÚKK 1197/1-82. Tem.škup. 03/9. 1. vyd. Rozsah AH 8,19, VH 8,51, cena brož. Kčs 14,-.