ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2007

1 B 19 b

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

113

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001016639

GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 113

Vedecký redaktor
RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady
RNDr. F. Bakoš, PhD., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. J. Maglay, RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. M. Ondrášik, PhD., RNDr. A. Nagy, CSc., RNDr. P. Siman, PhD.

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2007

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

113

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2007

Recenzenti:
RNDr. František Marko, PhD. Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského,
RNDr. Marianna Kováčová-Slamková Katedra geológie a paleontológie, Bratislava

GEOLÓGIA SEVERNÉHO SVAHU ŠAHANSKEJ ANTIFORMY

**Dionýz Vass, Vlastimil Konečný, Michal Elečko, Katarína Holcová,
Dalibor Maďar, Klement Fordinál, Martin Kováčik,
Ján Milička, Miroslav Pereszlényi**

OBSAH

Biely, A.: Zdravica k 85. narodeninám RNDr. Ota Fusána, DrSc. 9
Bezák, V. a *Lukáčik, E.:* Albín Klinec sedemdesiatročný 11
Vass, D.: Zdravica k šesťdesiatke RNDr. Michala Elečka, CSc. 13

I. ÚVOD 21
II. LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA 23
Predkenozoické podložie 23
Vývoj názorov na členenie a stavbu veporika 23
Litológia hornín predvrchnokriedového podložia Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny 24
Veporikum 24
Hronikum 27
Gemerikum 27
Popríkrovové horninové súbory Krupinskej planiny 27
Vrchná krieda – spodný paleogén, gosau 27
Eocén, hutianske súvrstvie(?) 29
Oligocén a raný miocén (kišcel a eger) 29
Skálnické (selianske) vrstvy, kišcel 29
Morské a lagunárne súvrstvie kišcelu a egeru 30
Spodný miocén 30
Fiľakovské súvrstvie, spodný egenburg 30
Bukovinské súvrstvie, vrchný egenburg 31
Salgótarjánske súvrstvie, otnang 37
Modrokamenské súvrstvie, karpat 42
Čiastkové sedimentačné prostredie šahanskej antiformy a jej severného svahu v karpate 45
Stredný miocén, báden 46
Príbelské súvrstvie, spodný a včasný stredný báden 46
Vulkanické formácie Krupinskej planiny 50
Spodná stavba stratovulkánu Javorie, báden 53
Vrchná stavba stratovulkánu Javorie, sarmat 55
III. NOVÉ POZNATKY O TEKTONIKE IPEĽSKEJ KOTLINY A KRUPINSKEJ PLANINY POČAS TERCIÉRU 57
Šahanská antiforma 57
Dačovolomská prepadlina 59
Čiastkové depresie dačovolomskej prepadliny a ich význam pre paleogeografiu na severnom svahu šahanskej antiformy 61
Poznámky k tektonickej kontrole distribúcie 3. (spodného) uhoľného sloja pôtorských vrstiev severne od šahanskej antiformy 63
Bádenské zlomy, strhársko-trenčská prepadlina a ďalšie prejavy mladej tektoniky 63
IV. PRÍNOS GEOFYZIKY K POZNANIU GEOLOGICKEJ STAVBY A UHĽONOSNOSTI SEVERNÉHO SVAHU ŠAHANSKEJ ANTIFORMY 69
V. UHLIE NA SEVERNOM SVAHU ŠAHANSKEJ ANTIFORMY 74
Charakteristika 3. uhoľného sloja vo veľkolomskej depresii 74
Charakteristika 3. uhoľného sloja v červenianskej depresii [podľa Laffersa (ed.), 1990] 75
Charakteristika I. (vrchného) uhoľného sloja na severnom svahu šahanskej antiformy 77
Geochemické zhodnotenie uhlia a uhoľnej hmoty v salgótarjánskom súvrství (plachtinské a pôtorské vrstvy) a v bukovinskom súvrství na základe pyrolýzy Rock-Eval a mikroskopickej fotometrie 78
VI. MODELOVANIE HISTÓRIE POCHOVÁVANIA SEDIMENTOV NA VRTOCH VVL-1 (RIEČKY) A VVL-8 (VEĽKÝ LOM) 83
VII. ZÁVER 86

VIII. LITERATÚRA 88
IX. SUMMARY 92
Introduction and methods of study 92
Lithology and Stratigprahy 92
Pre-Cenozoic basement 92
Post-nappe rocks of Krupinská planina Plateau 92
Oligocene and earliest Miocene (Kiscellian and Egerian) 92
Skálnik Member, Kiscellian 93
Fiľakovo Formation, Lower Eggenburgian 93
Bukovinka Formation, Late Eggenburgian 93
Salgótarján Formation, Ottnangian 94
Modrý Kameň Formation, Karpatian 94
Sedimentary structures in Modrý Kameň formation and their interpretation 95
Sedimentary environments of the Šahy Antiform northern slope during the Karpatian 96
Príbelce Formation, Badenian 97
Vinica Formation: Submarine andesite volcanism 97
Čelovce Formation: The Čelovce Volcano 97
Lysec Formation: The Lysec Volcano 97
Stratovolcano Javorie, Badenian – Sarmatian 97
New data concerning the tectonics of Ipeľská kotlina Depression and Krupinská planina Plateau 97
Comments to tectonic control of the 3rd (lower) coal seam of Pôtor Member distribution on northern slope of Šahy Antiform 99
Badenian faults and Strháre – Trenč Graben 99
Geophysical reaearch 100
Coal on the northern slope of Šahy Antiform 100
Geochemical evaluation of the coal and coal matter in Salgótarján and Bukovinka formations on the base of the Rock-Eval pyrolysis and microphotometry 101
Thermal maturation level and geohistoric model 101

Zdravica k 85. narodeninám RNDr. Ota Fusána, DrSc.

Čas beží ako voda v bystrine, ani sme sa nenazdali, a Oto Fusán sa v marci 2007 dožil 85 rokov. Narodeniny tohto slovenského prírodovedca – geológa, rodáka z Tureckej, sme oslávili v kruhu priateľov, síce nie pompézne a vzhľadom na náš vek ani bujaro, ale zato srdečne a v atmosfére úprimného priateľstva. Veď s Otom Fusánom to ani ináč nemôže byť.

Teší ma, že náš priateľ a bývalý kolega sa tohto krásneho jubilea dožil v primeranom zdraví, pri dobrej mysli a v duševnej pohode. Pri tejto príležitosti mi kadečo prichádza na myseľ, veď jubilant bol aktérom skoro všetkého, čo sa na Slovensku v oblasti geológie udialo temer od vzniku inštitúcie poverenej organizovaním a robením systematického geologického výskumu Slovenska – Štátneho geologického ústavu.

Pri písaní zdravice nemienim a ani nemôžem vymenovať, čo všetko jubilant urobil, aké funkcie zastával a aké vyznamenania dostal. Nemôžem však obísť mlčaním, že Oto Fusán patril do prvej, síce neveľkej, ale výkonnej a akcieschopnej slovenskej skupiny geológov, ktorá sa objavila na scéne bezprostredne po vojne. Energicky sa zapojila do plnenia hlavne praktických geologických úloh, ktoré nastolila obnova vojnou narušeného hospodárstva. Jednotliví členovia tejto skupiny, medzi nimi, samozrejme, aj O. Fusán, sa rôznym spôsobom zviditeľňovali pri organizovaní geologických výskumov a prieskumov v Západných Karpatoch počas podstatnej časti druhej polovice 20. storočia.

Z organizačných činov tejto skupiny, z obdobia, keď iných slovenských geológov prakticky nebolo, sa mi do pamäti natrvalo zapísala udalosť celonárodného významu. Spomeňme si, a bola to zásluha najmä tejto skupiny geológov, že po peripetiách na prelome 40. a 50. rokov na troskách Štátneho geologického ústavu vznikla v roku 1953 životaschopná, medzinárodne uznávaná vedecká ustanovizeň – Geologický ústav Dionýza Štúra. Oto Fusán bol pri vzniku tohto ústavu a neskôr aj jeho riaditeľom (1969 – 1976). V mojich očiach to bol čin netušeného významu, ktorý naštartoval rýchly rozvoj geologických výskumov Slovenska a vytvoril nebývalé podmienky na uplatnenie ďalších generácií slovenských geológov. Škoda, že nikto z aktívnych účastníkov nezanechal podrobné svedectvo o príprave a priebehu tejto historickej udalosti, ktorá je v mojej pamäti hlboko zakotvená.

Trvalú úctu o odbornej akcieschopnosti tejto skupiny vo mne vyvoláva spomienka na zostavenie a publikovanie prehľadnej *Geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000*, tzv. generálky. Bol to mimoriadne ambiciózny projekt. Na jeho realizácii sa podieľali najmä geológovia tejto prvej slovenskej garnitúry geológov, ale k jeho úspešnému dokončeniu výdatne prispeli aj ich českí kolegovia. Všetkým patrí vďaka, ale medzi nimi zvlášť Otovi Fusánovi, ktorý bol redaktorom slovenskej časti mapy. Toto dielo mi zostalo natrvalo v pamäti, lebo jeho realizácia vytvorila mojej generácii vynikajúce možnosti nadobudnúť prvé skúsenosti z geologického mapovania a pričuchnúť si k zložitej problematike regionálnej geológie Západných Karpát.

Z tohto obdobia pripomeniem príbeh – nekompromisnú polemiku, na ktorú O. Fusán, človek s povesťou nekonfliktnej povahy, určite zabudol. Spor sa týkal veku súvrstvia sivých bridlíc a pieskovcov pri Hodruši (dnešné nižnobocianske súvrstvie), ktoré O. Fusán a J. Šalát zaradili do stredného karbónu. Naopak, ja som navrhoval jeho spodnotriasový vek. Motivácia Fusánovho zaradenia spočívala v tom, že ide o „karbónotypné" súvrstvie, moja v tom, že látkovo identické súvrstvie pri Píle má v podloží i nadloží pestré súvrstvie melafýrovej série – verfénu s melafýrmi, ktorého spodnotriasový vek bol vtedy nepochybný. Navyše, medzi karbonátovými a verfénskymi sedimentmi som nevidel diskordanciu, ale pozvoľný prechod, čo bolo nezlučiteľné s navrhovanými vekmi. Tvrdošijný, neústupný postoj O. Fusána, vtedy už geologického „mazáka", ma prinútil k revízii kontaktov zmapovaných litologických celkov. Vďaka tvrdohlavosti Fusána táto revízia urýchlila poznanie, že v melafýrovej sérii sú zastúpené karbónske, permské a spodnotriasové litostratigrafické jednotky a že v Tribeči ide o dva čiastkové príkrovy tej istej tektonickej jednotky, ktorú neskôr D. Andrusov, J. Bystrický a O. Fusán nazvali hronikum. Nepamätám sa, či som vtedy O. Fusánovi poďakoval. Ak nie, robím tak teraz.

Po roku 1960 bol v pláne projekt zostavovania geologických máp topografických listov v mierke 1 : 50 000. Pri jeho realizácii sa uplatnil systém zdedený z „generálok" – špecializácia mapujúcich geológov podľa útvarov. V súlade s touto praxou som sa zúčastnil na geologickom mapovaní na liste Dobšiná, ktorého redaktorom bol O. Fusán. To bola príležitosť poznať nielen odborné, ale aj ľudské kvality redaktora, nadviazať s ním priateľské vzťahy a spoluprácu na témach spoločného záujmu.

Po zrušení projektu máp 1 : 50 000 Oto Fusán nadviazal spoluprácu s geofyzikmi a presedlal na riešenie predgosauskej sústavy vnútorných Západných Karpát v terénoch zakrytých terciérnymi akumuláciami.

V spolupráci s geofyzikmi vzniklo niekoľko zaujímavých geologických interpretácií geofyzikálnych polí Západných Karpát. Z tejto etapy Fusánovho výskumu vznikla najmä mapa reliéfu a geologická, resp. tekto-

nická mapa podložia terciéru centrálnych Karpát, publikovaná v dvoch verziách (1971, 1987). Tieto mapy sú cenným a konzultovaným materiálom, najmä pri úvahách o využití predgosauských terénov v podloží terciéru.

Oto Fusán sa neuspokojil s kartografickým vyjadrením stavby na predterciérnom povrchu. V poslednej práci tohto zamerania, v Atlase geotermálnej energie Západných Karpát, vyjadril kartografickú predstavu viacerých úrovní až do hĺbky 6 000 m. Je to nesporne odvážna a obdivuhodná interpretácia a budú ju konzultovať a preverovať najmä odborníci zaoberajúci sa praktickým využitím geotermálnej energie.

Milý Oto, poznáme sa vyše polstoročie. To, čo som napísal na Tvoju adresu, je len nepatrný zlomok toho, čo si pamätám z Tvojho činorodého geologického života. Za všetko, čo sme spolu prežili, najmä za priateľstvo, Ti srdečne ďakujem. Pri príležitosti 85. narodenín Ti úprimne blahoželám, do budúcich rokov prajem všetko najlepšie, dlhý život v príjemnej rodinnej atmosfére a dobré zdravie, aby si mohol ešte vystúpiť na Krížnu. To isté Ti prajem v mene všetkých priateľov a slovenskej geologickej komunity.

Anton Biely

Albín Klinec sedemdesiatpäťročný

Narodil sa roku 1932 v Brezne. Po maturite na gymnáziu v Brezne roku 1951 pokračoval v štúdiu na FGGV UK v Bratislave, odbor geológia, ktoré skončil roku 1955. Tu získal aj titul doktor prírodných vied (RNDr.) a v roku 1969 vedeckú hodnosť kandidát geologicko-mineralogických vied (CSc.).

Po skončení štúdia až do odchodu do dôchodku (v roku 1994) pracoval v GÚDŠ v Bratislave. Pôsobil v oddelení kryštalinika a dlhé roky bol jeho vedúcim. Významnou mierou sa zaslúžil o organizovaný komplexný výskum kryštalinika Západných Karpát, najmä veporika. Zameral sa na systematický terénny výskum a geologické mapovanie rozsiahlych území kryštalinika. V prvých rokoch to bola geologická stavba a tektonické pomery kryštalinika Žiaru a Malej Magury. V ďalšom období pracoval v gemeriku a po roku 1959 vo veporiku. V jednej zo svojich najvýznamnejších prác (1966) načrtol novú koncepciu geologickej stavby veporika, spočívajúcu v alpínskom tektonickom násune kráľovohoľského komplexu na metamorfity hronského komplexu. Zaoberal sa otázkami veku kryštalinika veporika a inicioval výskumy zamerané na jeho palynologickú stratifikáciu. Okrem toho, významný bol jeho podiel na zistení rochovského granitu. Pracoval aj v kolektívoch na riešení surovinových problémov a geofyzikálnych úloh najmä v súvislosti s výskumom scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v Nízkych Tatrách a pri interpretácii tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí.

V rokoch 1967 – 1968 pôsobil ako expert v terénnej skupine česko-slovenskej geologickej expedície v Mongolsku. Aktívne sa zúčastnil na medzinárodnej spolupráci GÚDŠ s Geologickým ústavom v Tbilisi. Geologicky zmapoval veľkú časť územia Slovenské rudohorie-stred a Nízke Tatry-východ, ktorú tlačou vydal GÚDŠ Bratislava (1976). Výsledky jeho prác sa využili aj pri zostavovaní geologických máp Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) a Slovenského rudohoria – západnej časti (Bezák et al., 1999).

Albín Klinec, zvaný aj Horehronský, je rázovitá osobnosť slovenskej geológie. Vyznačuje sa svojskosťou či už pri skúmaní zákonov prírody alebo pri prístupe k ľuďom. Známa je jeho otvorená a priama povaha, keď vysloví nezaobalene svoje súdy a postrehy. Zažili sme s ním veľa veselých chvíľ v čarokrásnej slovenskej prírode, kde Albín strávil väčšinu svojho života a má ju nadovšetko rád. Ešte aj tie kamene si pomenoval tak osobne ako „zelenáky", „ťapkáče" či „vrždiaky". A prírode je verný tam pod Kráľovou hoľou dodnes. My mu touto cestou prajeme ešte veľa síl a pevné zdravie.

Vladimír Bezák a Eduard Lukáčik

Zdravica k šesťdesiatke RNDr. Michala Elečka, CSc.

V apríli 2007 sa dožil šesťdesiatin významný slovenský geológ RNDr. Michal Elečko, CSc. Narodil sa 6. 4. 1947 na Zemplíne v Trhovišti. Nie náhodou táto obec dala slovenskej geológii mnoho osobností (akademik M. Maheľ, doc. M. Krivý, RNDr. A. Salontayová-Kullmanová, RNDr. J. Soták, PhD.). Michal Elečko zmaturoval na michalovskom Gymnáziu Pavla Horova (1965). Geológiu, základný výskum, vyštudoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Vysokoškolské štúdium skončil v r. 1970. V roku 1978 získal titul RNDr. a v roku 1982 vedeckú hodnosť CSc. v odbore geologicko-mineralogických vied obhájením dizertačnej práce *Tektonika a paleogeografia Rimavskej kotliny*.

Geologickú kariéru začal v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, kde pracuje do dnešných dní (dnes Štátny geologický ústav Dionýza Štúra). Ťažiskom jeho práce bolo geologické mapovanie v neogénnych panvách Západných Karpát. Na začiatku to bola Rimavská kotlina. Poznatky z jej štúdia, ako sme už uviedli, zhrnul vo svojej habilitačnej kandidátskej práci. Neskôr pracoval vo Východoslovenskej panve, v Lučenskej kotline, Viedenskej panve, Podunajskej panve, v Hornonitrianskej kotline a kotlinách stredného Slovenska. Popri rutinnej práci mapujúceho geológa sa venoval problematike tektonickej stavby a niektorým aspektom sedimentológie a litostratigrafie. Tieto poznatky sumarizoval v mapách a vedeckých publikáciách o paleogeografii neogénnych panví. Je spoluautorom viacerých monografických prác o neogénnych panvách (Rimavská kotlina, Lučenská kotlina a Cerová vrchovina, paleogeografia neogénu Východoslovenskej panvy, tektogenéza neogénnych panví). Bol redaktorom alebo spoluautorom viacerých geologických máp regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek k týmto mapám. Popri regiónoch Rimavská kotlina, Lučenská kotlina a Cerová vrchovina to boli regióny Východoslovenskej nížina – južná časť, Lúčanská Malá Fatra, Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina, Slovenský kras, Chvojnická pahorkatina a severná časť Borskej nížiny, Starohorské vrchy, Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina, Podunajská nížina – Trnavská pahorkatina, Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny. V súčasnosti pracuje na novej regionálnej geologickej mape Záhorskej nížiny, resp. Malých Karpát. Bol hlavným redaktorom aj geologicko-náučnej mapy Cerovej vrchoviny, ktorá bola prvou mapou tohto typu na Slovensku. Z regionálnych prác treba ešte spomenúť jeho podiel na štúdii o geologickej stavbe Turnianskej a Rožňavskej kotliny. Svoje poznatky o neogénnych panvách využil pri zostavovaní a redakcii prehľadných geologických máp Slovenskej republiky (geologická a tektonická mapa) v mierke 1 : 500 000 a 1 : 1 000 000. Posudzoval viaceré odborné a vedecké práce z oblasti základného výskumu aj užitej geológie, dizertačných a diplomových prác, a tak prispel k ich vysokej kvalite.

Jubilant pracoval na viacerých medzinárodných projektoch regionálnogeologického zamerania. Bol to predovšetkým široko koncipovaný projekt DANREG, kde bol hlavným redaktorom tektonickej mapy a spoluautorom geologickej mapy slovensko-maďarsko-rakúskeho pohraničia. Podieľal sa aj na zostavovaní a vydaní tlačou geologickej mapy Gemera a Bükku v mierke 1 : 100 000, Poiplia (IPREG) a regiónu južnej časti východného Slovenska a priľahlej časti Maďarska (TIBREG). Bol spoluiniciátorom atlasu paleogeografických máp Transkarpatskej panvy vrátane jej ukrajinskej časti.

Svoje bohaté skúsenosti a poznatky pretavil do vedeckých publikácií, ktorých počet presahuje 130. Niektoré z nich sú monografickými dielami, iné boli publikované v karentovanom časopise a ďalšie v zahraničných vedeckých časopisoch. Aktívne sa zúčastnil na viacerých vedeckých konferenciách doma aj v zahraničí. Je autorom viacerých zdravíc venovaných jubileám kolegov a spolupracovníkov, je autorom, resp. spoluautorom početných nepublikovaných správ uložených v archíve ŠGÚDŠ (Geofonde).

Popri bohatej výskumnej činnosti sa venoval aj otázkam niektorých surovín viazaných na neogénne panvy a mal podiel na objavení ložísk keramických surovín, alginitu a diatomitu.

V rámci spolupráce na medzinárodných projektoch navštívil všetky krajiny susediace so Slovenskom, študo-

val mladé usadeniny centrálnej Ázie a v rámci bilaterálnej spolupráce s univerzitou v Južnej Karolíne (USA), ktorú tiež navštívil, vznikla práca o Východoslovenskej panve s ohľadom na perspektívy vyhľadávania nových ložísk zemného plynu. Osobitne treba spomenúť jeho účasť na geologickej expedícii Escambray II na Kube (1981 – 1983), kde mapoval územie rovnomenného pohoria a panvu Santo Domingo.

Pokiaľ ide o vedecko-organizačné a administratívne aktivity, treba spomenúť, že od roku 1994 je vedúcim oddelenia neogénu a neovulkanitov, resp. neogénu a kvartéru – usmerňuje prácu oddelenia a stará sa o odborný a vedecký rast mladších pracovníkov oddelenia. Bol, resp. je zodpovedným riešiteľom viacerých úloh štátneho rozvoja vedy a techniky, konkrétne úlohy *Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000* (1994 – 2000), čiastkovej úlohy *Tektogenéza terciérnych panví Západných Karpát* (1998 – 2003) a neskôr celej úlohy *Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát* (2002 – 2004). Od roku 2006 je zodpovedným riešiteľom úlohy *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Západných Karpát 1 : 50 000*. Pracoval na zostavovaní novej edície geologických máp 1 : 200 000 územia Slovenskej republiky ako autor a redaktor listov Lučenec a Rimavská Seč, resp. Trnava a ako spoluautor na listoch Banská Bystrica, Košice, Michalovce, Poprad a Svidník. Podieľal sa na ich vydaní tlačou. Podieľal sa na príprave a organizačnom zabezpečení viacerých geologických konferencií a zjazdov. Bol a je členom redakčných rád ŠGÚDŠ edícií Regionálna geológia Západných Karpát, Vysvetlivky k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, Geologické práce, Správy a Slovak Geological Magazine. Je aj členom komisie pre aprobáciu geologických máp.

Ako dlhoročný člen Slovenskej geologickej spoločnosti pôsobil aj v jej výbore ako vedecký tajomník (1994 až 2000). Bol a je členom vedeckej rady ŠGÚDŠ. V odborovom hnutí zastával funkciu predsedu ZV.

Za zásluhy o rozvoj geológie na Slovensku a za prehĺbenie poznatkov o geologickej stavbe Západných Karpát Michalovi Elečkovi udelili viaceré vyznamenania: Čestná medaila GÚDŠ, ocenenie Vzorný pracovník GÚDŠ a Pamätná medaila udelená pri 60. výročí založenia Štátneho geologického ústavu D. Štúra.

Za celú geologickú obec Slovenska a ako dlhoročný spolupracovník aj osobne želám jubilantovi pevné zdravie a mnoho síl do ďalšej práce v oblasti geológie, ktorá bola a ostáva náplňou jeho plodnej vedeckej a odbornej kariéry.

Dionýz Vass

Zoznam publikovaných prác

1. Vass, D. a **Elečko, M.**, 1977: Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 1, s. 43 – 65.
2. Vass, D., **Elečko, M.** a Bajtošová, E., 1977: Vyhodnotenie zrnitostných analýz z egerských šlírov východnej časti Rimavskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 68, s. 99 – 112.
3. **Elečko, M.**, Gašparik, J. a Vass, D., 1980: Tektonická stavba molasových panví Západných Karpát vo vzťahu k ich uhľonosnosti. In: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR. Zborník referátov, II. časť. Bratislava, s. 303 – 309.
4. Vass, D., **Elečko, M.** a Bodnár, J., 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 75, s. 77 – 90.
5. Vass, D. a **Elečko, M.**, 1981: Keramické suroviny v Rimavskej kotline. In: Zborník prednášok, Celoštátna konferencia o využití ových nerudných surovín na Slovensku, Zemplínska Šírava, s. 1 – 13.
6. Vass, D. a **Elečko, M.**, 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné lovensko). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 77, s. 111 – 124.
7. Vass, D., **Elečko, M.** a Marková, M., 1983: Indície keramického ílu v Rimavskej kotline. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 15, č. 6, s. 531 – 550.
8. Vass, D., **Elečko, M.** a Lehotayová, R., 1984: Srednij miocen Zapadnych Karpat v svete radiometričeskych vozrastov i nanoplanktona. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 80, s. 193 – 205.
9. **Elečko, M.**, Gaál, Ľ., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava. Geol. Úst. D. Štúra.
10. Bodnár, J., **Elečko, M.**, Gaál, Ľ., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
11. Vass, D., **Elečko, M.** a Jurkovičová, H., 1986: Tektonika západnej časti Cerovej vrchoviny. In: Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), s. 117 – 121.
12. Vass, D., **Elečko, M.** a Pristaš, J., 1986: Klenba Cerovej vrchoviny – nová mladá štruktúra na južnom Slovensku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 84, s. 135 – 140.
13. Vass, D., **Elečko, M.**, Kantorová, V., Lehotayová, R. a Klubert, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), 5, s. 417 – 422.
14. Vass, D.a **Elečko, M.**, 1987: Paleogeografia Rimavskej kotliny. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. XXXII, č. 3, s. 399 – 404.
15. Vass, D., Gaál, Ľ. a **Elečko, M.**, 1988: Vulkanogénne formácie Cerovej vrchoviny a ich vzťah k ochrane prírody. In: Pamiatky – príroda (Bratislava), č. 1/19, s. 36 – 39.
16. Vass, D., Gaál, Ľ. a **Elečko, M.**, 1988: Spodnomiocénne súvrstvie Cerovej vrchoviny ako náučné lokality. In: Pamiatky – príroda (Bratislava), č. 6/19, s. 26 – 30.
17. Baňacký, V., **Elečko, M.**, Kaličiak, M., Lexa, J., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1988: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
18. Vass, D., **Elečko, M.**, Kantorová, V., Lehotayová, R. a Klubert, J., 1988: New evidence for the age of the Salgótarján formation in Southern Slovakia (363 – 370). In: Pešek, J. a Vozár, J.: Coal-bearing formations of Czechoslovakia. Konferencie, Sympóziá, Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 399.
19. Baňacký, V., **Elečko, M.**, Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, Ľ., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 143.
20. **Elečko, M.** a Vass, D., 1989: Pôtorské vrstvy (uhľonosný otnang) v Lučenskej kotline. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 88, s. 71 – 78.

21. Vass, D., Kraus, I. a **Elečko, M.**, 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, s. 71 – 75.
22. Vass, D. a **Elečko, M.** (eds.), 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 162.
23. Škvarka, Ľ., Vass, D., Ondrejičková, A. a **Elečko, M.**, 1989: Nové poznatky o južnej časti Strhársko-trenčskej prepadliny. In: Region. geol. Západ. Karpát., Spr. geol. Výsk. (Bratislava), č. 25, s. 69 – 74.
24. Škvarka, Ľ., **Elečko, M.**, Franko, O., Konečný, V., Kováč, J., Krippel, E., Lukniš, M., Pristaš, J., Šuba, J. a Vrana, K., 1989: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 46 a 47 Lučenec a Rimavská Seč. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 117.
25. **Elečko, M.** in Vass, D., (ed.), 1990: Nové pohľady na genézu molasových panví Západných Karpát a nové východiská pre poznanie ich stavby. In: V. celoslov. geol. konf. Abstrakty referátov. Bratislava, Slov. geol. úrad, s. 39 – 40.
26. Jurkovičová, H., Vass, D.a **Elečko, M.**, 1990: Bátčanské vápence kišcelu juhoslovenskej panvy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 3, s. 263 – 271.
27. Vass, D., Kováč, M. a **Elečko, M.**, 1990: Origin and basin evolution in West Carpathians. In: Global events and Neogeneevolution of the Mediteraneam. 9th Congres R. C. M. N. S. Abstracts. Barcelona, Inst. Paleonto. Dr. M. Crusafont Sabadell, s. 355.
28. Pereszlényi, M., Trgiňa, P., Vitáloš, R., Vass, D. a **Elečko, M.**, 1991: Predikcia termálnej zrelosti uhľovodíkov vo východoslovenskej panve a poznámky ku genéze panvy. In: Perspektívy naftového průmyslu. Konferencia 5. – 7. 11. 1991, Luhačovice.
29. Vass, D., Čverčko, J., **Elečko, M.**, Kaličiak, M., Mořkovský, M. a Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa východoslovenskej nížiny 1 : 100 000. Stripped geological map of East Slovakian Lowlands. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
30. Vass D.(ed.), Bezák, V., **Elečko, M.**, Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Geological map of the Lučenská kotlina depression and Cerová vrchovina upland. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
31. Vass, D., **Elečko, M.** (eds.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 196.
32. Balogh, K., **Elečko, M.**, Konečný, V., Lacika, J., Orlický, O., Pristaš, J. a Vass D., 1992: Corelation of the results of dating exemplified by the Cerová bazalt Formation. In: Int. symp. Time. frequency in geomorphology. Abstracts of paper. Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 8.
33. Vass, D., **Elečko, M.**, Horská, A., Petrík, F., Barkáč, Z., Mello, J., Radocz, Gy. a Zlocha, J., 1993: Uhoľné vývoje v Turnianskej depresii na východnom Slovensku. In: Sbor. VII. uhel. konf. Přírodov. fak., Praha, s. 203 – 205.
34. Vass, D., Hók, J., Kováč, P. a **Elečko, M.**, 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 79 – 92.
35. Vass, D., Hók, J., Kováč, P. a **Elečko, M.**, 1993: Prínos napäťových analýz pre terciérny tektonický model južného Slovenska. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát (Eds: Rakús, M. a Vozár, J.). Konferencie, Sympóziá, Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 279 – 286.
36. Rakús, M., **Elečko, M.**, Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry. Geological map of the Lúčanská Malá Fatra Mts. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
37. Bebej, J., Čverčko, J., **Elečko, M.**, Soták, J. a Vass, D., 1994: Zhodnotenie kolektorských vlastností sedimentov Prešovskej kotliny metódou farebnej pórozimetrie. In: III. geologické dni Jána Slávika. Zborník abstraktov. Geol. Úst. D. Štúra, Košice, s. 14.
38. Vass, D., **Elečko, M.**, Horská, A., Petrík, P., Barkáč, Z., Mello, J., Vozárová, A., Radócz, Gy. a Dubéci, B., 1994: Základné rysy geológie turnianskej depresie. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 7 – 22.
39. Vass, D. a **Elečko, M.**, 1994: Posúdenie možností výberu geologického hostiteľského prostredia na lokalizáciu hlbinného geologického úložiska RAO v sedimentárnej výplni Ipeľskej kotliny (južné Slovensko). In: Zbor. prednášok z francúzsko-slovenského seminára Ukladanie vyhoreného paliva a vysoaktívnych odpadov do hlbinných geologických formácií., B. Bystrica 14. – 17. júna 1994.
40. Keith, F. Jr., Vass, D., **Elečko, M.** a Karoli, S., 1995: The East Slovak Basin. ESRI (Univ. S. C.), Occasional Publ., Columbia 11A, s. 17 – 41.
41. Bebej, J., Čverčko, J., **Elečko, M.**, Soták, J. a Vass, D., 1995: Aplikácia metód farebnej pórozimetrie pri štúdiu sedimentov Hornonitrianskej a Prešovskej kotliny. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 39, č. 3, s. 171 – 176.
42. Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., **Elečko, M.**, Vass, D., Halmo, J. a Verbich, F., 1995: Tectonic of the Hornonitrianska kotlina depresion in the Neogene. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 46, č. 4, s. 191 – 196.
43. **Elečko, M.** in Franko, O., Remšík, A., Fendek, M., (eds.), 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
44. Šimon, L., **Elečko, M.**, Vass, D. a Hók, J., 1995: Vulkanizmus, sedimentácia a tektonika v hornonitrianskom bazéne v neogéne (Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina). In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 16, s. 129 – 130.
45. Vass, D., Fejdiová, O. a **Elečko, M.**, 1995: Turbiditné vulkanoklastiká na periférii Štiavnického stratovulkánu. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 16, s. 131 – 147.
46. Baňacký, V., **Elečko, M.**, Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. a Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 7 – 144.
47. Baňacký, V., **Elečko, M.**, Vass, D. a Potfaj, M., 1996: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
48. Konečný, V., **Elečko, M.** a Vass, D., 1996: Maars of alkali basalts volcanism in Southern Slovakia perspective structure for bentonite and alginite. Olajpal, alginit, bazaltbentonit kutatás és hasznosítasa (Ed. Solti, G.). Budapest, Alginit Alapitvárny, s. 125 – 127.
49. **Elečko, M.** in Vozár, J. a Juhász (eds.), 1996: Guide to excursion FOREGS, Western Carpathians, Central Slovakia. Bratislava, D. Štúr Publ., s. 11 – 41.
50. Vass, D., **Elečko, M.**, Vozár, J. (eds.), 1996: The pretertiary sequences of the Lučenec basin and the Cerová Hills – explanation notes of the geologic and textonic maps. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101, s. 19.
51. **Elečko, M.**, Vass, D. a Hók, J., 1996: Tectonic map of Pre-tertiary basement at a scale 1 : 200 000. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101, s. 71.
52. Hanzel, V., Zakovič, M., Vrana, K., **Elečko, M.**, Klinec, A., Polák, M., Pristaš, J. a Vaškovský, I., 1996: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 165.
53. Vass, D., Šucha, V., Kozáč, J., Konečný, V. a **Elečko, M.**, 1996: Claz mineralogy aspects of the alginite. Case

study of the alginite at Pinciná S. Slovakia. In: Geol. Carpath., Clays (Bratislava), č. 4/2, s. 117.

54. Halásová, E., Hudačková, N., Holcová, K., Vass, D., **Elečko, M.** a Pereszlényi, M., 1996: Sea was connecting the Fiľakovo, Petervasára basin with the Eggenburgian/Burdigalian open Sea. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č 2/96, s. 125 – 136.
55. Biely, A., Bezák, V., **Elečko, M.**, Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000. Geological map of Slovakia. Bratislava, GS SR.
56. Biely, A., Bezák, V., **Elečko, M.**, Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 5 – 77.
57. Biely, A., Bezák, V., **Elečko, M.**, Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Explanation to geological map of Slovakia 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 5 – 76.
58. Mello, J., **Elečko, M.**, Pristaš, J. Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu. Geological map of the Slovenský kras Mts. Bratislava, GS SR.
59. Šimon, L., **Elečko, M.**, Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Geological map of the Vtáčnik Mts. and Hornonitrianska kotlina depression. Bratislava, GS SR.
60. Šimon, L., **Elečko, M.**, Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, J., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 7 – 281.
61. Vass, D., Konečný, V., **Elečko, M.**, Milička, J., Snopková, P., Šucha, V., Kozáč, J. a Škrabana, R., 1997: Alginit – nový zdroj Slovenského nerudného surovinového potenciálu (ložisko Pinciná). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 1, s. 1 – 38.
62. Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a **Elečko, M.**, (eds.), 1997: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. In: International conference held on the occasion of Centennial of Dimitrij Andrusov. Bratislava, GS SR.
63. Vass, D., Pereszlény, M., Milička, J., Vitáloš, R.a **Elečko, M.**, 1997: Geological development and hydrocarbon potential of the West Carpathians Neogene Basins. Poster, ALEWECA, Int. Cont. Abstracts. Bratislava, s. 47.
64. Mello, J., **Elečko, M.**, Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, Ľ., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 7 – 255.
65. Vass, D., Milička, J., Konečný, V. a **Elečko, M.**, 1997: Alginite a rich oil prone source rock in volcanic province. Poster 3rd Intern. conf. New trends in exploration and production of hydrocarbons. Conference contribution. MND Hodonín – Czech gas and Oil assoc., s. 255.
66. Vass, D., **Elečko, M.** a Konečný, V., 1997: Alginite a raw material for environmental control. In: Geology Today, July – August, s. 155 – 159.
67. (Vozár, J., Káčer, Š., eds.), Vozár, J., Bezák, V., **Elečko, M.**, Gross, P., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D. a Vozárová, A., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky – Geological map of Slovak republik 1 : 100 000. Bratislava, GS SR.
68. Vass, D., Konečný, V. a **Elečko, M.**, 1998: Alginit – oil shale in basalt maars. In: 8th Coal Geology Conference, Prague 1998, Abstracts. Prague, s. 67.
69. Vass, D., Konečný, V., Kozáč, J., Molnár, A., **Elečko, M.** a Zakovič, M., 1998: Ložisko diatomitu v bazaltovom maare pri Jelšovci a možnosti jeho využitia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, č. 5, s. 333 – 356.
70. Vass, D., Konečný, V. a **Elečko, M.**, 1998: Alginit – nová ekologická surovina vhodná na využitie v lesnom hospodárstve. In: Lesníctví – Forestry (Praha), roč. 44, č. 8, s. 348 – 358.
71. **Elečko, M.**, Konečný, V. a Vass, D., 1998: Alginit – nová surovina v nerudnom ložiskovom inventári Slovenska (maar Pinciná). In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 43, č. 2, s. 325 – 332.
72. Wimbledon, W., Ishchenko, A., Gerasimenko, N., Alexandrowicz, Z., Vinokurov, V., Liščák, P., Vozár, J., Vozárová, A., Bezák, V., Kohút, M., Polák, M., Mello, J., Potfaj, M., Gross, P., **Elečko, M.**, Nagy A., Baráth, I., Lapo, A., Vdovets, M., Klincharov, S., Marjanac, D., Mijovic, D., Dimitrijevic, M., Gavrilovic, D., Theodossiou-Drandaki, I., Serjani, A., Todorov, T., Nakov, R., Zagorchev, I., Perez-Gonzalez, A., Benvenuti, M., Boni, M., Brancucci, G., Bortolami, G., Burlando, M., Costantini, E., D'Andrea, M., Gisotti, G., Guado, G., Marchetti, M., Massoli-Novelli, G., Panizza, M., Pavia, G., Poli, G., Zarlenga, F., Satkunas, J., Mikulenas, V., Suominen V., Kananoja, T., Lehtinen, M., Gonggrijp, G., Look, E., Grube, A., Johansson, C., Karis, L., Parkes, M., Raudsep, R., Andersen, S., Cleal, C. a Bevins, R., 1998: A first attempt at a geosites framework for Europe – an IUGS initiative to support recognition of world heritage and European Geodiversity. In: Geol. Balc. (Sofia), roč. 28, č. 3 – 4, s. 5 – 32.
73. **Elečko, M.** a Vass, D. (eds.), 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III pri Prievidzi. In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 30, s. 1 – 94
74. **Elečko, M.** a Vass, D. (eds.), 1998: Litologicko-stratigrafické a tektonické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III pri Prievidzi. In: Region. geol. Západ Karpát (Bratislava), č. 30, s. 7 – 30.
75. **Elečko, M.**, Vass, D., Šimon, L., Lexa, J. a Šoltésová, E.: Litologická, faciálna a biostratigrafická charakteristika neogénu vo vrte Š-1 NB-III. In: Regionl. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 30, s. 31 – 39.
76. **Elečko, M.** a Vass, D.: Prejavy tektoniky vo vrte Š-1 NB-III. In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 30, s. 41 – 42.
77. Bebej, J., Vass, D., **Elečko, M.**, Biroň, A. a Pitoňák, P., 1998: Diagenéza a porogenéza v pieskovcoch zuberecké-ho a hutianskeho súvrstvia Hornonitrianskej kotliny (vrt Š-1 NB-III). In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 30, s. 63 – 76.
78. Császár, G. (ed.), Pistotnik, J., Czaszár, G., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichý, M., Nagy, E., Szurkas, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Margi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., **Elečko, M.**, Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Surface geological map 1 : 100 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programmme). In: Mag. áll. földt. Intéz. (Geol. Instit. Hung.).
79. **Elečko, M.** (ed.), Pistotnik, J., Dudko, A., Vass, D., Hók, J., Šefara, J.a Nagy, A., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Badapest. Tectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). In: Mag. áll. földt. Intéz. (Geol. Instit. Hung.).

80. Túnyi, I., Vass, D. a **Elečko, M.**, 1999: Tektonická interpretácia paleomagnetického merania v okolí obce Drienovec (východné Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, s. 61 – 68.
81. Vass, D., Konečný, V. aaa **Elečko, M.**, 1999: Alginite an oil shale in basalt maars. In: Věst. Čes. geol. úst. (Praha), roč. 74, č. 2, s. 127 – 130.
82. **Elečko, M.** in Vozár, J., Šantavý, J. (eds.), 1999: Atlas of deep reflection seismic profiles of the Western Carpathians and their interpretation. Bratislava, GS SR, 31 s., 38 tab. a obr.
83. Fordinál, K. a **Elečko, M.**, 2000: Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimenty sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 1, s. 55 – 60.
84. Fordinál, K., **Elečko, M.** a Šimon, L., 2000: Geologický vývoj Bánovskej kotliny v neogéne a perspektívy výskytu uhlia. In: Zlinská, A., Hrušecký, I. (eds.): Zbor. abstr. z konf. k 100. výr. nar. V. Čechoviča (1900 – 1961). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 42 – 43.
85. Vass, D., **Elečko, M.**, Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Slávik, J. a Kaličiak, M., 2000: Paleogeography of the East-Slovakian Basin. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, s. 285 – 287.
86. Konečný, V., **Elečko, M.** a Vass, D., 2000: Sedimentary processes and paleoenvironmental conditions in Late Miocene and Pliocene maars of Southern Slovakia. In: Terra Nostra 2000/6. Internation Maar Conference, Daun/Vulkaneifel, s. 211 – 232.
87. Lexa, J., Bezák, V., **Elečko, M.**, Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J. (eds.), 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Bratislava, Ministry of the Environment of Slovak republic and Geological Survey of Slovak Republic.
88. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdiová, O. a Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 104, s. 26.
89. **Elečko, M.**, Jacko, S. ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Karoli, S., Kováč, P., Potfaj, M., Vass, D., Vozár, J. a Žec, B., 2000: Geologická stavba územia regiónu Tibreg. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 104, s. 16 – 20.
90. Vass, D., **Elečko, M.**, Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Slávik, J. a Kaličiak, M., 2000: Paleogeogprahy of the east-Slovakian Basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 4, s. 377 – 407.
91. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
92. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč., J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E., a Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 123 – 125.
93. **Elečko, M.** a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 1 – 6.
94. Császár, G. (ed.), Pistotník, J., Pristaš, J., **Elečko, M.**, Konečný, V., Vass, D. a Vozár, J., 2000: Surface Geological Map. Danube region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes in Császár, G. (ed.). In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), roč. 142, č. 4, s. 421 – 445.
95. Dudko, A. (ed.), Pistotnik, J., **Elečko, M.**, Vass, D., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. a Šefara, J., 2000: Tectonic Map. Danube region Environmental Geology programme DANREG – Explanatory Notes in Császár, G. (ed.). In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), roč. 142, č. 4, s. 493 – 504.
96. Baňacký, V., **Elečko, M.**, Potfaj, J. a Vass, D., 2001: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny. Abstrakt. In: Konferencia SGS Banská Štiavnica, Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 297.
97. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2001: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. Abstrakt. In: Konferencia SGS Banská Štiavnica, Miner. slov. (Bratislava), roč, 33, č. 3, s. 295 – 296.
98. Šimon, L., **Elečko, M.**, Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R., Pristaš, J., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 2001: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Abstrakt. In: Konferencia SGS Banská Štiavnica, Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 294 – 295.
99. Vass, D., Töröková, I., a **Elečko, M.**, 2001: Čiernolúcke vrstvy – vrchná krieda v podloží Rimavskej kotliny: litologická a petrografická charakteristika. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 23 – 27.
100. Fordinál, K., Šimon, L. a **Elečko, M.**, 2001: Regionálny geologický výskum neogénnej výplne z podložia Bánovskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 29 – 37.
101. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Fordinál, K., Šimon, L., Polák, M., Ivanička, J., Vozár, J., Töröková, I., Žecová, K., Zlinská, A., Slamková, M., Boorová, D. a Kernátsová, J., 2001: Geologická stavba a vývoj Bánovskej kotliny, listy 1 : 25 000 35-231 (Trenčianska Turná, časť), 35-232 (Motešice, časť), 35-233 (Dubodiel, časť), 35-243 (Uhrovec, časť) a 35-234 (Bánovce nad Bebravou). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 39 – 41.
102. Pristaš, J., **Elečko, M.**, Maglay, J., Fordinál., K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J. a Töröková, I., 2001: Geologická stavba a neotektonika Nitrianskej pahorkatiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 43 – 47.
103. **Elečko, M.**, Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, Ľ., 2001: Cerová vrchovina: Geologicko-náučná mapa, Cerová vrchovina Upland: Geological-Educational map 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
104. Vass, D., Milička, J., Konečný, V. a **Elečko, M.**, 2001: Alginite a rich oil prone source rock in volcanic privince. In: Proceed of the 2nd Inter. Symp. on the petrol. geol. and Hydrocarbon Potencial of the Black Sea Area, Sile – Istanbul – Turkey, s. 245 – 251.
105. Fordinál, K., **Elečko, M.**, Šimon, L. a Holcová, K., 2001: Bánovská kotlina Depression (northern part of the Danube Basin); Neogene stratigraphy and geological development. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 3, s. 289 – 301.
106. Vass, D., **Elečko, M.** a Fordinál, K., 2001: Contribution to tectonic and paleogeographic development of the Rišňovce and Bánovská kotlina depressions in the Miocene. In: Scr. Fac. Sci. Univ. Masaryk, Brun., Vol. 30, Geology (Brno), s. 87 – 90.
107. Vass, D., **Elečko, M.**, Konečný, V. a Škvarenina, J., 2001: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny. In: Geografia (Bratislava), roč. 9, č. 3, s. 135 – 138.
108. Vass, D., **Elečko, M.** a Fordinál, K., 2002: Závada – Bielice Rise – a buried elevation between Bánovce and Rišňovce depressions in thge danube basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 8, s. 13 – 20.

109. **Elečko, M.**, Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, Ľ., 2002: Geological-Educational (Geotouristic) Map of the Cerová vrchovina Upland, 1 : 50 000. In: Geol. Carpath. (Bratislava), 53, spec. is. Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, September 1 – 1th, 2002^{II}. Bratislava, Veda, s. 55 – 56.
110. Šimon, L., Fordinál, K. a **Elečko, M.**, 2002: New Knowlewdge on Litostratigprahy of neogene Sediments of the Bánovská kotlina Depression – Northern Rim of ther Danube Basin, Slovakia.
111. **Elečko, M.**, in Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, Ľ. (eds.), 2002: Introduction to Geological Excursions A, B, C and Wine-route. A Brief Review of Slovakia's Geological Structure. Excursion Guide, XVII.th Congres of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republic. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 9 – 16.
112. **Elečko, M.**, in Vozár, J., Vojtko, R., Sliva, L. (eds.), 2002: Post Congress excursion B, North Hungarian – South Slovak Paleogene and Miocene Basins of the Central Paratethys. Excursion Guide, XVIIth Congres of Carpathian-Balkan Geological Association. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 47 – 56.
113. Konečný, V., **Elečko, M.** a Vass, D., 2002: Conditions in Late Miocene and Pliocene maars of Southern Slovakia. Abstract. In: 7th International Alginite Symposium, Salgótarján – Lučenec, Sept. 19. – 21. 2002, s. 37 – 42.
114. **Elečko, M.** in Biely, A. (ed.), 2002: Geologická stavba 1 : 500 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava, Min. život. prostr., Slov. agentúra život. prostr., s. 74 – 75.
115. Vass, D. a **Elečko, M.**, 2002: Korelácia litostratigrafických jednotiek neogénu. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava, Min. život. prostr., Slov. agentúra život. prostr., s. 77.
116. Vass, D., **Elečko, M.**, Zlinská, A. a Túnyi, I., 2003: Miocénne sedimenty na severnom úpätí Vihorlatských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 95 – 100.
117. Vass, D., Kráľ, J., Fordinál, K. a **Elečko, M.**, 2003: Hodnotenie výsledkov stronciovej izotopovej stratigrafie juhoslovenského kenozoika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 117 – 124.
118. Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., **Elečko, M.**, Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Geological map of the Starohorské vrchy Mts., Čierťaž Mts. and Northern part of the Zvolenská kotlina Depression 1 : 50 000. Bratislava, Štt. Geol. Úst. D. Štúra.
119. Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., **Elečko, M.**, Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 216.
120. Janočko, J. a **Elečko, M.**, 2003: Tectono-Sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. Monografia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 1 – 290.
121. Janočko, J., **Elečko, M.**, Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. ml. a Kaličiak, M., 2003: Sedimentary evolution of the Tertiary basins of the Western Carpathian. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 181 – 254.
122. Sabol, M., Ďurišová, A., **Elečko, M.**, Holec, P., Hudáčková, N., Konečný, V., Slamková, M. a Vass, D., 2004: New data from the Early Villanyan site of Hajnačka (Southern Slovakia). In: 18th International Senckenberg Conference, VI. International Palaeontological Colloquim in Weimar. Conference Vol, Terra Nostra 2004/2, s. 222 – 223.
123. Vass, D., Milička, J., Pereszlényi M.a **Elečko, M.**, 2004: Lower Miocene coal-measures in the basment of Krupinská planina plateu volcanics (Southern Slovakia). In: 10th Coal Geology Conference, Prague, s. 26.
124. **Elečko, M.**, Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, Ľ., 2004: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny 1 : 50 000, pilotná mapa novej edície. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 109, s. 73 – 76.
125. **Elečko, M.** in Bezák, V. (ed.), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky (Tectonic Map of Slovak Republic) 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
126. **Elečko, M.**, in Bezák, V. (ed.), 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky (Explanation to the Tectonic map of Slovak Republic. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 71.
127. Vass, D., **Elečko, M.**, Konečný, V., Milička, J. a Pereszlényi, M., 2004: Tectonic influence on coal-measures Lower Miocene development of the Novohrad/Nógrad Basin – Southern Slovakia. In: Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk Brunensis (Brno), č. 31 – 32 (2001 – 2002), Geology, s. 117 – 128.
128. **Elečko, M.** in Less, G. a Mello, J. (eds.), 2004: Geological map of the Gemer – Bükk area 1 : 100 000. Budapest, Geol. Inst. of Hungary.
129. Sabol, M. (ed.), Balogh, K., Ďurišová, A., **Elečko, M.**, Hensel, K., Holec, P., Hudáčková, N., Janštová, M., Kernátsová, J., Klenbera, J., Konečný, P., Konečný, V., Pipák, R., Slamková, M., Sitár, V., Túnyi, I. a Vass, D., 2004: Early Villanyiansite of Hajnačka 1 (Southern Slovakia). Gemer-Malohont Museum in Rimavská Sobota, Publ. House of Comenius University Bratislava, s. 1 – 43.
130. Konečný, V., Lexa, J., Konečný, P., Balogh, K., **Elečko, M.**, Hurai, V., Huraiová, M., Pristaš, J., Sabol, M. a Vass, D., 2004: Guidebook to the Southern Slovakia alkali basalt volcanic field. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 143.
131. Vass, D., Milička, J., Pereszlényi, M. a **Elečko, M.**, 2005: Lower Miocene coal measures buried by the Krupinská planina Plateau volcanics (southern Slovakia). In: Bull. Geosciences (Praha), č. 80/1, s. 105 – 112.
132. Vass, D., **Elečko, M.**, Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Túnyi, I., Zlinská, A. a Halásová, E., 2005: Východoslovenská panva vo svetle nových poznatkov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 252 – 254.
133. **Elečko, M.**, Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, Ľ., 2005: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 459 – 462.
134. **Elečko, M.** in Bezák., V. (ed.), 2005: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Abstrakt. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 467.
135. Bezák, V., **Elečko, M.**, Fordinál, K., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Žec, B., 2005: Príprava prehľadnej geologickej mapy Slovenskej republiky 1 : 200 000. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 111, s. 57 – 60.
136. Šimon, L. a **Elečko, M.** (eds.), 2005: Neogénne panvy Západných Karpát a budínsky paleogén. Neogene Basins of the Western Carpathians and Buda Paleogene Basin. Venované životnému jubileu (deveted to the life jubilee) prof. RNDr. Dionýza Vassa, DrSc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 111, s. 1 – 121.

137. Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Buček, S., Havrila, M., **Elečko, M.**, Kováčik, M., Hók, J. a Baráth, I., 2006: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny. Geological map od the Danube Lowland – Trnavská pahorkatina Upland 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
138. Vass, D., **Elečko, M.** a Konečný, V. (eds.; v tlači): Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Geology of Lučenská kotlina Depresion and Cerová vrchovina Upland. Monografia. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
139. **Elečko, M.** Janočko, J. (eds.; v tlači): Tektogenéza terciérnych panví Západných Karpát. Monografia. Bratislava, Miner. slov., Št. Geol. Úst. D. Štúra.
140. Vass, D., Konečný, V., **Elečko, M.**, Holcová, K., Fordinál, K., Kováčik, M., Milička, J., Pereszlényi, M., Maďar, D. (v tlači): Geológia severného svahu Šahanskej antiformy. Monografia. Bratislava, Geol. Práce, Spr., č. 113, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Populárno-vedecké práce:

1. **Elečko, M.**,1992: Regionálny geologický výskum Slovenska – V. etapa. In: Novosti vedy, techniky a ekológie (Bratislava), č. 3/92, s. 5 – 6.
2. Reichwalder, P. a **Elečko, M.**, 1996: Činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti v r. 1995. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, č. 3, Geovestník, s. 7 – 9.
3. Reichwalder, P. a **Elečko, M.**, 1997: Slovenská geologická spoločnosť – jej súčasná činnosť a výhľady do budúcnosti. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 4 – 5, Geovestník, s. 5 – 7.
4. Reichwalder, P. a **Elečko, M.**, 1999: Správa o činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti (prednesené na valnom zhromaždení SGS 4. februára 1999 v Bratislave). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, č. 5 – 6, Geovestník, s. 6 – 8.
5. **Elečko, M.**, 2001: Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti. In: Geozvesti, Spravodajca ŠGÚDŠ (Bratislava), č. 1 – 2/2001, s. 4.
6. **Elečko, M.**, 2001: Zjazd Slovenskej geologickej spoločnosti: Banská Štiavnica, mesto na vulkáne. In: Geozvesti, Spravodajca ŠGÚDŠ (Bratislava), č. 1 – 2, s. 5 – 6.
7. **Elečko, M.**, 2001: Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000, r. 1994 – 2000. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 19 – 22.
8. **Elečko, M.**, 2001: Štart novej edície máp. In: Geozvesti, Spravodajca ŠGÚDŠ (Bratislava), č. 3 – 4, s. 1.
9. **Elečko, M.**, 2006: Geologicko-náučné (turistické) mapy Slovenska. In: Enviro magazín (B. Bystrica), 5, 11, príloha, s. 15 – 16.

Jubileá

1. Gašparik, J. a **Elečko M.**, 1984: RNDr. Dionýz Vass, DrSc., päťdesiatročný. In: Miner. slov. (Bratislava), 16, 4, 403 – 405.
2. **Elečko, M.** a Kováč M., 1993: Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., 3. februára 1924 – 28. mája 1992. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 97, s. 13 – 14.
3. **Elečko, M.**, 1995: Životné jubileum RNDr. Dionýza Vassa, DrSc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 100, s. 9 – 22.
4. Ivanička, J. a **Elečko, M.**, 1999: Jubilant RNDr. Jozef Vozár, CSc. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, č. 5 – 6, Geovestník, s. 17 – 23.
5. Reichwalder, P. a **Elečko, M.**, 2001: RNDr. Anton Biely, CSc., sedemdesiatročný. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, Geovestník, s. 14 – 15.
6. Reichwalder, P. a **Elečko, M.**, 2001: K nedožitým osemdesiatinám akademika Michala Maheľa. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, Geovestník, s. 16 – 17.
7. **Elečko, M.** a Jetel, J., 2001: Životné jubileum RNDr. Ondreja Franka, DrSc. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 6, Geovestník, s. 9 – 10.
8. Mišík, M. a **Elečko, M.**, 2001: Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc., šesťdesiatročný. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 6, Geovestník, s. 10 – 13.
9. **Elečko, M.**, 2003: Životné jubileum RNDr. Jána Ivaničku, CSc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 107, s. 35 – 37.
10. **Elečko, M.**, 2005: Na sedemdesiatiny prof. RNDr. Dionýza Vassa, DrSc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 111.
11. **Elečko, M.**, 2006: Životné jubileum RNDr. Milana Poláka, CSc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 112.

I. ÚVOD

Kľúčovou oblasťou pre pochopenie geologickej stavby juhoslovenského terciéru je Ipeľská kotlina. Prvá práca, ktorá sa dotýka tejto kotliny, hoci len okrajovo, je Noszkyho (1940) monografia o Cserháte. Počas 2. svetovej vojny, keď Ipeľská kotlina bola pričlenená k Maďarsku, štúdiom stavby kotliny sa zaoberal Pávai-Vajna (1948). Nárast záujmu slovenskej geologickej obce po opakovanom opätovnom pričlenení kotliny k Československej republike nastal potom, ako v kotline bolo objavené ložisko hnedého uhlia (modrokamenské hnedouhoľné ložisko). Napriek početným zmienkam starších autorov o výskyte uhlia v kotline, ktoré zhrnul Papp (1915), a napriek kutacím prácam a neveľkej povrchovej ťažbe hnedého uhlia v izolovaných kryhách na okraji ložiska vlastné ložisko objavil po podrobnom geologickom mapovaní pomocou vrtného prieskumu Čechovič a jeho kolektív (Seneš, Hano a i.). Na základe týchto prác Čechovič (1952) prvý predložil ucelenú, v mnohom dodnes neprekonanú štúdiu o geologickej stavbe Ipeľskej kotliny. Už v názve tejto práce sa odrážajú široké znalosti autora, keď Ipeľskú kotlinu označil ako Juhoslovenskú panvu. Predznačil tak kľúčový význam kotliny pre juhoslovenský terciér.

Pokračujúca uhoľná prospekcia v Ipeľskej kotline na jej pomedzí s Lučenskou kotlinou – v strhársko-trenčskej prepadline a na južnom okraji Krupinskej planiny – vďaka početným vrtom vrátane hlbokých štruktúrnych vrtov a geofyzikálnemu výskumu priniesla množstvo nových poznatkov o geologickej stavbe. Boli zhrnuté v monografii *Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny* [Vass, Konečný a Šefara (eds.), 1979]. Táto monografia nie je zameraná iba na Ipeľskú kotlinu v orografickom zmysle, ale aj na Krupinskú planinu. Jej strednomiocénne andezitové vulkanické horniny sú podostlané súvrstviami budínskeho paleogénu a juhoslovenského miocénu, teda súvrstviami, ktoré sú pokračovaním súvrství vystupujúcich na povrch vo vlastnej Ipeľskej kotline.

Autori monografie vychádzali z údajov zo zhruba 300 vrtov uhoľnej prospekcie a z 15 hlbších štruktúrnych vrtov, ktoré prenikli až do predterciérneho podložia, ako aj z údajov gravimetrického, geoelektrického a geomagnetického prieskumu. Zásadným spôsobom doplnili a reinterpretovali dovtedajšie poznatky a skĺbili ich s novými poznatkami. Tým dosiahli tieto výsledky:

a) rozšírili litológiu terciérnych hornín o ich faciálnu premenlivosť v priestore,

b) vytvorili prvý ucelený obraz o paleogeografii územia,

c) zásadným spôsobom rozšírili poznatky o zlomovej tektonike,

d) načrtli paleogeografický a tektogenetický význam elevačnej štruktúry (šahanská elevácia), maskovanej mladšími, strednomiocénnymi andezitovými vulkanitmi, ktoré eleváciu pochovali,

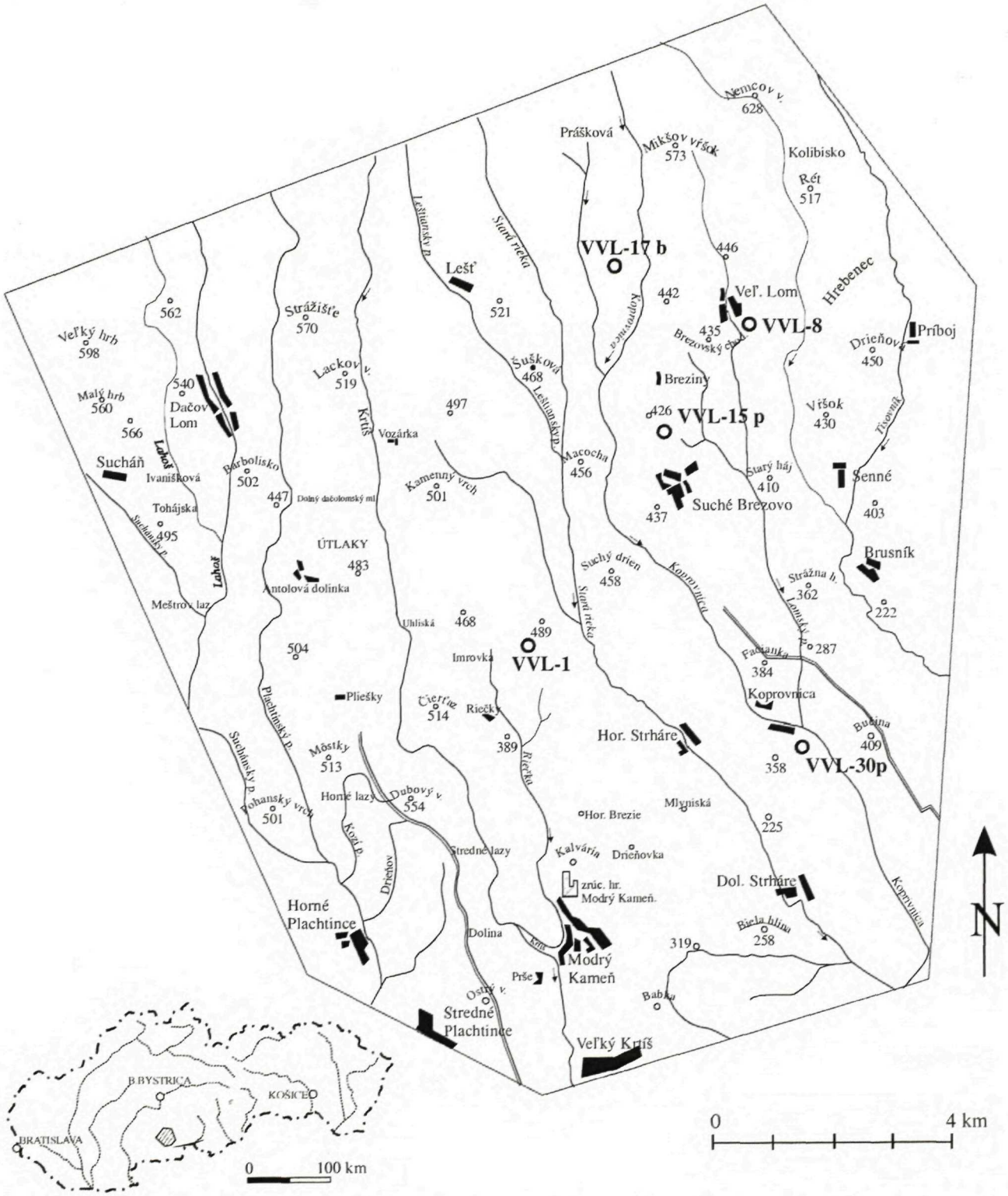
e) v súvislosti s elevációu ozrejmili genézu špecifických litofácií budínskeho paleogénu a juhoslovenského spodného miocénu, ktoré vznikali v polooddelených morských lagúnach buď hypersalinického charakteru (sebcha), alebo hyposalinického pôvodu; tie za svoj vznik vďačia bariérovému efektu šahanskej antiformy (elevácie).

Nazhromaždené poznatky o geológii Ipeľskej kotliny doplnené poznatkami o geológii ďalších dvoch kotlín – Rimavskej (Vass et al., 1989) a Lučenskej [Vass a Elečko (eds.), 1992] – umožnili ich zoskupenie, zovšeobecnenie a preklasifikovanie. Viedlo to k upusteniu od genetického chápania termínu Juhoslovenská panva, ktorá sa rozpadá na tri panvy naložené na sebe, či skupiny súvrství zodpovedajúce samostatným panvám (resp. v priestorovom zmysle ich častiam), Budínskej panve, Fiľakovsko-pétervásarskej panve a Novohradskej panve (Vass, 1995).

Ako plynul čas od vydania monografie o geológii Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny, hromadili sa nové poznatky o geológii Ipeľskej kotliny, ale obzvlášť o geológii juhoslovenského terciéru v podloží strednomiocénnych vulkanitov Krupinskej planiny. Tieto poznatky sprístupnili novšie vrty pokračujúcej uhoľnej prospekcie, najmä potom, ako sa umožnil vstup vrtnej techniky na územie vojenského výcvikového priestoru Oremov Laz – Lešť. Nové poznatky priniesli aj moderné metódy geofyzikálneho prieskumu. Materiál nazhromaždený koncom 20. storočia bol zrelý na nové geologické zhodnotenie a skĺbenie s existujúcimi poznatkami zhrnutými v spomínanej monografii [Vass et al. (eds.), 1979].

Najvhodnejší materiál poskytol vyhľadávací uhoľný prieskum, realizovaný v 90. rokoch minulého storočia v priestore Krupinskej planiny (vysídlená obec Lešť, Veľký Lom, Suché Brezovo a okolie). Vrtný prieskum (31 vrtov série VVL hlbokých od 251 m do 704 m; Bartek et al., 1998), projektovaný a priebežne usmerňovaný novým geofyzikálnym prieskumom (Maďar, 1998), priniesol dôležité informácie o geológii a stavbe severného svahu šahanskej antiformy a dačovolomskej prepadliny, ktorá antiformu priečne porušuje. Suma nových poznatkov a pozorovaní, doplnená informáciami z vrtov série M, D a ČV zo sedemdesiatych a osemdesiatych rokov minulého storočia, bola natoľko bohatá a komprehenzívna, že sme sa rozhodli spracovať nové údaje v monografickej forme. Územie, ktorého geológiou sa táto práca zaoberá, je na obr. 1.

Na rekonštrukciu stavby predvulkanického podložia južnej časti Krupinskej planiny v širšom okolí Veľkého Lomu a Lešti sa využili staršie poznatky zhrnuté v monografii Vass, Konečný, Šefara et al. (1979). Vyhodnotili sa a interpretovali výsledky vrtov série VVL, obzvlášť tie, ktoré boli komplexne vyhodnotené litologicky, petrograficky, sedimentologicky, biostratigraficky a paleontolo-



Obr. 1 Študované územie, lokalizácia vrtov série VVL (vrty, o ktorých sa hovorí v texte, sú zvýraznené) a lokalizácia geologických rezov zobrazených na obr. 12a, b.

Fig. 1 Area studied, localization of boreholes labeled VVL (boreholes discussed in the text are expressed) and localization of the geological sections presented in Fig. 12a, b.

gicky. Ide o vrt VVL-1 vyhĺbený sv. od samoty Riečky, resp. sz. od obce Horné Strháre, vrt VVL-8 vyhĺbený na južnom okraji obce Veľký Lom, vrt VVL-15 vyhĺbený severne od obce Suché Brezovo a vrt VVL-17b vyhĺbený sz. od Veľkého Lomu. Litológia sedimentov bola podrobne opísaná aj z vrtu VVL-30p (obr. 1, 5 – 9; Vass et al., 1995, 1997). Brali sme zreteľ aj na ostatné vrty série VVL, ktoré sú litologicky opísané v práci Bartek et al. (1998), staršie vrty série M a D, ako aj vrty série ČV, ktoré litologicky opísal Laffers (ed., 1990). Použili sa aj nové geofyzikálne poznatky, ktoré zhodnotil a zhrnul Maďar (1998 in Bartek et al., 1998).

II. LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA

Predkenozoické podložie

Predkenozoické podložie Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny budujú horniny veporika (Fusán et al., 1971, 1987). Ako je všeobecne známe, veporikum je nasunuté na tatrikum (pozri napr. Andrusov et al., 1973) a styk oboch jednotiek sprostredkúva čertovická línia. Od juhu je na veporikum nasunuté gemerikum a vzájomný styk oboch jednotiek sprostredkúva lubenícko-margecianska línia.

Vývoj názorov na členenie a stavbu veporika

Veporikum v zmysle konvenčného horizontálneho členenia Zoubka (naposledy 1957) pozostáva z pásiem – ľubietovského, kraklovského, kráľovohoľského a kohútskeho. Tieto pásma sú vzájomne oddelené tromi intraveporskými poruchami – osrblianskou, pohorelskou a muránskou líniou. K zásadným poznatkom o stavbe veporika patrí rozlíšenie dvoch typov obalového mezozoika (Biely, 1961, 1964), ktorých hranica pravdepodobne prebieha v oblasti pohorelskej línie. Južnú časť veporika budovanú kohútskou a kráľovohoľskou zónou pokrýva tzv. föderatská skupina (sensu Rozlozsnik, 1935), synonymum struženická séria [Maheľ in Maheľ a Buday (eds.), 1967]. V južnom veporiku, na rozdiel od severného veporika, nie je vyvinutý tzv. karpatský keuper a stratigraficky tu nie sú doložené vyššie členy ako vrchný trias (Biely, l. c.; Straka, 1981). Odlišnosti sú také významné, že vznikla pochybnosť, či severné a južné veporikum patria k jednej jednotke a či nie je potrebné vyčleniť ich ako samostatné jednotky Západných Karpát [Biely (ed.), 1996].

Popri rozdielnom vývoji mezozoika sa severné a južné veporikum líšia v litostratigrafii mladšieho paleozoika. Mladšie paleozoikum južného veporika, revúcka skupina, zahŕňa slatvinské súvrstvie s predpokladaným vrchnokarbónskym vekom a rimavické súvrstvie ako tradičný obalový perm (Vozárová a Vozár, 1982). V severnej časti veporika vrchnokarbónske súvrstvie nebolo doložené. Odlišnosti badať aj v litológii permských uložení (Vozárová, 1979), čo možno pripočítať k osobitostiam hercýnskej tektogenézy oboch veporických domén (Vozárová a Vozár, 1992).

Kohútske pásmo je z juhu obvykle lemované alpínsky nasunutým ochtinským súvrstvím spodnokarbónskeho veku (Kozur et al., 1976), na ktorom tektonicky spočíva gemerikum. Fusán et al. (1987) predpokladajú zakončenie gemerika v oblasti strhársko-trenčskej prepadliny.

Veporické kryštalinikum má hercýnsku stavbu, ktorá bola vo väčšej či menšej miere alpínsky prepracovaná [Zoubek, 1936; Hovorka in Kuthan (ed.), 1963; Klinec, 1966; Bezák, 1989 a ďalší]. Po tektonických predstavách založených na horizontálnom delení prišiel s generalizujúcou koncepciou stavby veporika Klinec (1966). Vo vertikálnej príkrovovej stavbe vyčlenil dve základné jednotky. Svory a fylity kraklovskej a kohútskej subzóny začlenil do stratigraficky aj metamorfne jednotného, tzv. **hronského komplexu**, ktorý buduje najspodnejšiu, paraautochtónnu etáž. Druhú, základnú tektonickú jednotku predstavujú granitoidy – migmatity tzv. **kráľovohoľského komplexu**. Ten je spolu s obalovou struženickou jednotkou presunutý na hronský komplex. Vek presunu kryštalických príkrovov sa považuje za alpínsky (Klinec, 1966, 1976). Keďže medzi týmito príkrovovými jednotkami nemožno pozorovať zvyšky obalového mezozoika, je možný aj výklad v prospech hercýnskych násunov horninových komplexov kryštalinika [Andrusov, 1968; Biely (ed.), 1992; Bezák, 1994]. Palynologické štúdium (napr. Planderová in Klinec et al., 1975), geologické analógie a geochronologické údaje (Putiš et al., 2001; Kováčik et al., 2001) dokumentujú spodnopaleozoický vek polymetamorfovaného horninového substrátu veporika. Otázka veku protolitu kryštalických bridlíc nie je však stále spoľahlivo vyriešená. S určitosťou nemožno vylúčiť ani prítomnosť predkambrických hornín.

V predkarbónskych útvaroch sa rozlišujú dva základné predalpínske metamorfné procesy: a) hercýnska regionálna metamorfóza, b) miestne kontaktno-injekčné a hydrotermálne účinky granitoidov. Podmienky hercýnskej regionálnej metamorfózy v areáli veporika podľa rozličných stanovení sa pohybujú od nižších zón fácie zelených bridlíc až po vyššiu amfibolitovú fáciu. V kohútskom pásme zostáva stále aktuálne členenie kryštalinika na severnú migmatitovú zónu, zónu granátických svorov, južnú migmatitovú zónu a fylitovú zónu (Zoubek, 1932; Šuf, 1938). Hlavná masa veporských granitoidov, plošne najširšie zastúpená v kráľovohoľskom pásme, je spodno- až strednokarbónskeho veku (Cambel et al., 1990). Vo veporiku sa však lokálne objavujú aj telesá permských granitov (Putiš et al., 2000) či ojedinelý kriedový granit (Hraško et al., 1995).

Spomedzi jednotiek vnútorných Západných Karpát (Biely, 1989) najvyšší stupeň alpínskeho prepracovania dosahuje oblasť veporika, predovšetkým jej južná časť. Štruktúrne, petrografické a geochronologické záznamy hercýnskych udalostí zároveň potvrdzujú, že aj tu existujú domény, kde sa alpínska rekryštalizácia prejavuje nevýznamne. V južnom veporiku sa alpínska tektonometamorfóza odvodzuje od gemerického nadložia, zatiaľ čo v alpínsky slabšie postihnutom severnom veporiku tektonické nadložie pravdepodobne pozostávalo len zo subtatranských príkrovov (Andrusov, 1968). Z tektonického hľadiska je alpínska regionálna metamorfóza zapríčinená severovergentnou kolíziou, ktorej sa pripisuje strednokriedový vek (napr. Matějka a Andrusov, 1931; Zoubek,

1936; Biely, 1989; Tomek, 1993). Novšia predstava vychádza z progresívneho omladzovania stratigrafie mezozoických jednotiek vnútorných Karpát smerom na severozápad. To nepriamo naznačuje časovú postupnosť orogenetickej kontrakcie v alpínskom období (Rakús et al., 1990). Z tohto pohľadu sa vek alpínskej kolízie južného veporika posúva do spodnej kriedy a zrejme súvisí s vrchnojurským uzatváraním meliatskeho oceánu. Na pôvod, podmienky a vek alpínskej metamorfózy veporika boli vyslovené rôznorodé názory (Vrána, 1966, 1980; Plašienka et al., 1989, 1999; Vozárová, 1990; Méres a Hovorka, 1991; Kováčik et al., 1996).

Veporikum v podloží Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny podľa litologického zloženia a štruktúrnych fenoménov zodpovedá južnému veporiku. Poukazujú na to paleozoické metamorfity a magmatity vo viacerých vrtoch, ktoré prenikli až do predkenozoického podložia. Kryštalické bridlice podložia predstavujú najmä svory, svorové ruly, ruly, horniny fylitovej povahy a amfibolity [Klinec a Vrána, 1964; Klinec a Miko, 1973; Klinec in Vass (ed.), 1976; Reichwalder in Vass (ed.), 1981]. Tieto horninové súbory sa v istom období výskumu zvyčajne priraďovali k hronskému komplexu a k sérii Hladomornej doliny [sensu Klinec, 1966; Klinec in Vass (ed.), 1976]. Metamorfity majú popri intenzívnej alpínskej diaftoréze aj značnú primárnu látkovú a metamorfnú nehomogenitu (Kováčik, 1999). Preto na súčasnom stupni znalostí ich litotektonická špecifikácia či priama litologická korelácia s horninovými súbormi definovanými v priestore juhoveporického areálu je obťažná. V podloží kenozoických hornín vystupujú aj granitoidy, ktoré zrejme predstavujú jz. pokračovanie súboru granitoidných hornín kráľovohoľského pásma.

Na kryštalických horninách veporika ležia slabo metamorfované, resp. dynamometamorfované horniny **juhoveporického obalu.**

Vrchné paleozoikum obalu reprezentuje **revúcka skupina,** rozčlenená na **slatvinské súvrstvie** (?vrchný karbón) a **rimavské súvrstvie** (perm). Sú to klastické sedimenty s vulkanitmi, ktoré prechádzajú do mezozoickej **föderatskej sekvencie, resp. skupiny** (Vozárová, 1979; Vozárová a Vozár, 1982).

Litológia hornín predvrchnokriedového podložia Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny

Predvrchnokriedové zvrásnené podložie Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny tvorí najmä južné veporikum (kryštalinikum a obal veporika). Okrajovo sa na stavbe predvrchnokriedového podložia podieľajú aj jednotky hronikum a gemerikum.

Veporikum

Horniny veporika vystupujúce pri východnom okraji neovulkanitov sa západným smerom ponárajú pod neovulkanické horninové komplexy a sedimenty terciéru Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny a v ich podloží pokračujú v smere na juhozápad. Potvrdzujú to štruktúrne vrty, ktoré dosiahli predterciérne podložie, ako aj sporadické povrchové východy podložných hornín v prostredí neovulkanitov (západne od Ábelovej, v okolí Horných a Dolných Turoviec a v doline potoka Berinček východne od Šiah).

Na stavbe veporika sa zúčastňujú granitoidné horniny, komplexy kryštalických bridlíc a horniny mladšieho paleozoika a mezozoika v pozícii obalu.

Pretože v súčasnosti nie je prijatá jednotná koncepcia členenia veporického kryštalinika, obmedzíme sa len na stručné litologicko-petrografické charakteristiky hornín v jednotlivých pásmach.

Kryštalinikum

Najjužnejšie pásmo veporického kryštalinika predstavujú **svorové ruly, ruly s polohami amfibolitov, svory, fylitické bridlice a fylity**. Horniny tohto pásma vychádzajú na povrch v rámci elevačnej štruktúry podložia v juhozápadnej časti územia v zárezoch dolín Olovárskeho potoka a potoka Berinček (asi 5 km sv. od Šiah). V povrchových odkryvoch sú zastúpené muskoviticko-chloritické svory (foto 1) s vložkami amfibolitov.

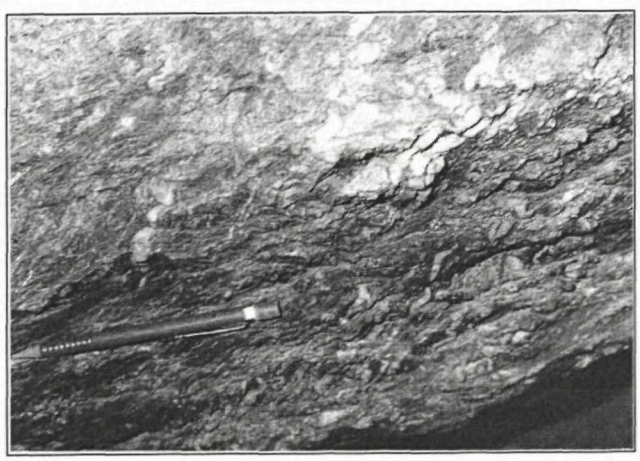


Foto 1 V diaftorizovanej hornine svorového pôvodu sú miestami zachované znaky predalpínskej foliácie s_1 (vyjadrujú kremenné budiny – najmä v pravej časti). Je uklonená strmšie vo vzťahu k intenzívnej alpínskej deformácii s_2, ktorej smer naznačuje ceruzka (zárez potoka Berinček).

Photo 1 In diapthorized rock of a mica-schistose origin there are preserved relics of pre-alpine foliation planes s_1 (expressed by quartz boudins – predominately on the right) plunging steeply in comparison with the penetrative alpine deformation (Location: s_2, marked by prolongation of pencil (cut of Berinček Creek).

Zatiaľ najúplnejší profil (543 m) kryštalinika južného pásma poskytuje vrt MV-12 v južnej časti Ipeľskej kotliny. Vo vrchnej časti vrtného profilu sú zastúpené svory a kvarcitické svory, nižšie amfibolické svory a svorové ruly s polohami amfibolitov. Muskovitické svory sa vyznačujú veľkými porfyroblastmi granátu, kvarcitické svory sú masívnejšie, s nižším obsahom muskovitu a sporadickým granátom. Ruly sú biotiticko-amfibolické, svorové ruly sú muskoviticko-biotitické, s porfyroblastmi granátu (Klinec a Miko, 1973).

Horniny s podobným zložením v oblasti Ipeľskej kotliny overili aj vrty Pu-2, VV-5, M-5, Bu-1 a MV-1. Vo vrte Bu-1 pri Bušinciach sú opísané sericiticko-kremité fylitické bridlice až fylity [Homola (ed.), 1958].

Severne od pásma svorových rúl a rúl s polohami amfibolitov je situované **pásmo porfýrických a hybridných granitoidov s polohami rúl**. Vystupujú v povrchových východoch pri východnom okraji neovulkanitov v širokom pásme (medzi Tuhárom a dolinou Kamenistého potoka).

Hybridné granitoidy vystupujúce v rámci tohto pásma sú prevládajúcou zložkou a podľa Bezáka (in Konečný et al., 1998) predstavujú najstaršiu granitoidnú fázu. Sú súčasťou tzv. hybridného komplexu, ktorý obsahuje zvyšky metamorfovaného plášťa. Charakteristické je ich nehomogénne zloženie, známky tavenia, šmuhy biotitov a časté xenolity pararúl, migmatitizovaných rúl až migmatitov. Hybridné granitoidy sú tvorené prevažne biotitickým tonalitom až granodioritom (Bezák et al., 1999).

Porfýrické granitoidy zodpovedajú granodioritu až granitu. Porfýrické výrastlice draselných živcov do 1 cm uzatvárajú zrná plagioklasu. Biotit staršej generácie je deformovaný a chloritizovaný, mladšiu generáciu predstavuje novoutvorený biotit.

V podloží neovulkanitov overili granitoidy uvedeného pásma vrty M-110 pri Červeňanoch, D-9 Polomka pri Budinej a D-7 pri Ábelovej (Fecek in Hricko et al., 1990). Na povrch vystupujú porfýrické granitoidy v záreze doliny potoka Madačka západne od Ábelovej.

Severne od pásma porfýrických a hybridných granitoidov s polohami rúl vystupuje pruh **biotitických pararúl**, miestami migmatitizovaných. Prevládajúci typ sú biotitické pararuly, menej sa vyskytujú kremité a muskoviticko-biotitické variety, lokálne sú prítomné vložky granitov (Bezák et al., 1999). V podloží neovulkanitov v oblasti Javoria (západne od Starej Huty) vrt GK-7 v úseku 1 522,5 – 1 547,0 m overil tektonodeformačne postihnuté ruly, lokálne migmatitizované, s vložkami grafitu. Nižšie, v intervale 1 547–1 551 m, je poloha masívnych až drobno- až strednozrnných amfibolitov (Klinec a Miko in Konečný a Mihaliková, 1972). Predpokladáme, že toto pásmo pokračuje z priestoru Javoria na juhozápad do oblasti Dačovho Lomu a Litavy v podloží neovulkanitov a spodnomiocénnych sedimentov.

Severne od pásma biotitických pararúl je pásmo **fylitov, svorov a diaftoritických bridlíc** – pokračuje v podloží neovulkanitov Krupinskej planiny do priestoru Javoria. V oblasti výstupu podložia na povrch v rámci pliešovskej elevácie (hrasti) sú odkryté sivozelené seriticko-chloritické a kremité fylity. Horniny podobného typu overil vrt JŠ-1 pri obci Pliešovce. Nachádzajú sa vo vývoji sivozelených karbonaticko-albiticko-chloritických bridlíc až chloriticko-sericitických fylitov s turmalínom (hĺbka 133,5 m) a seriticko-albiticko-kremitých bridlíc až fylitov. V spodnej časti vrtu sú opäť mezozoické sekvencie, čo potvrdzuje šupinovitý charakter stavby v tejto oblasti. V pokračovaní na juhozápad v nadloží predpokladaného pásma fylitov sú uložené mezozoické sekvencie.

Pásmo porfýrických a hybridných granitoidov, ako aj severnejšie situované pásmo biotitických pararúl v pokračovaní pod neovulkanitmi v smere na juhozápad sa zužuje a vyklinuje, pričom pásmo fylitov sa zbližuje s južným pásmom svorových rúl a rúl s polohami amfibolitov (obr. 2a). Na túto skutočnosť poukazujú vrty Pl-1 a Pu-1 (severne a východne od obce Horné Turovce v jz. časti študovaného územia), ktoré overili fylity a fylitové bridlice. Podobne vo vrte ŠV-8 pri Dolných Semerovciach v podloží obalového triasu a permu od hĺbky 1 203,6 m až do konca profilu vrt overil fylity s amfibolitmi [Reichwalder in Vass (ed.), 1981].

Paleozoikum v obalovej pozícii

Paleozoické sedimenty v obalovej pozícii vystupujúce pri východnom okraji neovulkanitov reprezentuje **revúcka skupina.** Zastupuje ju **slatvinské súvrstvie** (vrchný karbón – stefan) a **rimavské súvrstvie** (perm). Sedimenty permu v povrchových odkryvoch vystupujú v jz. časti územia (širšie okolie Horných Turoviec). Tvoria ich metamorfované kremité zlepence s pestrým sfarbením. Metamorfované zlepence v podloží neovulkanitov overil aj vrt Pl-1 severne od Horných Turoviec. V kompletnejšom vývoji sa súvrstvie permu zistilo vrtom ŠV-8 pri Dolných Semerovciach (Vass et al., 1981). Je uložené na horninách kryštalinika (pravdepodobne podľa tektonického styku). Spodný úsek (932,6 až 726,5 m) tvoria sericitické fylitické bridlice a drobové bridličnaté pieskovce až piesčité fylity s polohami metakvarcitov a drobných metamorfovaných zlepencov. Vrchný úsek (726,5 až 688,0 m) predstavujú metamorfované kremité zlepence so sporadickými vložkami fylitických bridlíc [Vozárová in Vass (ed.), 1981].

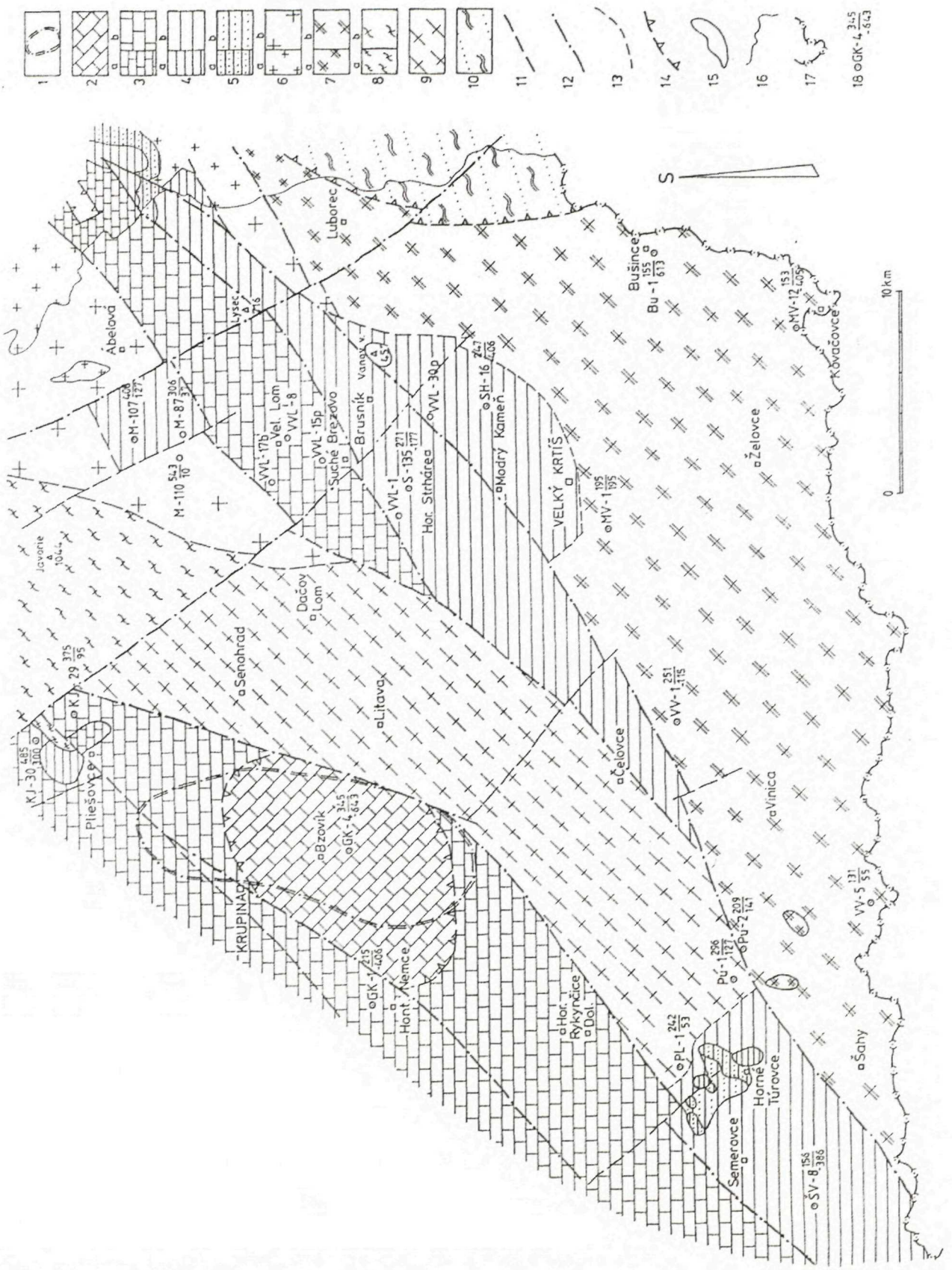
Považujeme za pravdepodobné, že sedimenty permu a karbónu v podobe reliktov sa zachovali v priestore neovulkanitov, najmä v rámci tuhárskej synformy v podloží obalového mezozoika, kde zostali uchránené pred eróziou.

Mezozoikum v obalovej pozícii

Mezozoické horniny obalovej jednotky skupiny **föderata** vystupujú v širšom okolí obce Tuhár v povrchových odkryvoch. Spodnú časť horninovej sekvencie v podobe kremitých pieskovcov, kremencov a piesčitých bridlíc (lúžňanské súvrstvie, spodný trias) overili početné vrty uhoľného prieskumu medzi Tisovníkom, Červeňanmi a Šuľou (ČV-1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 15, 16, 17, 25, 26). Z priestorovej situácie vyplynulo (obr. 2a, b), že ide o tektonicky poklesnutý blok medzi východom kryštalinika pri Ábelovej a vrtom M-110. Blok ohraničujú zlomy sz.-jv. smeru.

V pokračovaní na juhozápad v podloží neovulkanitov v rámci tuhárskej synformy vrt S-135 pri Horných Strháročh overil dynamometamorfne postihnuté kremence, pieskovce a bridlice. V povrchovom odkryve východne od Brusníka (Vanov vrch) sú obnažené masívne sivobiele kvarcity v podobe tektonicky vysunutého bloku. V širšom okolí Horných Turoviec v jz. časti územia vystupujú spodnotriasové kremence a bridlice. V oblasti semerovskej depresie vrt ŠV-8 [Vass (ed.), 1981] v intervale 542,0 – 688,0 m prenikol cez dynamometamorfne postihnuté sedimenty spodného triasu. Spodný obzor tvoria drobné bridličnaté pieskovce, vrchný obzor tvoria svetlosivé arkózové pieskovce až arkózy s polohami sericitických bridlíc, zlepencov a brekcií.

V oblasti pliešovskej elevácie (pliešovský ostrov) najspodnejší člen mezozoickej obalovej sekvencie predstavujú svetlosivé až červenkasté kremence uložené na kryš-



Obr. 2a Schematická geologická mapa predvrchnokriedového podložia Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny [Konečný in Konečný (ed.), 1998, modifikované, 1999].

Vysvetlivky: 1 – kontúra bzovíckej prepadliny (výplň pozri na obr. 2b, ad 1); 2 – hronikum: vápence, dolomity (stredný a vrchný trias); 3 – 9 južné veporikum: 3 – 5 – obal južného veporika: 3 – föderatská skupina: kryštalické karbonáty, dolomit, vápenec a mramor (stredný až vrchný trias), a) na povrchu, b) v podloží; 4 – föderatská skupina: kvarcit, kremitý metapieskovec a pestré bridlice (spodný trias): a) na povrchu, b) v podloží; 5 – revúcka skupina: grafitické bridlice, metapieskovce, fylity, intermediárne až bázicke vulka-

talických bridliciach. Prítomnosť kremitých zlepencov svedčí o bazálnej transgresívnej fácii (Straka in Konečný et al., 1985).

Vyššiu časť obalovej jednotky v širšom okolí Tuhára tvoria vápence a dolomity a pestré bridlice stredného a vrchného triasu. V oblasti pliešovského ostrova v nadloží spodnotriasových kremencov sú uložené dolomity a dolomitické vápence, rauvaky (stredný trias), svetlé a tmavé kryštalické vápence a vápnité dolomity. Vrt KJ-25 sz. od obce Sása v podloží neovulkanitov v intervale od 413,0 do 416,0 m zistil tmavé až svetlosivé vápence s polohami hnedých až čiernych bridlíc. Podľa Straku (in Konečný et al., 1985) je možné na základe konodontovej mikrofauny predpokladať ich vrchnotriasový vek.

Karbonáty obalovej jednotky v priestore tuhárskej synformy v podloží neovulkanitov overil vrt VVL-11 pri Lešti. Zasiahol svetlé a tmavosivé vápence so žilkami bieleho kalcitu. Vrt VVL-13 pri obci Senné prenikol do sivých vápencov.

Hronikum

Horniny príkrovovej jednotky hronika v oblasti krupinskej depresie overil vrt GK-4 pri obci Bzovík. Vrt v intervale 1 712,7 – 2 018,0 m prenikol do hrubého súvrstvia svetlosivých až tmavosivých celistvých a brekciovitých dolomitov. Polák [in Konečný (ed.), 1970] ich začlenil do stredného až vrchného triasu chočského príkrovu.

Gemerikum

Horniny gemerika pri východnom okraji neovulkanitov vystupujú v podobe príkrovovej trosky na obale veporika v oblasti medzi Divínom a Tuhárom. Tvoria ich fylity, bridlice a metapieskovce s polohami magnezitu. Podľa Vozárovej [in Vass a Elečko (eds.), 1992] sú súčasťou ochtinského súvrstvia (dobšinská skupina) a zodpovedajú karbónu (visén – namur A). Fusán et al. (1987) predpokladajú priebeh násunovej línie gemerika na veporiku v priestore strhársko-trenčskej depresie. Podľa Vassa et al. (1979) je priebeh násunovej línie modifikovaný tektonickou líniou sv.-jv. smeru.

Popríkrovové horninové súbory Krupinskej planiny

Najstaršie popríkrovové horniny podložia Krupinskej planiny sú detritické vrchnokriedové a paleogénne sedimenty vypĺňajúce bzovícku prepadlinu (obr. 2a, b). Mladšie, kenozoické sedimenty oligocénneho a ranomiocénneho veku (oligocén až karpat) podstielajú celú južnú časť Krupinskej planiny. Povrchovú a pripovrchovú stavbu Krupinskej planiny tvoria strednomiocénne vulkanity, prevažne vulkanoklastiká, zväčša bezprostredne podostlané príbelským súvrstvím (spodný báden) s vysokým obsahom vulkanoklastického materiálu.

Vrchná krieda – spodný paleogén, gosau

Po vzniku príkrovovej stavby sa sformovala bzovícka prepadlina s.-j. smeru, ktorá bola vyplnená pestrým detriticko-karbonátovým súvrstvím. Súvrstvie v hrúbke 511 m prevŕtal vrt GK-4 pri obci Bzovík [Konečný (ed.), 1970] v intervale 1 155,4 – 1 666,5 m. Tvoria ho konglomeráty karbonátových hornín striedajúce sa s polohami pieskovcov. Sfarbenie je pestré, tmavofialové, červené až zelenosivé. Peľové spoločenstvo poukazuje na neskorokriedový

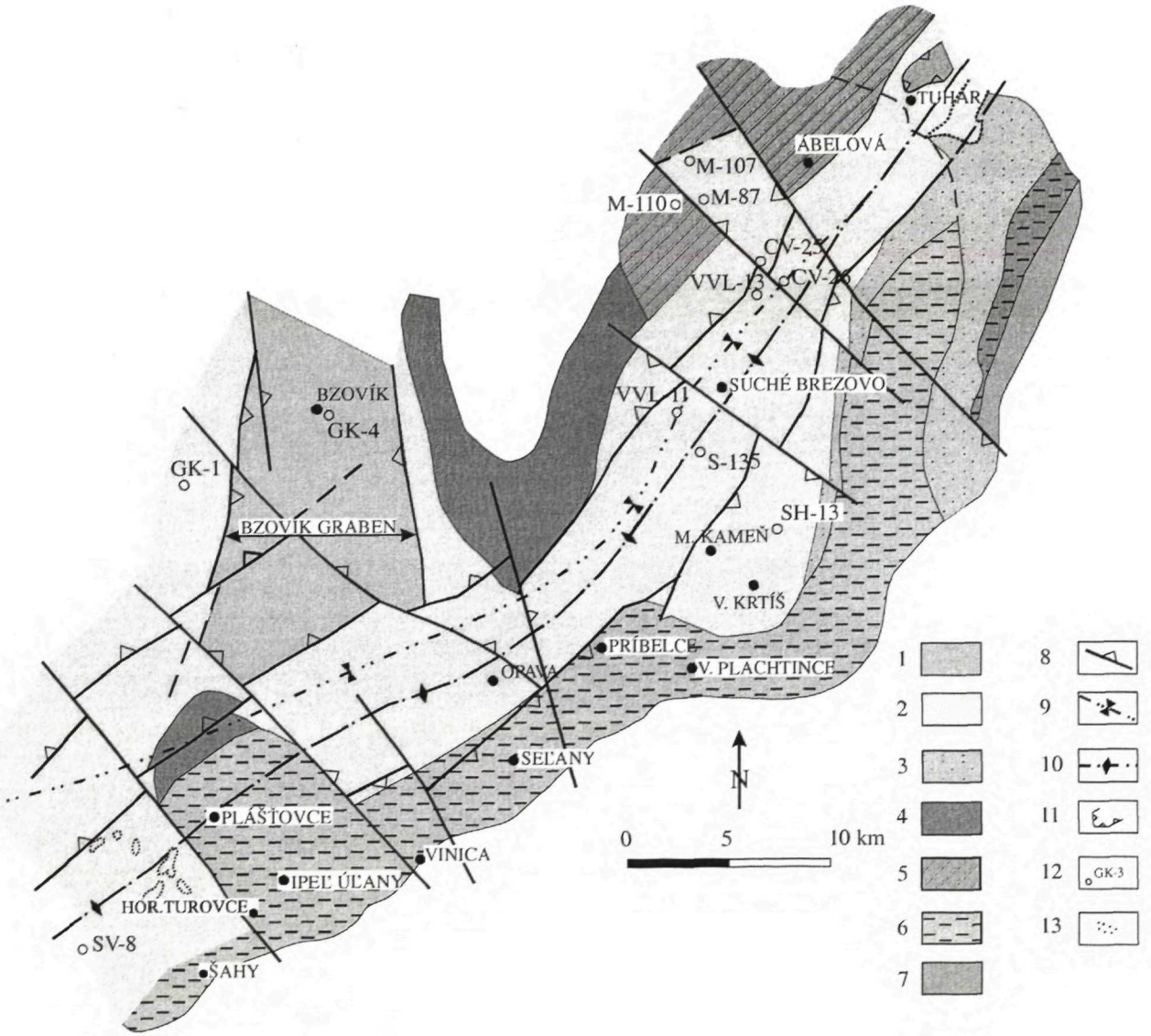
noklastiká (slatvinské súvrstvie, stefan), metapieskovce, zlepence, fylity, acidné vulkanoklastiká (rimavské súvrstvie, perm): a) na povrchu, b) v podloží; 6 – 9 – kryštalinikum veporika (staršie paleozoikum); 6 – porfýrické a hybridné granitoidy s polohami rúl (severne od obce Ľuboreč: metasedimenty a vulkanity slatvinského súvrstvia – stefan v zmysle Vozára in Vass (ed.), 1992: a) na povrchu, b) v podloží; 7 – granátické svorové ruly a svory s polohami amfibolitov: a) na povrchu, b) v podloží; 8 – biotitické pararuly, miestami migmatitizované, s polohami ortoruly a amfibolitu: a) na povrchu, b) v podloží; 9 – granitoidy a kryštalické bridlice, miestami s vrchnopaleozoickým a mezozoickým obalom, nečlenené; 10 – gemerikum, ochtinská skupina: fylity, grafitické bridlice, metapieskovce, konglomeráty, magnezit, kryštalické vápence, báziká a serpentinity (karbón: visén – namur A).

Všeobecné vysvetlivky: 11 – predpokladaný zlom; 12 – predpokladaná tektonická hranica; 13 – predpokladaná litologická hranica; 14 – násunová línia; 15 – súčasná denudačná hranica neovulkanitov na východnom okraji Krupinskej planiny a Ostrôžkov; 16 – štátna hranica; 17 – označenie vrtu, nadmorská výška ústia vrtu; nadmorská výška predkenozoického podložia.

Fig. 2a Schematic geological map of pre-Upper Cretaceous basement of Krupinská planina Plateau and Ipeľská kotlina Depression [after Konečný in Konečný (ed.), 1998, modified, 1999].

Explanations: 1 – contours of Bzovík Graben (sedimentary infill see Fig. 2b, ad 1); 2 – Hronic: limestones, dolomites (Middle and Upper Triassic); 3 – 9 – Southern Veporic: 3 – 5 – envelope of Southern Veporic: 3 – Föderata Group: crystalline carbonates, dolomites, limestones, marble (Mid. – Upp. Triassic): a) on the surface, b) buried; 4 – quartzite, quartzitic metasandstone, variegated shales (Low. Triassic): a) on the surface, b) buried; 5 – Revúca Group: graphitic shales, metasandstones, phyllites, intermediate – basic volcaniclastics (Slatvina Formation, Stephanian), metasandstones, conglomerates, phyllites, acid volcaniclastics (Rimava Formation, Permian): a) on the surface, b) buried; 6 – 9 – crystalline rocks of Veporic (Lower Palaeozoic): 6 – porphyric and hybrid granitoides interlayered by gneiss (N of the village Ľuboreč metasediments and volcanics of the Slatvina Formation – Stephanian in the sense of Vozár in Vass (ed.), 1992): a) on the surface, b) buried; 7 – mica schist – gneiss and mica schists interlayered by amphibolite: a) on the surface, b) buried; 8 – biotitic paragneiss, migmatitised mica schist – gneiss interlayered by orthogneiss and amphibolite: a) on the surface, b) buried; 9 – granitoids and crystalline shales by places with Upper Palaeozoic – Mesozoic envelope, undivided; 10 – Gemeric, Ochtiná Group: phyllites, graphitic shales, metasandstones, conglomerates, magnesite, crystalline limestone, basic volcanics and serpentinite (Carboniferous: Visenian – Namurian A).

General explanations: 11 – normal fault supposed; 12 – supposed tectonic boundary; 13 – supposed lithologic boundary; 14 – overthrust front; 15 – recent denudation boundary between volcanic of Krupinská planina Plateau and Cenozoic sediments of Lučenská kotlina Depression; 16 – state boundary (Slovakia/Hungary); 17 – symbol of borehole: height of the borehole top in m about sea level; Cenozoic/pre-Cenozoic boundary in m about sea level.



Obr. 2 b Štruktúrna schéma predoligocénneho podložia na pomedzí Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny. Tuhárska synforma predoligocénneho podložia je vyjadrená osou, ako ju naznačuje distribúcia föderatskej skupiny (mezozoický obal južného veporika). Os synformy priestorovo koinciduje s osou mladšej mladokenozoickej šahanskej antiformy. Porušenie zlomami oboch osí nie je na obrázku vyjadrené. Bzovícka prepadlina meridionálneho smeru sčasti priečne narušuje synformu a sama je porušená zlomami sv.-jz. smeru a mladšími zlomami sz.-jv. smeru.

Vysvetlivky: 1 – výplň bzovíckej prepadliny, zlepence, brekcie, vápence, pieskovce, bridlice (vrchná krieda – paleocén), ílovce a slieňovce (eocén); 2 – 6 – južné veporikum: 2 – föderatská skupina: kvarcit, kremitý metapieskovec, pestré metabridlice (spodný trias), kryštalické dolomity, kryštalické vápence a mramor (stredný trias až vrchný trias); 3 – revúcka skupina: grafitické bridlice, metapieskovce, fylity a intermediárne až bázické vulkanoklastiká, slatvinské súvrstvie (stefan); metapieskovce, zlepence, fylity, acidné vulkanoklastiká, rimavské súvrstvie (perm); 4 – metamorfity a granitoidy vcelku (paleozoikum), miestami s vrchnopaleozoickým a mezozoickým obalom?; 5 – granitoidy; 6 – metamorfity južného veporika: granátické svory, ruly a amfibolity (staršie paleozoikum); 7 – gemerikum: ochtinská skupina: fylity, grafitické bridlice, metapieskovce a zlepence, lydity, magnezit a ankerit, kryštalické vápence, báziká a serpentinity (karbón – visén – namur A); 8 – zlom; 9 – os šahanskej antiformy; 10 – os tuhárskej synformy; 11 – čelo príkrovu, čelo násunu; 12 – vrt, ktorý vnikol do predoligocénnych hornín; 13 – predterciérne podložie na povrchu.

Fig. 2b Structural scheme of pre-Oligocene basement in the boundary area between Krupinská planina Plateau and Ipeľská kotlina Depression. The Tuhár Synform is expressed by the axis following the distribution of the Federata Group (Mesozoic envelope of Southern Veporic). The synform axis spatially corresponds to axis of younger (young Cenozoic) Šahy Antiform. The disturbances of both the antiform and synform axis by the younger faults are omitted.

Explanations: 1 – sedimentary fill of Bzovík Graben (Late Cretaceous – Eocene); 2 – 6 – Veporic: 2 – Federate Group (Triassic – Jurassic); 3 – Revúca Group dynamometamorphites: sediments and volcanics, (Late Carboniferous – Permian); 4 – metamorphites and intrusive magmatic rocks (Early – Middle Palaeozoic, by places covered by Late Palaeozoic – Mesozoic deposits); 5 – granitoides (Palaeozoic); 6 – metamorphites of Southern Veporicum (Early Palaeozoic); 7 – Gemeric: Ochtiná Group epimetamorphites (Carboniferous); 8 – fault; 9 – axis of synform (Tuhár Synform); 10 – axis of Antiform (Šahy Antiform generated by the inversion of former Tuhar Synform shown on the figure to illustrate the spatial relationship between bo th Tuhár Synform and Šahy Antiform); 11 – front of nappe; 12 – borehole reaching the pre-Oligocene basement; 13 – outcrops on the recent surface.

až ranopaleogénny vek [Planderová in Konečný (ed.), 1970]. Uvedené súvrstvie podľa Poláka (1978) je ekvivalentom gosauskej kriedy až spodného paleogénu.

Eocén; hutianske súvrstvie(?)

V nadloží karbonatického detritického súvrstvia v bzovíckej prepadline leží súvrstvie sivých, tmavosivých, hnedosivých, čokoládových a zelenosivých ílovcov a slieňovcov prestúpených žilkami kalcitu. Ich hrúbka vo vrte GK-4 je 25,4 m. V súvrství sa našli zväčša zle zachované a biostratigraficky nepreukázané fosílie: pravdepodobne sladkovodné alebo brakické rozdrvené tenkostenné lastúrniky a ulitníky, vo výplavoch prstence characeí, pyritové jadrá a rekryštalizované úlomky ostrakód [Kantorová in Konečný (ed.), 1970]. Okrem toho v súvrství sa našli zuhoľnatené úlomky rastlín a relatívne bohaté peľové spoločenstvo, ktoré poukazuje na tropicko-subtropickú klímu a má eocénny charakter (Planderová in Marková et al., 1972). Podľa Vassa (2002) súvrstvie litologicky pripomína hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny.

Oligocén a raný miocén (kišcel a eger)

Vrtný prieskum na uhlie na severnom svahu šahanskej antiformy – tektonickej štruktúry zásadným spôsobom ovplyvňujúcej geologický vývoj študovaného územia – priniesol nové poznatky o litofaciálnom a biofaciálnom vývoji oligocénnych a spodnomiocénnych hornín. Najúplnejší profil oligocénu a spodného miocénu zasiahol vrt VVL-8 vo veľkolomskej depresii. Prenikol cez modrokamenské súvrstvie (karpat), salgótarjánske súvrstvie (otnang), bukovinské súvrstvie (vrchný egenburg), ekvivalenty fiľakovského súvrstvia (spodný egenburg) a vnikol do skálnických vrstiev (kišcel).

Skálnické (selianske vrstvy); kišcel

Najstaršie terciérne sedimenty na severnom svahu šahanskej antiformy sú klastické sedimenty, ktoré zvlášť svojou vrchnou časťou pripomínajú **skálnické vrstvy** v Rimavskej a Lučenskej kotline [Vass a Elečko (eds.), 1989, 1992] alebo **selianske vrstvy** (Číčel a Vass, 1964) v Ipeľskej kotline. Tieto sedimenty dosiahol vrt VVL-8 (obr. 5/3). O spodnej časti, ktorú s otáznikom zaraďujeme ku skálnickým vrstvám, máme veľmi neúplnú informáciu, pretože výnos jadra z vrtu VVL-8 v hĺbkovom intervale 653,2 – 682,0 m (t. j. 28,8 m) nebol dostačujúci. Na jeho základe sa nemožno jednoznačne vyjadriť, či v uvedenej hĺbke boli prevŕtané horniny predneogénneho podložia, t. j. spodnotriasové kremence, alebo terciérne bazálne hrubé klastiká, v ktorých triasové kremence sú zastúpené ako balvany. To, že vrt vnikol do pevných spodnotriasových hornín, spochybňuje charakter hornín vytiahnutých jadrovnicou z hĺbkového intervalu 660 až 682 m. Sú to jemnozrnné piesky kala, ktoré nabádajú predpokladať, že prevŕtanou horninou sú klastické nespevnené terciérne sedimenty. Preto sme celých posledných 28,8 m vrtu zaradili ku skálnickým vrstvám.

V hĺbkovom intervale 601,1 – 653,2 m (t. j. 52,1 m) majú dominantné postavenie pestrofarebné (sivé, hnedo- a zelenoškvrnité, oceľovosivé, zriedka béžové a žltosivé, miestami tmavé bituminózne) íly a prachy. Íly sú plastické, zväčša s masívnou textúrou, zriedka zvrstvené. Silty/siltovce majú podobnú textúru. Podľa rtg. rozborov plastické a pestrofarebné íly zo skálnických vrstiev sú polyminerálne. Prevláda minerál illit nad kaolinitom a chloritom. Zriedkavo je prítomný aj smektit (Žáková a Hojstričová in Vass et al., 1995). Mineralogickým zložením sa íly líšia od podobných plastických a pestrofarebných ílov selianskych vrstiev, v ktorých dominuje kaolinit (Číčel a Vass, 1964). Kaolinit dominuje aj v pestrých íloch skálnických vrstiev v Lučenskej a Rimavskej kotline [Marková in Vass (ed.), 1982; Marková in Vass a Elečko (eds.), 1992; Kraus, 1989].

V skálnických vrstvách možno odlíšiť 9 sedimentačných cyklov (601,1 – 653,2 m). Hrúbka najväčšieho z nich je takmer 12 m. Päť cyklov má pozitívnu a 4 cykly negatívnu gradáciu. V spodnej časti súboru pestrých ílov je poloha rozpadového pieskovca, hrubá 4,1 m. Vo vrchnej časti súboru sú dve polohy sedimentov typu „pebbly mudstone". Jedine v týchto polohách sú obliaky podložných hornín (kremenec). Inde vo vrstvovom súbore štrky, resp. zlepence chýbajú, ak neberieme do úvahy bloky a fragmenty kremenca a bridlice vynesené jadrovnicou z hĺbky okolo 653 – až 660 m. O nich s určitosťou nevieme povedať, či patria ku skálnickým vrstvám, alebo predstavujú fragmenty predterciérneho podložia (spodný trias).

Fauna v skálnických vrstvách sa nenašla. Vo vrchnej časti vrstiev sú problematické útvary pripomínajúce veľké foraminifery. Ináč sa v ňom nachádza, aj to ojedinele, rastlinná drvina a niektoré polohy sú tmavo sfarbené od zvýšeného obsahu organickej hmoty.

Sedimenty vznikali v kontinentálnom prostredí. Z riečnych prostredí vzniku treba vylúčiť riečne koryto (cykly sú neúplné, dvojčlenné, na ich bázach chýbajú štrky). Do úvahy by mohlo prísť prostredie aluviálnej nivy. Chýbajú však sedimenty močiarov s tvorbou uhlia, ktoré sa bežne vyskytujú na riečnych nivách. V celom profile sa prejavuje trend zjemňovania zrnitosti smerom nahor. Pri riečnych sedimentoch býva tendencia opačná.

Z uvedeného vychodí, že opísané sedimenty s prevahou pestrofarebných ílov vznikli najskôr v jazernom prostredí. Energia tohto prostredia bola nízka, o čom svedčí absencia prúdových textúr. Reverzné gradačné čiastkové cykly umožňujú predpokladať prechod do prostredia jazerných dejekčných kužeľov, pre ktoré býva charakteristická uvedená gradácia. Jedna poloha ílu má vo vrchnej časti laminácia, ktorá naznačuje možnosť prúdenia (ak, pravda, ide o prúdovú lamináciu). Šikmé prúdové zvrstvenie však aj v tejto polohe chýba.

Oživenie dynamiky prostredia naznačujú polohy „pebbly mudstone", ktoré mohli vzniknúť ako následok sklzov do ináč pokojného jazerného prostredia.

Pre nedostatok fosílií s biostratigrafickou hodnotou na vek vrstiev usudzujeme podľa stratigrafickej pozície a litologickej analógie. Stratigrafická pozícia naznačuje, že vrstvy by mali byť staršie ako egenburg. Pokiaľ ide o litologickú analógiu, tieto vrstvy sa podobajú skálnickým vrstvám v Rimavskej kotline [kišcel; Vass a Elečko (eds.), 1989], resp. selianskym vrstvám v Ipeľ-

skej kotline (eger, resp. kišcel; Číčel a Vass, 1964; Vass et al., 1979). Je veľmi pravdepodobné, že opísané vrstvy sú súveké so sklánickými alebo selianskymi vrstvami.

Vzhľadom na pozíciu v podloží fiľakovského súvrstvia však nemožno vylúčiť mladší vek, neskorý eger, raný egenburg. Ak by to bolo tak, potom by išlo o redepozity kišcelských a egerských kôr zvetrávania, aké sú známe na severnom okraji Lučenskej kotliny. Správnosť korelačných úvah kompromituje skutočnosť, že v íloch neprevláda kaolinit, ale íly sú polyminerálne.

Na druhej strane stojí za zmienku, že v selianskych vrstvách smerom do nadložia pribúda illit na úkor kaolinitu (Číčel a Vass, 1964). V inej kontinentálnej fácii kišcelu, v arkózových pieskovcoch z vrtu SH-1b na južnom svahu šahanskej antiformy zakrytých morskými sedimentmi čížskeho súvrstvia kišcelského veku, podľa Markovej (1969, fide Vass et al., 1979) v základnej hmote prevláda ílový minerál montmorillonit.

Morské a lagunárne súvrstvia kišcelu a egeru

V Ipeľskej kotline, v dačovolomskej prepadline, v krupinskej depresii, na šahanskej elevácii a na jej severnom svahu boli opísané morské sedimenty najmä egeru – lučenské súvrstvie a hypersalinické krupinské súvrstvie veku kišcel až eger (Vass et al., 1979; obr. 3a, b). Obe tieto súvrstvia vznikli v Budínskej panve, resp. na jej okraji. V štyroch podrobne študovaných vrtoch série VVL tieto súvrstvia neboli zastihnuté. Je pozoruhodné, že skálnické súvrstvie (kišcel) vo vrte VVL-8 nie je zakryté ekvivalentom ani jedného z uvedených súvrství, ale zakrýva ho morské fiľakovské súvrstvie. To môže poukazovať na poegerský erozívny zrez v priestore veľkolomskej depresie. Neprítomnosť ekvivalentov lučenského, resp. krupinského súvrstvia vo vrte VVL-8 možno vysvetliť aj ako následok redukcie epigenetickým poklesovým zlomom. Vzhľadom na celkový vývojový trend na severnom svahu šahanskej antiformy toto vysvetlenie sa zdá pravdepodobnejšie.

Spodný miocén

Fiľakovské súvrstvie; spodný egenburg

Po zániku Budínskej panvy na konci egeru jej okrajové sedimenty vrátane severného svahu šahanskej elevácie podľahli erózii. Nová egenburská morská transgresia prenikla do Ipeľskej kotliny pravdepodobne od severozápadu cez dačovolomskú prepadlinu. Svedčia o tom morské sedimenty fiľakovského súvrstvia zistené vo vrte VVL-8 a v ďalších vrtoch, D-19 (pri Horných Strhároch) a ČV-7 pri Červeňanoch (Holcová in Halásová et al., 1996; obr. 4).

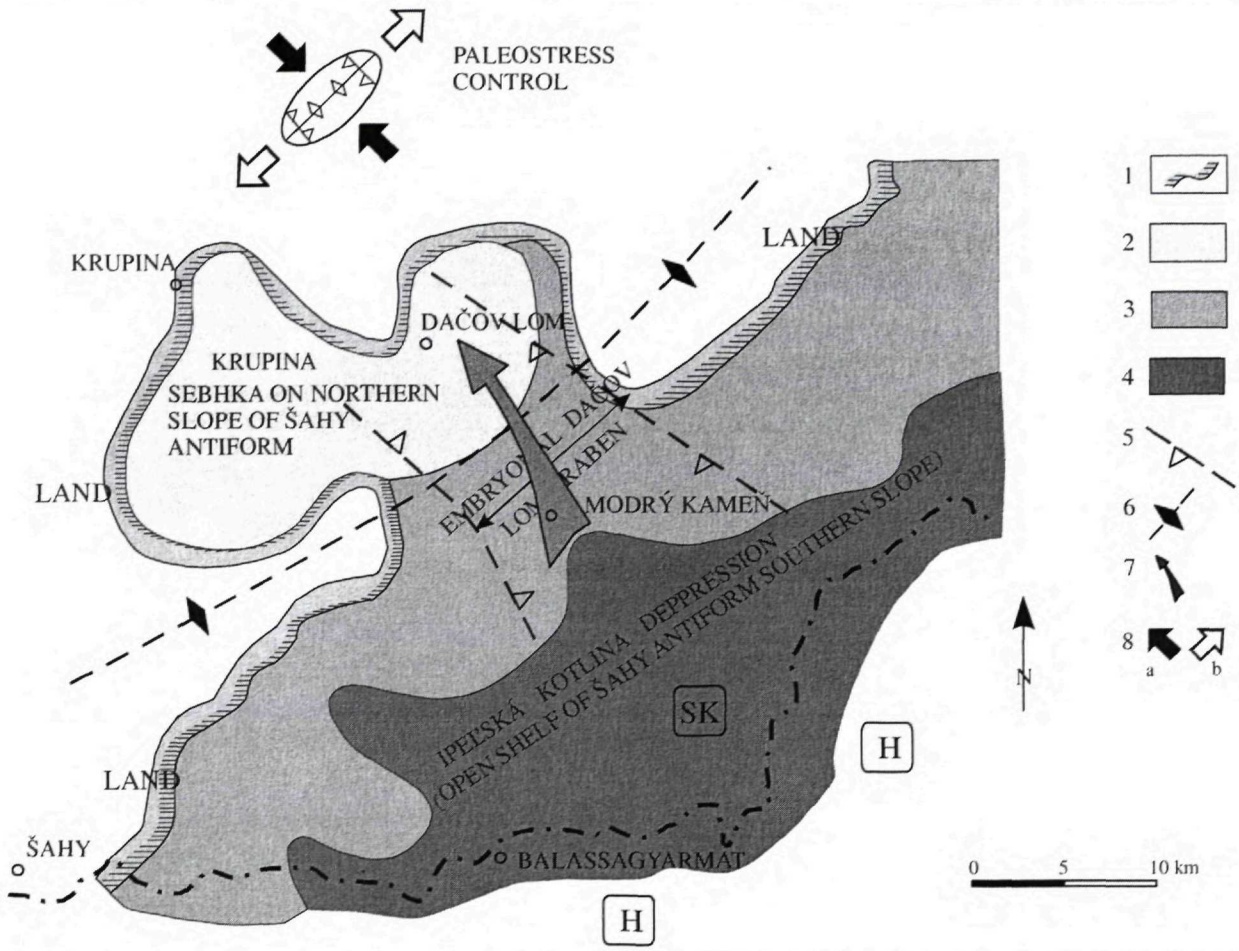
Ekvivalenty fiľakovského súvrstvia egenburského veku vo vrte VVL-8 sú prevažne piesčité sedimenty, t. j. rozpadavé pieskovce s polohami prachovcov a piesčitých ílovcov hrubé 35,4 m (565,7 – 601,1 m). Množstvo prachovcov a ílovcov predstavuje v súvrství asi 25 %. Vo vrchnej časti súvrstvia sú aj polohy drobnozrnných zlepencov tvorených rezistentnými obliakmi s veľkosťou okolo 0,5 cm. Práve tieto mikrokonglomeráty spolu s narastajúcou hrúbkou piesčitých polôh smerom do nadložia dávajú súvrstviu celkový trend hrubnutia zrna smerom nahor. Aj čiastkové cykly vnútri súvrstvia, ktorých je spolu 7, majú prevažne negatívnu gradáciu. Cykly sú spravidla dvojčlenné, pieskovce a prachovce, v jednom cykle pribúda ílovcový člen. Iba najvrchnejší cyklus tvorí mikrokonglomerát prechádzajúci do pieskovca. Prechody vnútri cyklov sú plynulé, hranice medzi cyklami sú ostré. V súvrství sme nepozorovali prúdové alebo iné textúry. Pieskovce aj prachovce sú masívne, iba s náznakmi vrstvovitosti. Zriedkavé sú závalky rozpadavého pieskovca v prachovcoch (obr. 5/2).

Súvrstvie obsahuje morské foraminifery a vápnitý nanoplanktón. Táto skutočnosť jednoznačne poukazuje na morské prostredie vzniku. Foraminiferové spoločenstvá vrtov D-19 a ČV-7 indikujú neritické prostredie s normálnou salinitou a drobným prekysličením. Vo vrte D-19 prevládajú plytkovodné epifytické foraminifery, vo vrte ČV-7 o niečo hlbokovodnejšie cibicidovo-bolivínové spoločenstvá (Holcová in Halásová et al., 1996).

Kým prítomnosť *Helicosphaera ampliaperta* vo vrtoch ČV-7 a D-19 jednoznačne určuje egenburský vek, o veku vrstiev korelovaných s fiľakovským súvrstvím vo vrte VVL-8 sa na základe biostratigrafických kritérií nedá jednoznačne rozhodnúť, či ide o vrchnoegerské alebo egenburské sedimenty. Druhy stratigraficky významnejších foraminifer *Uvigerina parviformis, U. posthankeni, Almaena osnabrugensis* (Zlinská in Vass et al., 1995) a vápnitého nanoplanktónu *Helicosphaera scissura* a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Žecová in Vass et al., 1995) sa objavujú už vo vrchnej (miocénnej) časti egeru (Cicha et al., 1986; Marunteanu, 1992; Holcová, 2001a, b). V celom súvrství sú veľmi hojné oligocénne a menej hojné eocénne redepozície vápnitého nanoplanktónu. To môže svedčiť o denudácii oligocénnych a eocénnych sedimentov.

More počas egenburgu preniklo do dačovolomskej prepadliny. Prepadlina v tom čase bola súčasťou morského koridoru, ktorý prepájal juhoslovenskú oblasť (t. j. Fiľakovsko-pétervášarskú panvu) cez Hornonitriansku kotlinu s úzkymi strižnými sedimentačnými priestormi na strednom Považí a cez ne s Viedenskou panvou. Iné prepojenie bolo možné cez Turčiansku kotlinu do priestoru dnešnej Oravskej kotliny. V jej podloží sú okrem iného aj egenburské sedimenty niekdajšej *piggy-back* panvy, ktorú spodnosarmatské vrásnenie úplne zničilo a zavrásnilo do magurskej jednotky vonkajšieho flyšu (Cieszkowski, 1992; Nagy et al., 1996).

Sedimentárny záznam a paleoekológia fosílnych spoločenstiev a organizmov poukazuje na plytkovodné prostredie sedimentácie. Negatívna gradácia čiastkových sedimentačných cyklov poukazuje na kolísanie hĺbky: relatívne hlbšie prostredie sa postupne splytčovalo, aby sa potom opäť náhle prehĺbilo. Toto kolísanie mohlo súvisieť s náhlym zanášaním prostredia hrubším materiálom. Je to fenomén, ktorý pozorujeme v prípade delt, resp. dejekčných kužeľov riek pri ich vyústení do mora. Trend zrnitosti opisovaného súvrstvia evokuje deltové prostredie a postupnú degradáciu, resp. splytčovanie prostredia v dôsledku progradujúcej delty. Hrubý obraz zloženia foraminiferových spoločenstiev však neumožňuje spresniť podmienky vzniku súvrstvia, resp. potvrdiť deltový pôvod sedimentov. Absencia sedimentárnych textúr prúdenia poukazuje na relatívne nízku dynamiku prostredia.



Obr. 3a Šahanská antiforma ako bariéra zohrala rozhodujúcu úlohu pri vzniku krupinskej sebchy na severnom svahu antiformy. Prienik morských vôd do sebchy umožnili zlomy embryonálnej dačovolomskej prepadliny.
Vysvetlivky: 1 – pobrežná čiara; 2 – evapority sebchy; 3 – úlomkové litorálne sedimenty (plytký šelf); 4 – pelitické sedimenty (hlboký šelf); 5 – poklesový zlom; 6 – os antiformy; 7 – smer prenikania morskej vody do sebchy; 8a – kompresia, b – tenzia.

Fig. 3a Barrier effect of Šahy Antiform as decisive factor for the Krupina Sabhka origin on northern slope of Šahy Antiform. The penetration of the seawater through the Šahy Antiform into the sabhka was performed by the faults of the embryonic Dačov Lom Graben.
Explanations: 1 – shore line; 2 – sabhka evaporates; 3 – clastic littoral deposits (shallow shelf); 4 – pelitic deposits (deep shelf); 5 – normal fault; 6 – antiform axis; 7 – direction of marine incursions into sabhka; 8 – a) compression, b) tension.

Príznakom zvýšenej dynamickej aktivity môžu byť závalky rozpadavého pieskovca v prachovci. Závalky prezrádzajú intrapanvový kanibalizmus, čo je fenomén bežný v deltových prostrediach.

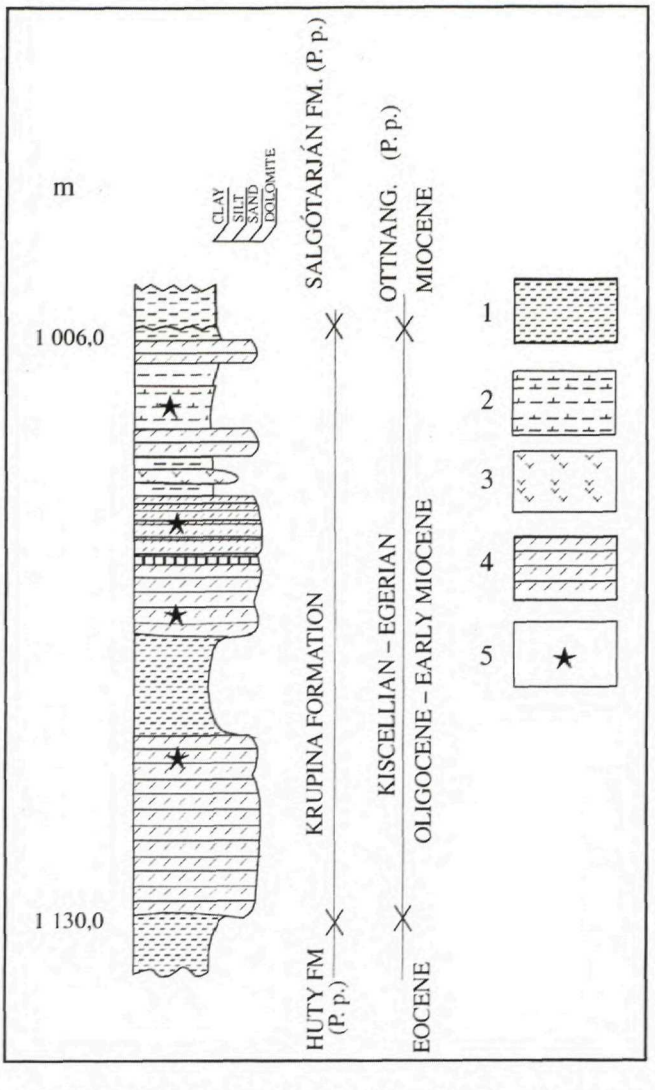
Ešte v priebehu egenburgu more z Fiľakovsko-pétervásarskej panvy ustúpilo. To malo za následok jej zánik (Vass, 1995a, b; 1998).

Bukovinské súvrstvie; vrchný egenburg

Po usadení fiľakovského súvrstvia a po ústupe mora z Fiľakovsko-pétervásarskej panvy nastalo vynorenie a vznikla erózia aj na severnom svahu šahanskej antiformy. Sedimenty, ktoré vznikali v kontinentálnych podmienkach, sú zahrnuté do **bukovinského súvrstvia.** Vo veľkolomskej depresii tieto sedimenty majú cyklický vývoj. Vrt VVL-8 prenikol cez celé bukovinské súvrstvie v hĺbkovom intervale 454,8 – 565,7 m, teda hrúbka súvrstvia je 110,9 m. V súvrství bolo identifikovaných spolu 28 sedimentačných cyklov, z ktorých najväčší má 27 m (považujeme ho za megacyklus). Najmenšie cykly nepresahujú 1 m. Väčšina cyklov má pozitívnu gradáciu (obr. 5/2). Cykly sú dvojčlenné (rozpadavý pieskovec a prachovec), ojedinele trojčlenné (pribúda rozpadavý ílovec). Hranice litotypov vnútri cyklov sú neostré, hranice medzi cyklami sú relatívne ostrejšie, uprostred sedimentov v spodnej časti súvrstvia sú jemnozrnné ryodacitové tufy, resp. tufity.

Mikroskopické štúdium ukázalo, že hornina v hĺbke 538,2 m je tufitický ílovec, resp. jemnozrnný tufit. Popri zrnkách klastického kremeňa redeponovaného z kryštalinika obsahuje vulkanogénny kremeň, plagioklas a biotit. Väčšie úlomky (2 – 3 mm) predstavujú argilitizovaný vulkanický popol. Ílové minerály reprezentuje zmes smektitu a illitu.

Hornina z hĺbky 539,5 m je redeponovaný vitrokryštaloklastický popolový tuf s prúžkovanou textúrou. Striedajú sa prúžky tvorené zrnkami kremeňa a šupinkami biotitu s prúžkami s vysokou koncentráciou tmavej až čiernej izotropnej organickej hmoty(?). Prevažnú časť



Obr. 3b Schematický profil krupinského súvrstvia (evaporitové súvrstvie) podľa vrtu GK-4 vyhĺbeného pri obci Bzovík (podľa Markovej a Meiera, 1972). Situácia vrtu GK-4 je na obr. 2.
Vysvetlivky: 1 – dolomitizovaný íl/ílovec a silt/siltovec; 2 – slieňovec; 3 – karbonatizovaný kyslý tuf; 4 – dolomit; 5 – anhydrit (prítomný vo forme tenkých vrstvičiek, žiliek a kryštálov vo väčšej časti súvrstvia).

Fig. 3b Schematic section of the Krupina Formation (an evaporate sequence) penetrated by borehole GK-4 at Bzovík (after Marková & Meier, 1972). For the borehole GK-4 situation see Fig. 2.
Explanations: 1 – dolomitised clay/claystone and silt/siltstone; 2 – marlstone; 3 – carbonatised acid tuff; 4 – dolomite; 5 – anhydrite (anhydrite is present in form of thin layers, veins and crystals in the mayor part of the section).

horniny tvoria úlomky čiastočne rozloženého vulkanického skla. Röntgenová analýza ukázala, že v hornine sú prítomné ílové minerály. Prevláda illit nad kaolinitom a smektitom (Hojstričová a Žáková in Vass et al., 1995).

Pieskovce bukovinského súvrstvia podľa mikroskopického štúdia vzoriek z hĺbky 554,4 m a 560,4 m obsahujú prímes vulkanického materiálu. Medzi klastickými zrnkami prevláda kremeň, menej hojné sú zrnká plagioklasu, undulózneho kremeňa, karbonátu, glaukonitu (preplavený) a biotitu. Vulkanický pôvod má pravdepodobne biotit a časť plagioklasov (Hojstričová a Žáková in Vass et al., 1995).

Prachovce a ílovce, ktorými sa končia jednotlivé cykly, sú sivozelené, svetlosivozelené, sivé až tmavosivé.

V súvrství je sloj zemitého uhlia hrubý 4 m (Vass et al., 1999). Práve prítomnosť hrubého uhoľného sloja je jeden zo znakov odlišujúcich bukovinské súvrstvie súvrstvie na severnom svahu šahanskej elevácie od vývojov súvrstvia v juhoslovenských kotlinách. Tenké uhoľné sloje (do 0,5 m) sa nachádzajú iba pri Čakanovciach (samota Hlbina) v Cerovej vrchovine. Inde z bukovinského súvrstvia uhoľné sloje opísané neboli.

Sedimenty bukovinského súvrstvia bývajú zvrstvené alebo laminované. Laminácia môže byť prúdovou textúrou vzniknutou v hornom prúdovom režime (väčšia rýchlosť). Iné prúdové textúry, zvlášť šikmé zvrstvenie dolného prúdového režimu, sa však v súvrství nikde nenašli. Z iných textúr sa vyskytujú mikrocyklické zvrstvenia, resp. piesčitá laminácia v prachovcoch a ílovcoch. Niektoré pelitické polohy sú prehnetené. Svedčí to o preddiagenetických pohyboch sedimentu (sklzy a pod.).

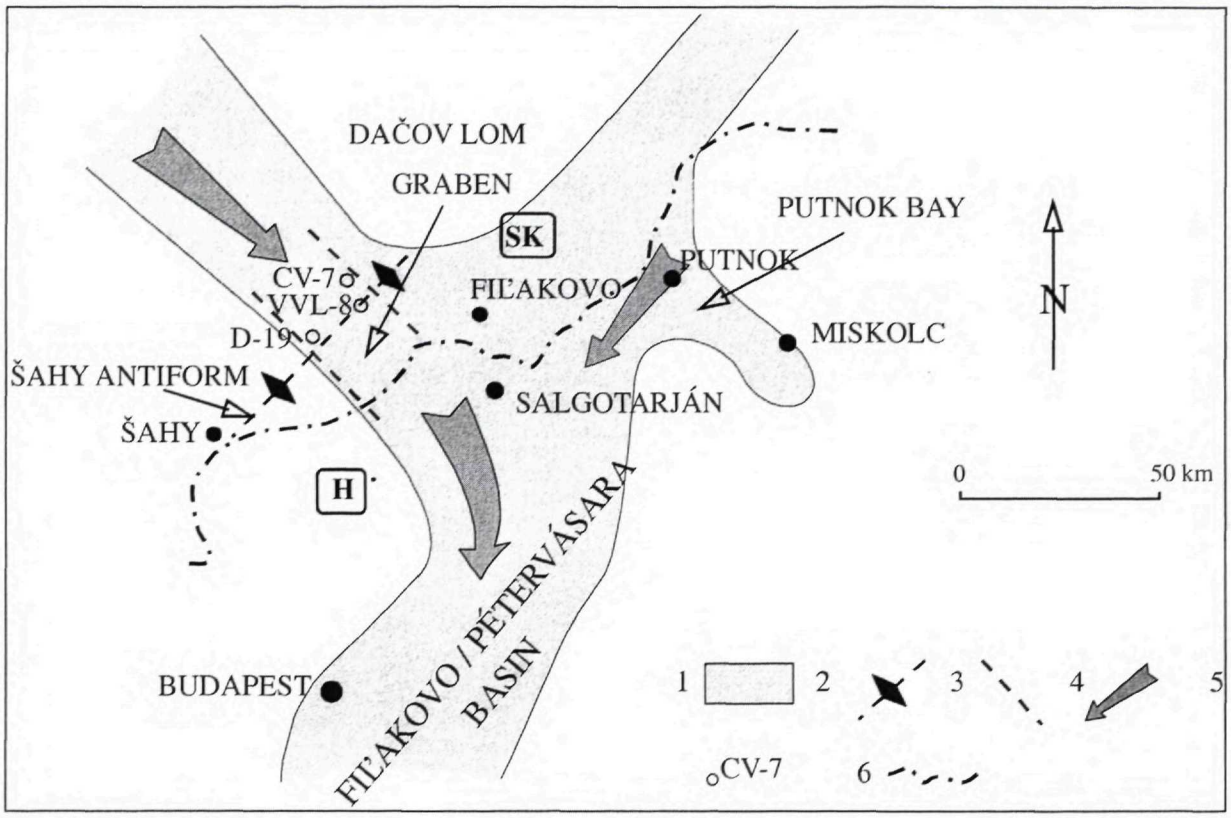
Vrty VVL-15p a VVL-17b prevŕtali iba vrchnú časť bukovinského súvrstvia (obr. 6, 7) – vo vrte VVL-15p v hĺbkovom intervale 456,1 – 493,0 m, t. j. 36,9 m, a vo vrte VVL-17b v hĺbkovom intervale 628,7 – 642,0 m, t. j. 13,3 m. Bukovinské súvrstvie v oboch vrtoch, podobne ako vo vrte VVL-8, má cyklický vývoj.

Vo vrte VVL-15p bolo možné identifikovať 7 cyklov, z ktorých najmenší má okolo 2 m a najväčší okolo 13,0 m (obr. 6). Vo vrte VVL-17b je 15 cyklov, z ktorých najmenší je hrubý 1,2 m a najväčší má hrúbku 5,2 m (obr. 7). Cykly sú dvojčlenné: piesky a íly, resp. piesky a silty. Bázy cyklov sú ostré a vnútri cyklov možno pozorovať zjemňovanie zrna od bázy smerom nahor (pozitívna gradácia). Iba najvrchnejší cyklus vo vrte VVL-17b má opačnú, t. j. reverznú gradáciu. Celkový trend cyklov vo vrte VVL-15p má opačnú tendenciu. Veľkosť cyklov narastá smerom nahor a piesčité polohy v tomto smere hrubnú. Výraznejšie sedimentárne textúry sme nepozorovali, s výnimkou dvoch zvrstvených polôh vo vrte VVL-17b. V jednom prípade sa zistili útržky siltovcov v pieskovci.

Farba klastických sedimentov je prevažne sivá, zelenkavá. Íly, resp. silty sú miestami tmavo sfarbené v dôsledku zvýšeného obsahu organickej hmoty.

V strope alebo asi 30 m pod stropom súvrstvia je svetlosivý ryodacitový tufit a tufitický pieskovec. Ide o polohy hrubé 1,2 m, resp. 0,3 m. Tufit je jemnozrnný a pevný. Mikroskopická analýza dvoch vzoriek ukázala, že ide o tufitický pieskovec, resp. pieskovec s malým zastúpením vulkanoklastického materiálu. Rozmery klastov sú 0,1 – 0,2 mm. Prevládajúci úlomkový nevulkanický materiál zastupuje najmä kremeň, ktorý sprevádza plagioklas, draselný živec, biotit a muskovit. K týmto minerálom pribúdajú pomerne časté karbonáty, zirkón a glaukonit (preplavený?), ojedinele sa vyskytuje apatit a epidot. Vulkanický materiál je zriedkavý. Reprezentujú ho úlomky sférolitov, úlomky rekryštalizovaného vulkanického skla, zrnká β kremeňa, vulkanogénneho plagioklasu, biotitu, pyroxénu a apatitu. Tmel je ílovitý, resp. sericitový, bazálny. Pomer klasty : tmel je 7 : 3, resp. 6 : 4 (Hojstričová in Vass et al., 1997).

Vo vrte VVL-17b niekoľko metrov pod stropom je poloha uhoľnej bridlice, resp. uhoľného ílu hrubá 0,45 m.



Obr. 4 Smery prieniku egenburských morských transgresií do Fiľakovsko-pétervásárskej panvy (podľa Sztanóa, 1994 a Halásovej et al., 1996). Transgresia zo severozápadu využila dačovolomskú prepadlinu ako morskú úžinu, o čom svedčia erozívne zvyšky morských egenburských sedimentov, nájdené v niekoľkých vrtoch v rámci prepadliny.
Vysvetlivky: 1 – čiastočne zrekonštruované rozšírenie fiľakovského a pétervásárskeho súvrstvia (egenburg); 2 – os šahanskej antiformy; 3 – zlomy vytvárajúce dačovolomskú prepadlinu; 4 – smer morskej transgresie; 5 – vrty s erozívnymi zvyškami egenburských morských sedimentov; 6 – štátna hranica.

Fig. 4 Seaways of Eggenburgian marine transgression into Fiľakovo-Pétervásara Basin (after Sztanó, 1994 and Halásová et al., 1996). The transgression from NW penetrated to Fiľakovo-Pétervásara Basin through the strait of Dačov Lom Graben, where Eggenburgian marine deposits erosion remnants have been found in some boreholes.
Explanations: 1 – Fiľakovo-Pétervásara formations (Eggenburgian); 2 – Šahy Antiform axis; 3 – normal faults confining the Dačov Lom Graben; 4 – Direction of marine transgression; 5 – Boreholes with erosion remnants of Eggenburgian marine deposits; 6 – State boundary.

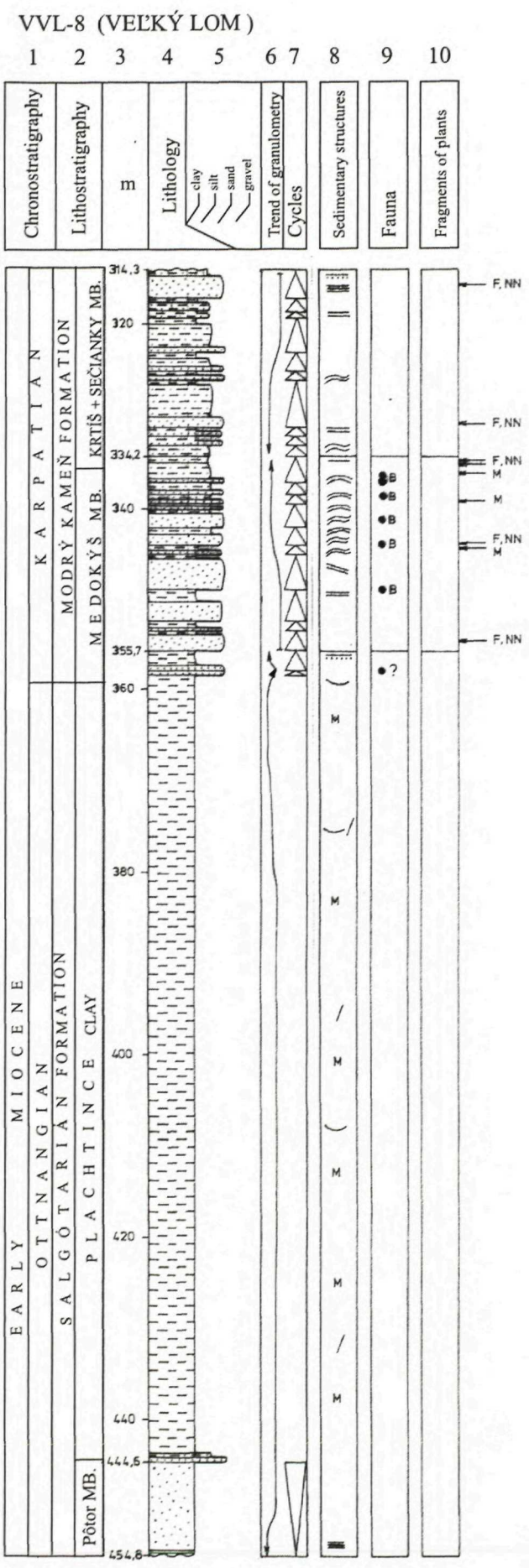
Špeciálny litotyp vo vrte VVL-15p sú polohy „pebbly mudstone", drobné obliačiky kremeňa, utopené v zle vytriedenej ílovito-siltovej základnej hmote. Ide o polohy hrubé 15 – 20 cm.

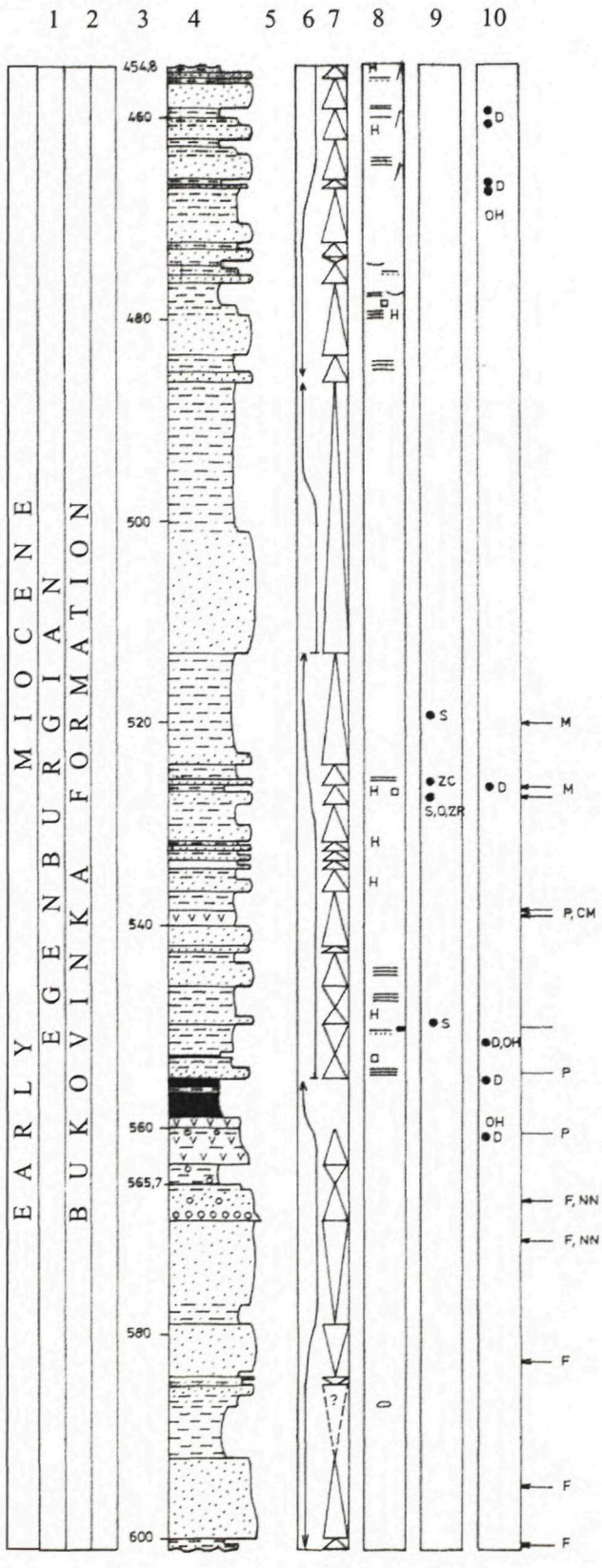
Bukovinské súvrstvie na severnom svahu šahanskej antiformy obsahuje suchozemské mäkkýše, tenkostenné deformované, bližšie neurčiteľné gastropóda – zástupca rodu *Melanopsis* – a cicavčí zub, pravdepodobne molar M^2 rodu *Dicroaster* (predbežné určenie doc. Holec; Fordinál in Vass et al., 1997), ojedinele ostrakóda a rybie zúbky. Okrem toho v súvrství sú zvyšky rastlín, prevažne vo forme drviny, ale aj koncentrovaná organická hmota v uhoľnom sloji a uhoľnej bridlici, ako aj polohy s rozptýlenou organickou hmotou, ktorá dáva niektorým polohám pelitov tmavú farbu.

Súvrstvie vo vrte VVL-8 možno rozdeliť na štyri makrocykly (obr. 5/2). Tri spodné majú trend zmenšovania zrna smerom nahor a vrchný má opačný trend, t. j. zväčšovanie zrna smerom nahor. Sedimenty dvoch spodných makrocyklov vznikali v jazernom prostredí. Riečne prostredie vzniku je nepravdepodobné, lebo v súvrství chýbajú polohy štrku, typického litotypu riečnej korytovej fácie. Okrem toho, sfarbenie ílovca, resp. prachovca je monotónne, zelenosivé a sivé, aké býva v jazerných sedimentoch, v redukčnom prostredí (riečne sedimenty bukovinského súvrstvia v Lučenskej a Ipeľskej kotline majú pestré, rýchlo sa striedajúce zelené a červené, resp. fialové sfarbenie; Vass et al., 1979; Vass a Elečko et al., 1992). V určitom období sa jazero zmenilo na močiar s bujnou vegetáciou, v ktorom vznikol sloj zemitého uhlia (vrt VVL-8), resp. uhoľnej bridlice (vrt VVL-17b).

Vrchný makrocyklus vo vrte VVL-8, ako aj vo vrte VVL-15p pozostáva z pozitívne gradačných cyklov, ale celkový trend zrnitosti naznačuje hrubnutie zrna smerom nahor. Tento trend naznačuje, že sedimenty môžu predstavovať dejekčný kužeľ riečneho toku vyúsťujúceho do jazera. Narastanie zrnitosti sa prejavuje pribúdaním piesčitých polôh na úkor pelitických. Možno konštatovať, že dynamika sedimentačného prostredia bola relatívne nízka. Z toho sa vymykajú polohy s laamináciou, ktorá mohla vznikať účinkom energických prúdení v hornom prúdovom režime.

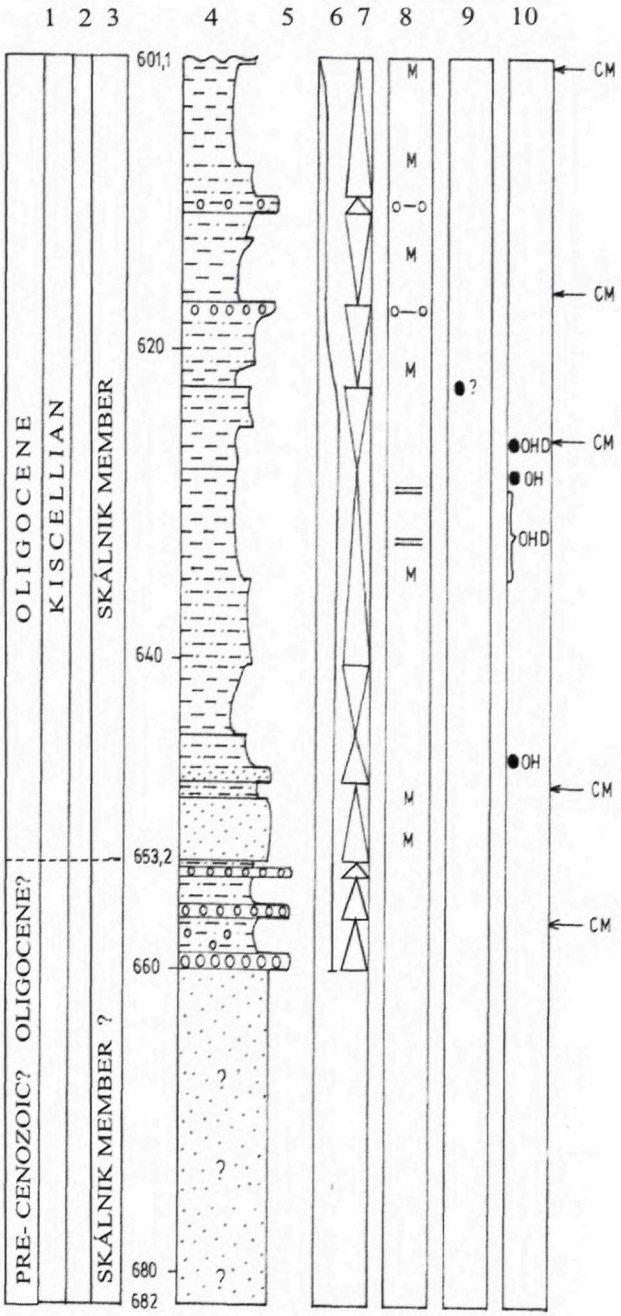
Z toho, čo sme uviedli, vyplýva, že počas sedimentácie kontinentálneho súvrstvia na severnom svahu šahan-





Obr. 5/2 – *Fig. 5/2.*

Obr. 5/1 – *Fig. 5/1.*



1– Chronostratigraphy
2 – Lithostratigraphy
3 – Depth in metres
4 – 5Lithology
6 – Trend of granulometry
7 – Cycles
8 – Sedimentary structures
9 – Fauna
10 – Fragments of plants

Obr. 5/3. – *Fig. 5/3.*

Obr. 5 Raný miocén až oligocén vo vrte VVL-8. Vrt o. i. preniknol cez uhoľný sloj nízkej kvality v bukovinskom súvrství (kontinentálny neskorý egenburg), ekvivalenty fiľakovského súvrstvia (morský raný egenburg) a skálnické vrstvy (kontinentálny kišcel). Ekvivalenty egeru a väčšej časti kišcelu (krupinské súvrstvie?), ako aj uhoľný sloj pôtorských vrstiev boli epigeneticky eliminované poklesovými zlomami.

Vysvetlivky (spoločné pre obr. 5 – 9):

Litológia: 1 – íl/ílovec; 2 – pevný ílovec; 3 – prach/prachovec; 4 – piesok/pieskovec; 5 – štrk/zlepenec; 6 – utopené obliaky; 7 – uhoľný sloj, polohy uhlia; 8 – uhoľná bridlica; 9 – ryodacitové tufy; 10 – ryodacitové tufity až tufitické pieskovce; 11 – hlina a pôda.

Sedimentárne textúry a tektonika: 1 – cyklické zvrstvenie, gradačné zvrstvenie; 2 – laminácia; 3 – zvrstvenie; 4 – nepravidelné zvrstvenie; 5 – škvrnitá laminácia; 6 – vlnité zvrstvenie (laminácia); 7 – šošovkovité zvrstvenie; 8 – šikmé zvrstvenie; 9 – čerinová laminácia; 10 – kopčekovité šikmé zvrstvenie (hummocky cross-bedding); 11 – parting lineation; 12 – masívna textúra; 13 – prehnetená textúra; 14 – vtláčanie; 15 – konvolútová laminácia; 16 – textúra po unikajúcej vode; 17 – bahenné praskliny; 18 – odtlačky dažďových kvapiek; 19 – závalky; 20 – konkrécie $CaCO_3$; 21 – bridličnatý a lastúrnatý rozpad; 22 – kockovitý rozpad; 23 – sedimentárne cykly, pozitívny a negatívny väčší ako 1 m; 24 – sled sedimentárnych cyklov menších ako 1 m; 25 – *pebbly mudstone*; 26 – tektonické zrkadlo.

Fauna a flóra: 1 – výskyt fauny a flóry; 2 – brakická fauna (B), morská fauna (M); 3 – lumachela; 4 – suchozemská, resp. sladkovodná fauna; 5 – ostrakóda; 6 – zuby cicavcov; 7 – rybie zúbky; 8 – neidentifikovateľná, resp. problematická fauna; 9 – rastlinná drvina; 10 – zvýšený podiel organickej hmoty (tmavo sfarbená poloha); 11 – laminy, úlomky uhlia; 12 – uhoľná bridlica (tenké polohy); 13 – „burrows"; 14 – miesta odberu vzoriek (F – foraminifery, NN – nanoplanktón, M – makrofauna, X – sterilná vzorka, Py – pyrolýza, V – odraznosť vitrinitu, OP – optická pórovitosť, P – petrografia, CM – ílová mineralógia).

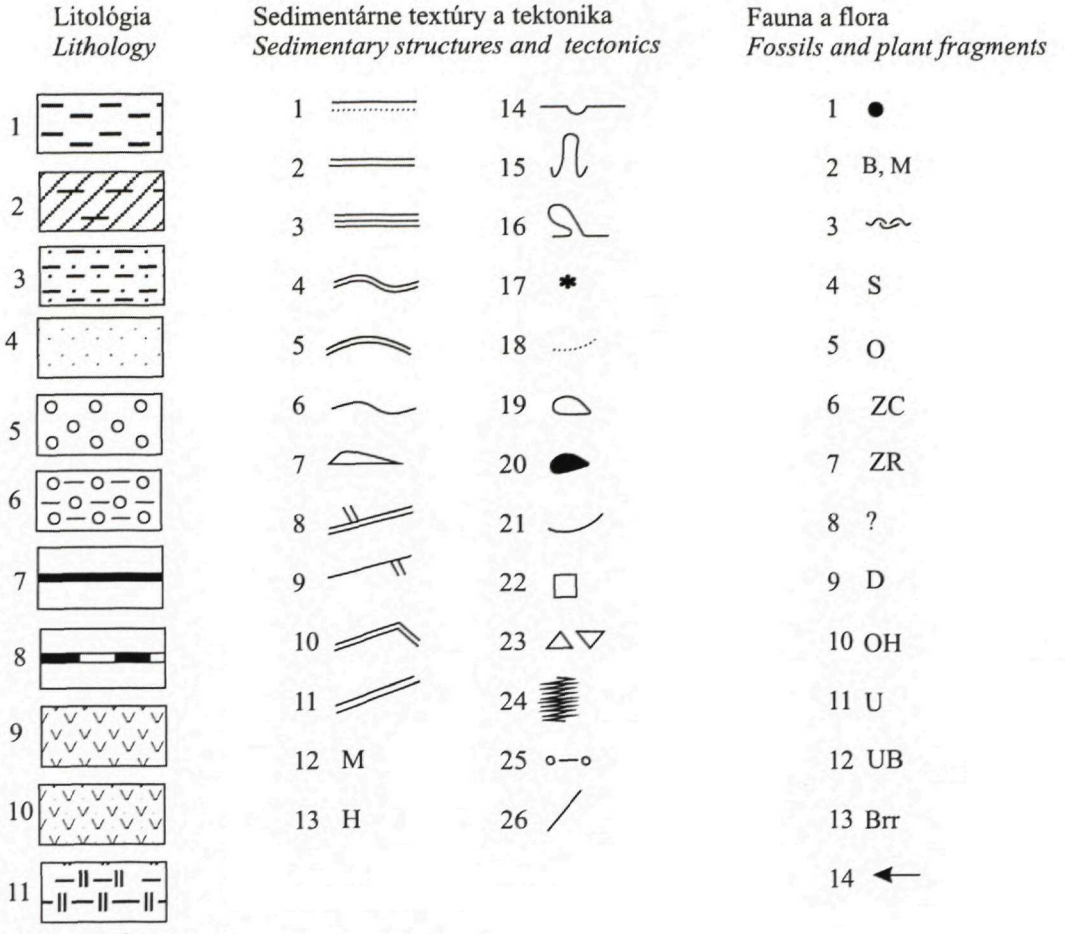
Fig. 5 Early Miocene – Oligocene in the borehole VV-8. The borehole penetrated beside other the low quality coal seam of Bukovinka Formation (continental Late Eggenburgian), the equivalents of Fiľakovo Formation (marine Early Eggenburgian) and Skálnik Member (continental Kiscellian). The equivalents of Egerian and major part of Kiscellian (Krupina Formation?) as well as the coal seam of Pôtor Member (Ottnangian) are missing being epigenetically eliminated from the section by normal faults.

Explanations (common for Fig. 5 – 9):

Lithology: 1 – clay/claystone; 2 – solidified claystone; 3 – silt/siltstone; 4 – sand/sandstone; 5 – gravel/conglomerate; 6 – pebbles dispersed in matrix; 7 – coal seam, thin layers of coal; 8 – coaly shale; 9 – rhyodacite tuff; 10 – rhyodacite tuffite, tuffaceous sandstone; 11 – loam and soil.

Sedimentary structures and tectonics: 1 – cyclic and/or graded bedding; 2 – lamination; 3 – bedding; 4 – irregular bedding; 5 – patchy lamination; 6 – wavy bedding/lamination; 7 – lenticular bedding; 8 – cross-bedding; 9 – ripple lamination; 10 – hummocky cross-bedding; 11 – parting lineation; 12 – massive structure; 13 – kneaded structure; 14 – loading; 15 – convolute lamination; 16 – water escape structure; 17 – mud cracks; 18 – imprints of rain drops; 19 – clay gall; 20 – $CaCO_3$ concretion; 21 – slate splitting; 22 – cube form splitting; 23 – sedimentary cycles normal and reverse larger as 1 m; 24 – series of sedimentary cycles each lesser as 1 m.

Fossils and plant fragments: 1 – occurrence of fossils and plant fragments; 2 – hyposaline fauna (B), marine fauna (M); 3 – lumachelle; 4 – fresh water or terrestrial fauna; 5 – ostracodes; 6 – mammal teeth; 7 – fish teeth; 8 – unidentified or problematic fauna; 9 – plant debris; 10 – high content of organic matter (rock of dark to black colour); 11 – laminae, fragments of coal; 12 – coaly shale (thin layers); 13 – burrows; 14 – samples (F – foraminfers, MN – nannoplankton, M – macro fauna, X – sterile sample, Py – pyrolysis, V – vitrinite reflectance, OP – optic porosity, P – petrography, CM – clay mineralogy).



Legenda k obr. 5 – 9. *Common for figs. 5 – 9.*

skej elevácie bolo jazero s paludálnym eventom, keď v močiarnom prostredí vznikalo uhlie a uhoľná bridlica. Prítomnosť polôh „pebbly mudstone" a prehnetené textúry indikujú aktivitu subakválnych sklzov a zosuvov. Svedčí to o tektonickej nestabilite. Sklzy boli zrejme vyvolané zemetrasnými pohybmi.

Na šahanskej elevácii, resp. na jej suchobrezovskom segmente bukovinské súvrstvie sa ukladalo v odlišných podmienkach. Podľa litológie vrchnej časti súvrstvia, cez ktorú prenikol vrt VVL-1 v hĺbkovom intervale 547,0 – 574,0 m, teda jej hrúbka je 27 m (obr. 8), možno súdiť, že prevŕtaná časť súvrstvia vznikala v riečnom prostredí, lebo sú tam polohy štrku. Sedimentačné cykly majú pozitívnu gradáciu a aj celková zrnitosť poukazuje na trend pozitívnej gradácie, t. j. zmenšovania zrna smerom nahor. Riečne prostredie sa opakovane menilo na paludálne (močiare na aluviálnej nive). Svedčia o tom polohy uhoľnej bridlice a tmavých ílov. Jedna poloha uhoľnej bridlice je medzi polohami ryodacitových tufov, čiže vznikla v období medzi dvomi spadmi sopečného materiálu transportovaného vzdušnou cestou. Spodnú polohu predstavuje lapilový tuf so svetlou pemzou. Vrch vo vrte VVL-1 navŕtaného bukovinského súvrstvia pripomína sediment vzniknutý v jazere na aluviálnej nive (monotónna zelenosivá farba, pelitický vývoj).

Je pozoruhodné, že ryodacitové tufy na severnom svahu šahanskej elevácie sú jemnozrnnejšie a viac premenené ako tufy na šahanskej elevácii, resp. v Ipeľskej kotline. Jemnozrnnosť tufov je pravdepodobne následok väčšej vzdialenosti od vulkanických centier.

Nové poznatky o paleogeografických podmienkach, v ktorých vznikalo bukovinské súvrstvie v študovanej oblasti, prinieslo štúdium organickej hmoty (Milička a Pereszlényi in Vass et al., 1999). Analýzy metódou *Rock-Eval* po premietnutí do modifikovaného van Krevelenovho diagramu (obr. 23) ukázali, že kerogén uhoľného sloja preniknutého vrtom VVL-8 zodpovedá typu III, t. j. ide o kerogén vyšších drevnatých rastlín. Poznatky o flóre bukovinského súvrstvia z neďalekej Cerovej vrchoviny (Lipovany a Ipolytarnóc) prezrádzajú, že dominantné boli dreviny dažďového pralesa indikujúce vlhkú subtropickú až tropickú klímu (Jablonszky, 1914; Rásky, 1959; Němejc, 1967; Němejc a Knobloch in Papp et al., 1973; Hably, 1985; Sitár a Kvaček, 1997). V tejto klíme sa nedarilo hlavným uhľotvorným rastlinám, ako sú *Taxodiaceae* a *Myricaceae*, ktoré, naopak, bujneli počas vzniku pôtorských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia (otnang) [Planderová in Vass et al., 1979; in Vass a Elečko (eds.), 1992]. To je pravdepodobne hlavná príčina výraznej kvalitatívnej odlišnosti uhlia z bukovinského a salgótarjánskeho súvrstvia.

Močiare bukovinského súvrstvia nezarastali rastlinami, z ktorých by mohlo vznikať kvalitné uhlie, preto popolnatosť uhlia z bukovinského súvrstvia je taká vysoká.

Uhlie má nízku výhrevnosť, ako aj nižší obsah $C_{org.}$ (T. O. C.) a nižšiu hodnotu parametra s_2, teda množstva viazaných uhľovodíkov v uhlí (tab. 1).

Treba však poznamenať, že vlhká subtropická klíma počas vzniku bukovinského súvrstvia bola občasnou udalosťou. Celkový charakter súvrstvia na južnom Slovensku svedčí o teplej aridnej klíme. Poukazuje na to pestré sfarbenie ílov, pokiaľ vznikali v riečnom prostredí, ale aj peľové spektrá zo svetlých a pestrých ílov dominujúcich v súvrství.

Salgótarjánske súvrstvie; otnang

Na bukovinskom súvrství skrytodiskordantne leží salgótarjánske súvrstvie. Tak v Ipeľskej kotline, ako aj na severnom svahu šahanskej elevácie, resp. na elevácii možno toto súvrstvie rozdeliť na dva vrstvové členy: pôtorské vrstvy a plachtinský íl [Vass (ed.), 1983; Vass, 2002]. Salgótarjánske súvrstvie na severnom svahu šahanskej antiformy dosahuje hrúbku až 150 m. Je to hrúbka porovnateľná s hrúbkou súvrstvia v Ipeľskej kotline.

Pôtorské vrstvy

Pôtorské vrstvy vo vrte VVL-17b majú pravdepodobne pôvodnú hrúbku. Vrt cez ne prenikol v hĺbkovom intervale 575,8 až 628,7 m, t. j. v hrúbke 52,9 m (obr. 7).

Spodnú časť pôtorských vrstiev tvorí inverzný cyklus hrubý 10,3 m. Na jeho báze sú piesčité íly s uhoľným pigmentom, vyššie je uložený sloj hrubý 3,5 m (spodný sloj pôtorských vrstiev). Cyklus uzatvárajú zvrstvené ílovce až prachovce. Potom nasleduje piesčitý cyklus (na báze hrubozrnné piesky s rozloženými živcami, vyššie jemnozrnné piesky) hrubý 2 m. Ten striedajú strednozrnné piesky s biotitom a s drobnými utopenými obliačikmi kremeňa. Pôtorské vrstvy uzatvára nezreteľný cyklus tmavých, prevažne sivozelených prachov zakončený polohou tmavého prachovca (ekvivalent vrchného sloja pôtorských vrstiev?).

Jednotlivé cykly pôtorských vrstiev, s výnimkou bazálneho, majú tendenciu zmenšovania zrna smerom nahor. Podobný charakter má aj celkový trend vrstiev. Zmenšovanie zrna a len ojedinelý výskyt piesčitých polôh pokračuje aj do spodnej polohy nadložného plachtinského ílu.

Vo vrte VVL-8 pôtorské vrstvy pravdepodobne skracuje zlom. Ich hrúbka je iba 10,2 m. Aj hrúbka jediného sloja (ekvivalent spodného sloja) je relatívne malá (0,65 m). Zvyšok vrstiev tvoria piesky s makroskopicky viditeľnou negatívnou gradáciou (obr. 5/1).

Pôtorské vrstvy sú tektonicky redukované aj vo vrte VVL-15p. Sú hrubé iba 2,5 m (od 453,6 do 156,1 m). Uhoľný sloj, zrejme ekvivalent spodného uhoľného sloja, je hrubý iba 1,4 m. Tento relikt pôtorských vrstiev, zdá sa, predstavuje inverzný cyklus začínajúci sa tmavými zelenkavými a sivými ílmi, ktoré ostro prechádzajú do uhoľného sloja. Nad ním je sivý piesok s organickou drvinou (obr. 6).

Pôtorské vrstvy na šahanskej elevácii preniknuté vrtom VVL-1 sú hrubé 45,4 m (hĺbkový interval vrtu 501,6 až 547,0 m). Sú prekvapujúco prevažne pelitické, s polohami piesku, ojedinele aj s drobnozrnnými zlepencami. Na báze pôtorských vrstiev je uhoľný sloj hrubý 1,4 m. Druhý uhoľný sloj nie je vyvinutý. Reprezentujú ho uhoľné íly a uhoľná bridlica s hrúbkou 4,3 m. Prvý, t. j. vrchný sloj je hrubý 1 m. V pôtorských vrstvách možno pozorovať náznaky cyklického vývoja s pozitívnou gradáciou. Piesčité polohy na bázach cyklov sú relatívne tenké, íly, resp. prachy vo vrchnej časti cyklov prevládajú v pomere 1 : 5 až 1 : 9. Celkový trend zrnitosti v pôtorských vrstvách je zjemňovanie zrna smerom nahor (obr. 8).

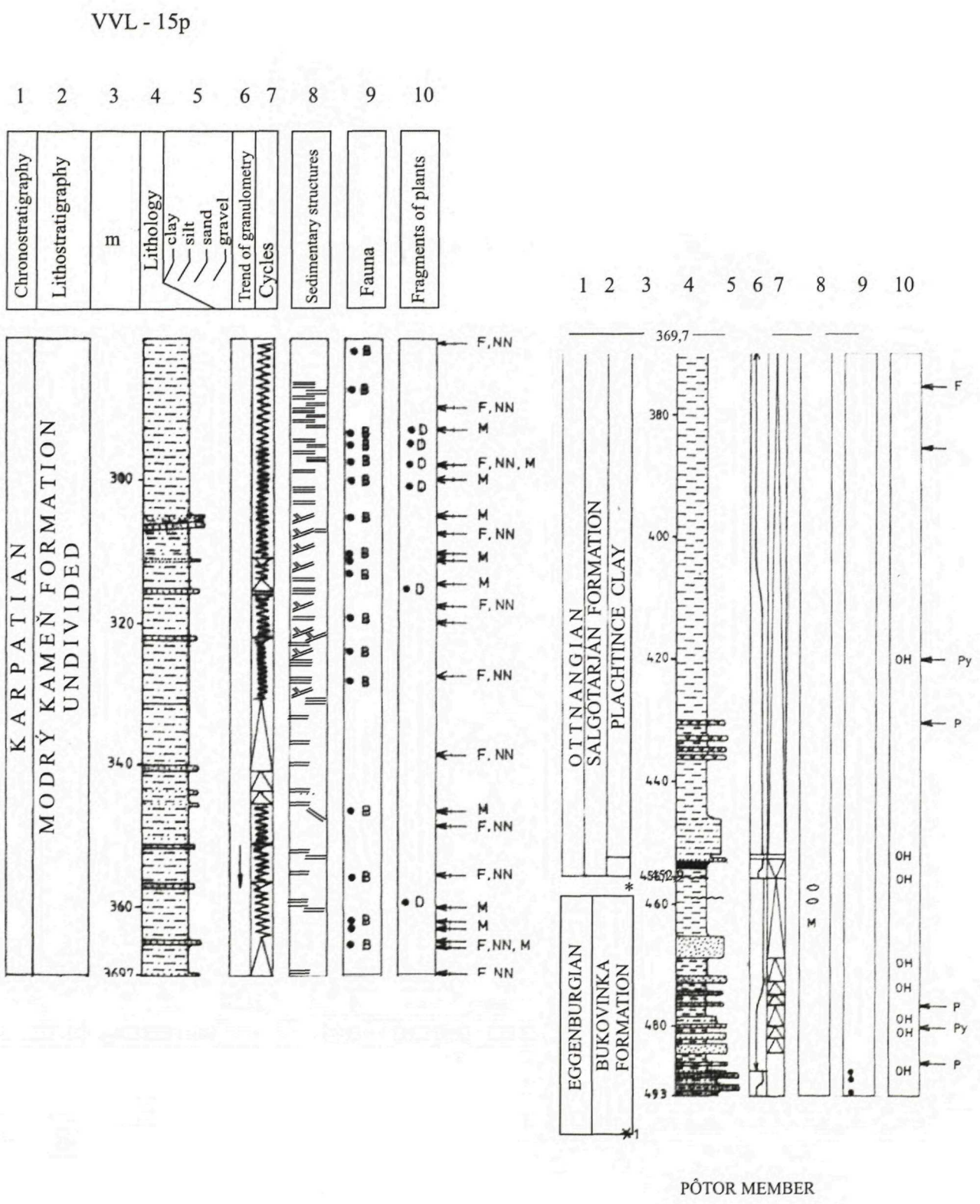
V pôtorských vrstvách preniknutých vrtom VVL-1 sa nachádzajú neobvykle hojné živočíšne skameneniny. Striedajú sa polohy so sladkovodnou faunou (*Candona* sp., *Bithynia* sp. – viečka) s oligohalinno-brakickými polohami (*Congeria* sp., *C. clavaeformis, C.* cf. *nucleolus*; Fordinál in Vass et al., 1995). Z rastlinných zvyškov okrem uhoľných slojov je prítomná hojná rastlinná drvina (sečka) a úlomky uhlia, resp. zuhoľnatené časti rastlinných tiel. Niektoré polohy ílov sú tmavo sfarbené a obsahujú zvýšené množstvo organickej hmoty.

V spodnej časti pôtorských vrstiev vo vrte VVL-17b sa našli sladkovodné tenkostenné gastropóda *Bithynia* sp. (Fordinál in Vass et al., 1997).

Na severnom svahu šahanskej elevácie pôtorské vrstvy vznikli v sladkovodnom a oligohalinnom prostredí. Litológia pôtorských vrstiev preniknutých vrtom VVL-17b poukazuje na prostredie aluviálnej nivy v dolnom toku rieky pred jej vyústením do jazera. Vývoj tektonicky skrátených pôtorských vrstiev vo vrte VVL-8 naznačuje prostredie progradujúcej delty alebo zapĺňanie riečneho koryta. Riečny tok sedimentoval a neerodoval. Charakter prúdenia neumožňoval vznik prúdových textúr. V pieskoch chýbajú útržky ílovcov alebo siltovcov. Rýchlosť toku a unášacia sila boli malé.

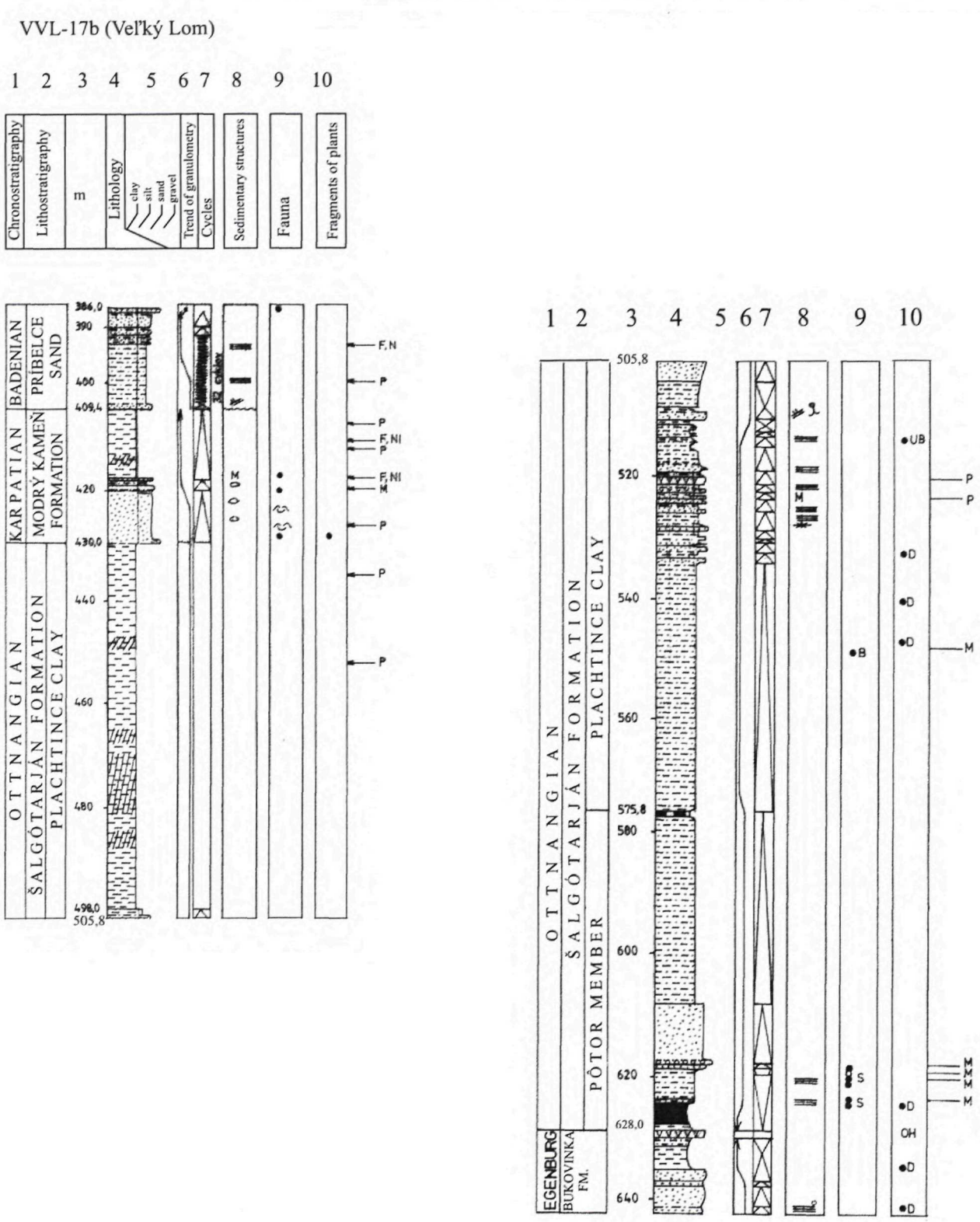
Litofaciálny vývoj tektonicky redukovaných pôtorských vrstiev vo vrte VVL-15p naznačuje, že na severnom svahu šahanskej elevácie paludálne prostredie aluviálnej nivy, v ktorom vznikalo uhlie, náhle vystriedalo riečne prostredie, v ktorom sa ukladali piesky. Piesky môžu byť korytovou fáciou riečneho toku s malou energiou alebo tvoria riečne agradačné valy. Mohlo ísť aj o pokračovanie vývoja deltového kužeľa riečneho toku vyúsťujúceho do jazera počas ukladania vrchnej časti bukovinského súvrstvia. Ak by to bolo tak, potom opísané sedimenty pôtorských vrstiev by vznikali na hornej plošine delty.

Pôtorské vrstvy na šahanskej elevácii preniknuté vrtom VVL-1 vznikali v prostredí aluviálnej nivy v dolnom toku rieky tesne pred jej vyústením do vodného, zrejme jazerného bazénu, kde rieka prevažne sedimentovala a neerodovala. Jej unášacia sila bola malá. Rieka bola schopná priniesť prevažne pelitický, menej piesčitý materiál, úplne ojedinele aj drobný štrk. Oligohalinná brakická fauna, ktorá sa strieda so sladkovodnou, upozorňuje na blízkosť hyposalinickej morskej lagúny alebo zálivu. Ingresie hyposalinickej vody občas prenikali na aluviálnu riečnu nivu na šahanskej antiforme, ale na jej severný svah neprenikli. Iným možným prostredím vzniku pôtorských vrstiev z vrtu VVL-1 je delta v transgresívnej, teda nie progradačnej (regresnej) fácii, presnejšie vrchná deltová rovina, t. j. miesto, kde sladkovodné riečne prostredie sa prelína s osladeným okrajovým morským prostredím.



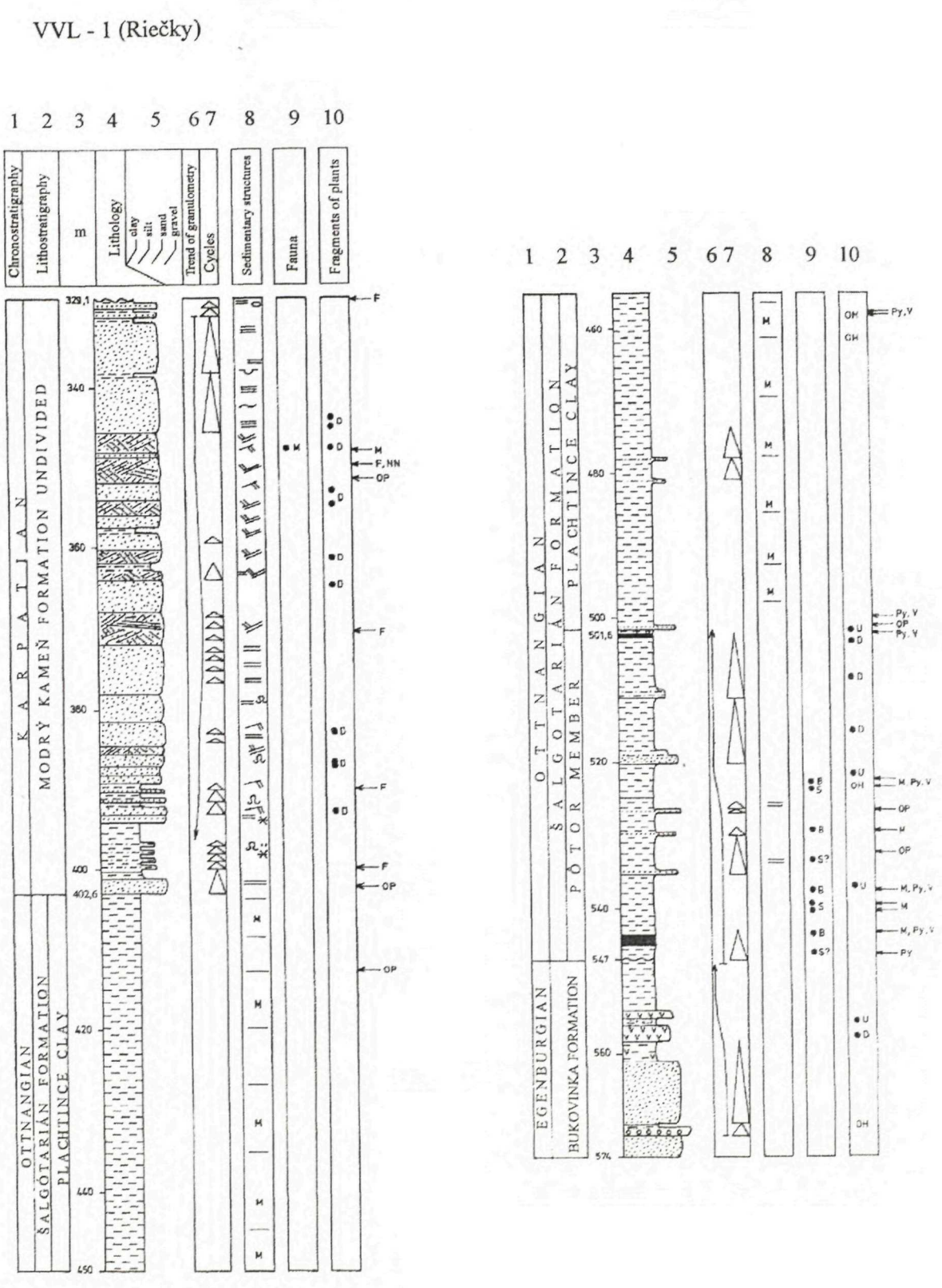
Obr. 6 Raný miocén (neskorý egenburg až karpat) vo vrte VVL-15p. V celom profile modrokamenského súvrstvia je hyposalinická endemická fauna mäkkýšov (spoločenstvo *Rzehakia – Cardium – Siliqua*). Fauna spolu s početnými sedimentárnymi textúrami poukazuje na sedimentačné prostredie polooddelenej lagúny.
Vysvetlivky: pozri obr. 5.

Fig. 6 Early Miocene (Late Eggenburgian – Karpatian) in the borehole VVL-15p. In the whole profile of Modrý Kameň Formation there are hyposaline, endemic molluscs (association Rzehakia – Cardium – Siliqua). The fossils together with frequent sedimentary structures prove that the semidetashed lagoon was the dominant environment.
Explanations: see Fig. 5.



Obr. 7 Raný miocén a báza stredného miocénu vo vrte VVL-17b. Príbelský piesok je cyklický. Plachtinský íl/ílovec má atypický vývoj. Zatiaľ čo pre tento člen je charakteristický monotónny vývoj, vo vrte VVL-17b spodnú časť tvorí siltovec, v strednej časti sa striedajú polohy siltovca a pieskovca, resp. ryodacitového tufu, a až vo vrchnej časti prevláda ílovec s hrubými polohami pevného ílovca. V spodnej časti pôtorských vrstiev v nadloží 3. (spodného) uhoľného sloja je nezvykle hojná sladkovodná a oligohalinná fauna. V strope pôtorských vrstiev je uhoľná bridlica – reprezentant 1. alebo 2. uhoľného sloja. Vysvetlivky: pozri obr. 5.

Fig. 7 Early Miocene and the base of Middle Miocene in the borehole VVL-17b. The Príbelce Sand is cyclic. Plachtince clay/claystone is lithologically atypical. Meanwhile the monotonous clay lithology is generally typical for the member, in the borehole VVL-17b lower part is siltstone, in the middle part there is alternation of siltstone and sandstone, eventually there are layers of rhyodacite tuff and only the upper part of the member is built up by claystone with thick layers of solidified claystone. In the lower part of Pôtor Member, over, the 3rd (lower) coal seam there is unusually abundant freshwater and oligohaline fauna. The Pôtor Member is topped by the coaly shale-equivalent of the 1st or 2nd coal seam. Explanation: see Fig. 5.



Obr. 8 Raný miocén vo vrte VVL-1. Pozoruhodná je pestrá a na sedimentárne textúry bohatá litológia modrokamenského súvrstvia, ktorú nemožno rozčleniť ako v Ipeľskej kotline na tri členy. Svedčí o plytkovodnom prostredí vzniku, najskôr v polooddelenej lagúne, hoci nálezy fauny sú sporadické. Úlomky dreva sú, naopak, časté. V pôtorských vrstvách je vyvinutý reprezentant vrchného uhoľného sloja. V pôtorských vrstvách sú hojné suchozemské a oligohalinné mäkkýše. Vysvetlivky: pozri obr. 5.

Fig. 8 Early Miocene in the borehole VVL-1. Remarkable is variable and rich in sedimentary structures lithology of Modrý Kameň Formation. The formation is not possible to subdivide into three individual members as in the Ipeľská kotlina Depression. It is the proof of the shallow water environment in semidetashed lagoon. The occurrences of fossils are rare the plant fragments are frequent. In the Pôtor Member there are relatively frequent terrestrial and oligohaline molluscs and there is the equivalent of the upper coal seam.

Počas sedimentácie pôtorských vrstiev na šahanskej elevácii na jej severnom svahu, obzvlášť v čiastkových depresiách za elevációu, podobne ako v Ipeľskej kotline v riečnom alúviu sa vytvárali močiare. V nich vznikalo uhlie, resp. uhoľná bridlica a silty bohaté na organickú hmotu. Táto situácia sa vytvorila dvakrát – na začiatku ukladania pôtorských vrstiev, keď vznikol spodný uhoľný sloj, a na konci, keď vznikla uhoľná bridlica ako ekvivalent vrchného uhoľného sloja pôtorských vrstiev, resp. uhoľný sloj neveľkej hrúbky. Stredný sloj na severnom svahu šahanskej antiformy sa nikde nezistil.

Plachtinský íl (ílovec)

Plachtinský íl na severnom svahu šahanskej elevácie má odlišný vývoj ako v Ipeľskej kotline. Zatiaľ čo v Ipeľskej kotline dominantný litotyp vrstiev je monotónny ílovec s charakteristickým bridličnatým rozpadom, na severnom svahu antiformy sa vrstvy dajú litologicky rozčleniť na tri časti.

Vo vrte VVL-17b, kde plachtinský íl bol prevŕtaný v hĺbkovom intervale 430,0 – 575,8 m a je hrubý 145,8 m (obr. 7), jeho spodnú časť s hrúbkou okolo 40 m tvoria svetlosivé a zelenkavé prachovce, miestami prevrstvené jemnozrnnými pieskami so zuhoľnatenou rastlinnou sečkou. Prachovce majú monotónny vývoj a nejavia znaky cyklickosti. Pravdepodobne ide o jazerné sedimenty usadené v dynamicky málo aktívnom prostredí.

Strednú časť plachtinského ílu hrubú necelých 40 m tvorí cyklické striedanie pieskov a siltov, ojedinele aj ílov. Bolo možné identifikovať tu 20 zväčša pozitívnych cyklov na báze s pieskami a končiace sa siltmi. Vo vrchnej časti tejto polohy je niekoľko inverzných cyklov. Stredná poloha plachtinských vrstiev má tendenciu zväčšovania zrna: hrúbka cyklov smerom nahor narastá z 1 až 1,5 m na 4,5 – 5 m. Prachovce bývajú zvrstvené alebo laminované, ojedinele masívne. Piesky/pieskovce sú šikmo zvrstvené, možno v nich pozorovať textúry po unikaní vody a útržky ílu, resp. siltu, celkom ojedinele aj bahenné praskliny. Rozpraskané sú pelitické preplástky uprostred pieskovcov. Inverzný trend gradácie a prúdové sedimentárne textúry (šikmé zvrstvenie a pravdepodobne aj laminácia) naznačujú vznik v prostredí riečnej delty progradujúcej do jazerného prostredia. Sedimenty sa občas vynorili, o čom svedčia textúry bahenných prasklín. V strednej časti plachtinských vrstiev sú polohy ryodacitového, resp. ryolitového jemnozrnného pemzového tufu hrubé 1 m až 1,4 m.

Vrchná časť plachtinského ílu je hrubá takmer 70 m. Jej litologický vývoj je rovnaký ako vývoj plachtinského ílu v Ipeľskej kotline. Sú to monotónne íly s bridličnatým rozpadom sivej farby bez náznakov cyklického vývoja. Jediným, no diagenetickým znakom, ktorý spestruje litologický vývoj, je to, že isté polohy ílovcov sú viac a iné menej spevnené. Ide zrejme o jazerné sedimenty, ktoré dokazujú, že progradácia riečnej delty sa zastavila a sedimenty pokojného jazerného prostredia prekryli deltové sedimenty.

Vo vrte VVL-8 bol plachtinský íl prevŕtaný v hĺbkovom intervale 355,7 – 444,6 m (88,9 m). Hrúbka vrstiev je pravdepodobne redukovaná, chýbajú ekvivalenty spodnej a strednej časti vrstiev. Dominuje monotónny ílovec s polohou siltovcov, vytvárajúc na báze jeden nevýrazný sedimentačný makrocyklus. V strope vrstiev sú dve polohy pieskovca prevrstvené a zakryté ílovcom. Vytvárajú tak dva menšie sedimentačné, pozitívne gradačné cykly (obr. 5/1). Monotónny pelitický vývoj plachtinských vrstiev svedčí o pokojnom sedimentačnom prostredí bez inter-vencie prúdov, vlnenia, vzdúvania a iných dynamických činiteľov. Masívna textúra ílovcov naznačuje rýchlu sedimentáciu z hustého prúdu, ktorého rýchlosť náhle opadla (Collinson a Thompson, 1989). Tento záver podporuje predpoklad málo dynamického prostredia vzniku plachtinských vrstiev.

Vo vrte VVL-15p bol plachtinský íl prevŕtaný v hĺbkovom intervale 369,7 – 453,4 m, teda jeho hrúbka je 83,4 m (obr. 6). Je pravdepodobné, že ide o neúplnú, tektonicky redukovanú hrúbku. Litologický vývoj tohto torza plachtinského ílu je podobný ako vývoj vrchnej časti vrstiev prevŕtaných vrtom VVL-17b. Sú to sivé ílovce s bridličnatým rozpadom, iba v ich spodnej časti je viac než 10 m hrubá poloha siltovca. Celkový trend vrstiev teda možno interpretovať ako jeden veľký cyklus so siltovcom na báze. V spodnej časti cyklu sú tri 3 až 8 cm hrubé polohy ryodacitových tufitov, resp. tufitických pieskovcov so šupinkami lesklého čierneho, teda čerstvého nepremeneného biotitu. Hojstričová (in Vass et al., 1997) mikroskopicky študovala jednu z týchto polôh. Veľkosť zŕn kolíše od 0,1 do 0,2 mm, sú vytriedené, ale slabo opracované. Tmeliaca hmota dominuje nad klastami v pomere 7 : 3. Klastický materiál tvoria vulkanogénne minerály, ß kremeň, biotit, sférolity, vulkanické sklo, ojedinele zrnká plagioklasu. Tmel tvorí jemnozrnný sericitový agregát s impregnáciami pyritu.

Plachtinský íl na šahanskej antiforme vo vrte VVL-1 je hrubý 98 m (hĺbkový interval 402,6 – 501,6 m; obr. 8). Tvorí ho výlučne monotónny ílovec s masívnou textúrou. Sedimentačné cykly nie sú vyvinuté a absentujú akékoľvek textúry. Podobný vývoj má plachtinský íl v Ipeľskej kotline. Vznikol v jazernom, málo dynamickom prostredí rýchlou sedimentáciou z hustého prúdu, ktorého rýchlosť náhle poklesla.

V opisovaných profiloch plachtinských vrstiev sa iba ojedinele našla fauna. V spodnej časti vrstiev sa našla *Congeria* sp., ktorá poukazuje na slabo brakické prostredie jazera (Fordinál in Vass et al., 1997). Zlinská (in Vass et al., 1997) našla ojedinelé jedince morskej foraminifery *Cibicidoides pseudoungarianus* a rybie zúbky (vrt VVL-15p). Ich prítomnosť uprostred jazerných sedimentov umožňuje dvojakú interpretáciu: a) do jazerného prostredia epizodicky prenikla morská voda a umožnila krátkodobú kolonizáciu prostredia morskými foraminiferami; b) pravdepodobnejší je posmrtný transport foraminifer, ktorý svedčí o prepojení jazera s morským bazénom, pričom by v jazere bolo slabo brakické prostredie. Morská ingresia do jazerného prostredia sedimentácie plachtinského ílu na jz. okraji Lučenskej kotliny bola opísaná v prácach Vass et al. (1987) a Škvarka et al. (1989). Z uvedeného vyplýva, že náznaky prieniku alebo prepojenia s morským prostredím cez dačovolomskú prepadlinu pozorujeme aj na jej severnom svahu, teda v tyle šahanskej antiformy.

Modrokamenské súvrstvie; karpat

Najúplnejší profil modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej elevácie poskytol vrt VVL-15b. Súvrstvie bolo prevŕtané v intervale 281,25 – 369,70 m, t. j. je hrubé 88,45 m (obr. 6). V celom profile dominuje cyklické striedanie pieskovcov a siltovcov. Cykly sú zväčša hrubé od 0,2 do 1 m. Ojedinele sa objavujú aj väčšie cykly. Najväčší z nich má hrúbku 9,5 m, ale aj v ňom, v jeho siltovej časti, sú tenké vložky pieskovca, takže cyklus by bolo možné detailnejšie členiť. Niektoré z cyklov sú inverzné (zrno hrubne smerom nahor). Celkový trend zmeny zrnitosti je pozitívny, a to kvôli zmenšovaniu cyklov smerom nahor. V sedimentoch možno pozorovať početné sedimentárne textúry. Medzi najčastejšie patrí horizontálne zvrstvenie a horizontálna laminácia, primárna prúdová lineácia (parting lineation), malé šikmé zvrstvenie a stopy po dažďových kvapkách.

Vrchnú časť súvrstvia tvorí asi 25 m hrubá poloha. V nej sa v drobných cykloch striedajú vápnité prachovce a jemnozrnné pieskovce vytvárajúce malé cykly hrubé 20 – 80 cm. Hornina má bridličnatý rozpad a litologickým vývojom pripomína šlírové sedimenty sečianskych vrstiev.

Vo veľkolomskej depresii v modrokamenskom súvrství podľa vrtu VVL-8 podobne ako v Ipeľskej kotline možno vyčleniť medokýšske vrstvy, ale krtíšsky piesok a sečianske vrstvy sa rozčleniť nedajú. Okrem toho biofaciálny vývoj celého súvrstvia pripomína biofáciu medokýšskych vrstiev, o čom hovoríme ďalej. Modrokamenské súvrstvie vo vrte VVL-8 bolo prevŕtané v hĺbkovom intervale 314,30 – až 355,50 m, čiže jeho hrúbka je 41,20 m. Celé súvrstvie má cyklický vývoj. Cykly majú pozitívnu gradáciu a ich výška sa pohybuje od zhruba 0,5 m do 5 m. Cykly sú pomerne ostro oddelené, sú dvojzložkové (piesok a silt), zriedka trojzložkové (piesok, silt a íl). V rámci cyklov sú prechody medzi litotypmi neostré. V prípade medokýšskych vrstiev celkový trend gradácie je pozitívny, vo vrchnej časti súvrstvia je celkový trend zrnitosti negatívny, zrno hrubne smerom nahor (obr. 5/1).

Na plochách pieskovcov medokýšskych vrstiev sa zistila prúdová laminácia (parting lineation) v asociácii s horizontálnou lamináciou.

Vo vrte VVL-17b modrokamenské súvrstvie je silne redukované eróziou. Súvrstvie bolo prevŕtané v intervale 409,40 – 430,0 m, čiže jeho hrúbka je iba 20,6 m (obr. 7). Spodnú časť tohto erozívneho reliktu tvorí väčší cyklus. Na jeho báze sú opracované malé (do 1,5 cm) obliaky kremeňa, utopené v piesčitej základnej hmote. Hlavnú masu cyklu tvorí rozpadavý pieskovec so závalkami, resp. útržkami ílovca. Cyklus je zakončený 10-centimetrovou vrstvou rozpadavého ílovca. Vyššie nasleduje menší cyklus pieskovca – prachovca. V pieskovci sú útržky sivého ílovca veľké až 4 cm. Súvrstvie zakončuje asi 18-metrový cyklus začínajúci sa na báze tenkou lavicou (0,4 m) pieskovca s hojným biotitom, zrejme vulkanogénneho pôvodu. Pieskovec je masívny. Zvyšok cyklu tvorí sivý až tmavosivý vápnitý ílovec s bridličnatým kockovitým a črepinovitým rozpadom. Uprostred je asi 1 m hrubá poloha pevného ílovca. Tento posledný cyklus litologicky pripomína sečianske vrstvy modrokamenského súvrstvia. Všetky cykly majú pozitívnu gradáciu a celkový trend je tiež pozitívny – zrno sa zmenšuje smerom nahor. Eróznu redukciu hrúbky modrokamenského súvrstvia vo vrte VVL-17b potvrdzuje kôra zvetrávania, vyvinutá v strope súvrstvia. Ide o polohu hnedastých ílovcov hrubú 0,7 m, ktorá najmä sfarbením kontrastuje so sivými a modrosivými ílovcami najvyššieho cyklu súvrstvia. Na kôre zvetrávania transgresívne ležia príbelské piesky spodnobádenského veku, čiže erozívny zrez musel nastať pred raným bádenom. V tejto oblasti je to spoľahlivo doložené aj na iných miestach (Vass et al., 1979).

Na šahanskej elevácii podľa vrtu VVL-1 ekvivalentom modrokamenského súvrstvia sú piesčité sedimenty hrubé 74,5 m (hĺbkový interval 329,1 – 403,6 m; obr. 8), ktoré nemožno litologicky rozčleniť podľa klasickej schémy členenia súvrstvia v Ipeľskej kotline. Piesčité sedimenty majú prevažne cyklický vývoj. Jednotlivé cykly majú pozitívnu gradáciu, ktorá sa často prejavuje iba zjemňovaním pieskovca smerom nahor. V niektorých prípadoch vrchnú časť cyklu tvoria prachovce postupne sa vyvíjajúce z pieskovca. Jednotlivé cykly majú výšku okolo 1 m, ale hrúbka niektorých cyklov prevyšuje 5 m. Hranice medzi jednotlivými cyklami sú ostré, alebo aj menej zreteľné. Iba v spodnej časti súvrstvie je jedna niekoľko metrov hrubá poloha vápnitého ílovca. Celkový trend zrnitosti súvrstvia je reverzný, t. j. zrnitosť sa zväčšuje smerom nahor. Neprejavuje sa to hrubnutím zrna, ale narastaním hrúbky pieskovcových polôh. V súvrství sú hojné sedimentárne textúry.

Sedimentárne textúry v modrokamenskom súvrství a ich interpretácia

Litológia modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy nesie sedimentárny záznam plytkého prostredia. Celý profil súvrstvia, ako sme už uviedli, je piesčitý, alebo piesčitá je spodná časť súvrstvia a vrchná časť má cyklický vývoj a v cykloch sa striedajú piesok a silt, alebo dolná a horná časť súvrstvia je piesčitá, zatiaľ čo jej strednú časť tvorí vápnitý íl/ílovec. Litológia je nestála, mení sa na krátku vzdialenosť.

V modrokamenskom súvrství sa vyskytujú početné sedimentárne textúry. Pozorujeme v nich:

- odtlačky dažďových kvapiek,
- bahenné praskliny,
- *hummocky cross-bedding* (kopčekovité zvrstvenie),
- prúdovú lineáciu *(parting lineation)*,
- šošovkovitú, vlnitú a škvrnitú lamináciu,
- čerinovú lamináciu *(ripple lamination)* a šikmé zvrstvenie,
- textúry vtláčania,
- textúry po úniku vody.

Tieto textúry sa viac-menej viažu na osovú zónu šahanskej antiformy a na jej severný svah. Ďalšie štruktúry sú:

- laminácia,
- konvolútové zvrstvenie,
- biogénne textúry ako bioturbácia, bioklastické pieskovce a lumachely.

Boli opísané z medokýšskych vrstiev, bazálneho člena modrokamenského súvrstvia na južnom svahu šahanskej antiformy, čiže v Ipeľskej kotline.

Odtlačky dažďových kvapiek sa vyskytujú na vrchných plochách siltových lamín. Vytvárajú sieť plytkých malých jamôk. Ich rozptyl je relatívne veľký, nepokrývajú husto povrch vrstvy či laminy. Majú kruhový tvar s priemerom 1 cm a ich hĺbka je niekoľko milimetrov. Na okrajoch sú nepatrne vyvýšené obruby. Odtlačky dažďových kvapiek vznikli ako impakt veľkých kvapiek dažďa na nespevnený siltový sediment v čase jeho dočasného vynorenia. Dažďová spŕška bola krátka, len niekoľko kvapiek dopadlo na sedimenty. Keď sediment vyschol, v takom stave bol opäť zaplavený vodou a veľmi rýchlo pochovaný novou vrstvou bahenného sedimentu. To umožnilo konzervovanie odtlačkov dažďových kvapiek v horninovom zázname. Počas tohto procesu absentovala akákoľvek aktivita vetra. Keď sediment vyschol, vlnenie po opakovanom ponorení pod hladinou bolo vylúčené. Odtlačky dažďových kvapiek zvyčajne asociujú s bahennými prasklinami a spolu svedčia o extrémne plytkovodnom prostredí vzniku, kde z času na čas sa vynorilo dno.

***Humocky cross-bedding* (kopčekovité šikmé zvrstvenie)** je typická textúra tempestitov alebo pobrežia či plytkého šelfu s dynamikou kontrolovanou búrkami. Je to pomerne hojná sedimentárna textúra modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy. Uhol šikmého zvrstvenia je malý. Aj kopčeky *(hummocks)* sú malé: výška 1,2 – 2 cm, dĺžka, resp. šírka 6 – 7 cm. Kopčeky sú izometrické a sklon svahu je okolo 5°. Jemnozrnný piesok až silt tvoriaci kopčeky sa rozpadá pozdĺž povrchu lamín[1].

Podľa sedimentologickej literatúry kopčekovité šikmé zvrstvenie sa vyskytuje v plytkovodnom morskom prostredí. Jeho vznik súvisí s aktivitou vlnenia a epizodickým spôsobom sedimentácie. Zdá sa, že je to výsledok silnej a komplexnej aktivity vlnenia pod úrovňou vlnenia pokojnej vody. Výskyt tejto sedimentárnej textúry signalizuje silnú dynamiku prostredia. Najčastejšie ide o búrkovú činnosť, resp. o štádium jej kulminácie, keď vlnenie je najenergickejšie. Kopčekovité šikmé zvrstvenie predstavuje komplexnú textúru erózie a rýchlej sedimentácie na nepravidelne zvlnenom povrchu dna (Collinson a Thompson, 1989).

Piesok a silt, ktoré tvoria kopčekovité šikmé zvrstvenie v modrokamenskom súvrství na severnom svahu šahanskej antiformy, boli transportované na miesto sedimentácie počas búrok prúdmi generovanými a poháňanými vetrom a búrkovým vlnením. Vznik následkom turbiditného prúdu je málo pravdepodobný. Prúdy generované búrkovým prívalom, resp. vetrom vnikli do zálivu za šahanskou antiformou cez prieliv vytvorený s dačovolomskou prepadlinou. Energia prúdenia v zálive následkom splytčovania narastala. V plytkovodnom prostredí búrkové vlny dosiahli dno, rozrušili piesčito-siltovú lamináciu dnového sedimentu a formovali nové sedimentárne textúry – tempestity, zastúpené najmä kopčekovitým šikmým zvrstvením.

Prúdová lineácia *(parting lineation)* je sedimentárna textúra vyvinutá na plochách vrstvovitosti. Je to séria veľmi nízkych chrbtov a plytkých brázd. Vzdialenosť prvkov lineácie je malá, niekoľko milimetrov. Prúdovú lamináciu v modrokamenskom súvrství sme pozorovali na plochách rozpadu vrtných jadier. Jednotlivé chrbátiky a brázdy boli dlhšie ako priemer jadra (15 cm).

Prúdová lineácia je následok špeciálnych podmienok prúdenia. Jemnozrnný piesčitý a siltový detrit unášaný prúdom musí byť bez sľudy alebo jej obsah je zanedbateľný. Samotné prúdenie bolo silné a nehomogénne, vodné prostredie plytké. Takéto dynamické podmienky vznikajú vo vrchnom prúdovom režime (v hĺbke 20 cm stredná rýchlosť prúdenia je 65 až 120 cm . s^{-1} a veľkosť zrna kolíše od 0,03 do 0,5 mm; Harms et al., 1975). Za takýchto podmienok prúdenia čeriny a duny nevznikajú, resp. sú rozrušené a turbulencia je potlačená, alebo turbulentný prúd sa pohybuje ponad hladký povrch vrstvy či ponad dno. Od neho prúd delí viskózna vrstva charakterizovaná prúžkami s rôznou rýchlosťou pohybu. Vznikajúca lineácia je paralelná so smerom prúdenia a následkom diferencovaných, rýchlejšie a pomalšie sa pohybujúcich prúžkov viskóznej vrstvy je bezprostredne nad plochým dnom či vrstvou (Collinson a Thompson, 1989). Transport typu „flat bed", ktorý generuje prúdovú lineáciu, je charakteristický pre jednosmerné prúdenie. Vlnenie však môže viesť aj k vytváraniu plochých vrstiev s lineáciou, obzvlášť vlnenie s veľkou energiou pod zónou surfu môže generovať takéto textúry.

Prúdová lineácia poskytuje informácie o sile prúdenia, indikujúc horný prúdový režim, o plytkovodnom prostredí a o usmernenom prúdení, ale nie o polarite prúdu (Collinson a Thompson, 1989).

Šošovkovité zvrstvenie reprezentujú malé svetlosivé šošovky jemnozrnného piesku vnútri tmavšieho pelitu. Výška šošoviek je 0,2 – 0,6 cm a ich šírka je 2 – 3 cm. Zvláštnym prípadom šošovkovitého zvrstvenia je škvrnitá laminácia: extrémne nízke šošovky piesku sú svetlejšími „škvrnami" na plochách vrstvovitosti tmavších pelitov.

Šošovkovité zvrstvenie je zvláštny prípad prúdového zvrstvenia, ktoré vzniká pri fluktuácii rýchlosti a energie prúdenia. Silnejšie prúdenie formuje piesčité čeriny. Slabší prúd alebo absencia prúdenia umožňuje sedimentáciu jemnejších pelitických častíc, ktoré piesčité šošovky pochovajú.

Vlnité zvrstvenie má podobnú genézu, ale prúdenie podmieňujúce vznik zvrstvenia je aktívne dlhší čas. Prúd formuje kontinuitné čeriny. Keď energia prúdenia poklesne, čeriny pochová pelitický materiál a v takejto forme sa čeriny uchovávajú v hornine.

Niektoré polohy alebo pieskové lavice majú čerinovú lamináciu alebo sú šikmo zvrstvené. **Čerinová laminácia** býva zoskupená do zväzkov vysokých 1 – 2 cm, zatiaľ čo zväzky šikmého zvrstvenia sú vysoké okolo 15 cm. Obe sedimentárne textúry vznikli v dolnom prúdovom režime. Výška zväzkov je úmerná energii prúdenia. Šikmé zvrstvenie vznikalo pri silnejšom prúdení ako čerinová laminácia.

Paralelná laminácia (rytmity alebo laminity) vzniká v rôznych dynamických podmienkach. Laminácia obyčajne vzniká pri sedimentácii na ploché dno vo vrchnom aj spodnom prúdovom režime. V hornom prúdovom režime laminácia vzniká vtedy, keď sa rýchlosť prúdu pri

*[1] Sztanó (písomné oznámenie, 2003) sa podľa veľkostných parametrov domnieva, že textúry, ktoré sú tu opísané ako kopčekovité šikmé zvrstvenie, zodpovedajú skôr „washed-out ripples". Tie vznikajú v zóne prechodu z dolného do horného prúdového režimu (Oost a Baas, 1994).

dne rytmicky mení počas dlhšieho obdobia. Laminácia vzniknutá v hornom prúdovom režime je typická napríklad pre príbrežnú plážovú alebo plytkovodnú morskú sedimentáciu. Býva sprevádzaná prúdovou laminációu.

Laminácia vzniká aj v plytkovodnom, ale aj hlbokovodnejšom prostredí s malou dynamikou ukladaním častíc vypadávajúcich zo suspenzie. Plytkovodné prostredie vhodné na takúto sedimentáciu je napríklad prostredie pobrežných lagún.

Konvolútová laminácia vzniká deformáciou laminovaných sedimentov v neskonsolidovanom stave krátko po ich uložení. Laminy sedimentu bývajú deformované do tvarov podobných vrásam, obvykle do tvaru širokých alebo aj úzkych synklinál, ktoré sú samotné sprehýbané a detailne deformované. Konvolútová laminácia je výsledkom pôsobenia nadnášajúcich síl, keď nespevnený, vodou nasýtený jemnozrnný sediment podstupuje proces skvapalnenia (likvefakcia). V prípade modrokamenského súvrstvia skvapalnenie dnových jemnozrnných sedimentov vyvolali nárazy búrkových vĺn o dno a otrasy dna (Vass a Beláček, 1997).

Mechanizmus vzniku konvolútovej laminácie opísal Allen (1985). Veľkú konvolútovú lamináciu v medokýšskych vrstvách modrokamenského súvrstvia pri obci Malý Krtíš (v Ipeľskej kotline) opísali Vass a Beláček (1997). Konvolútové laminácie malých rozmerov sa našli v modrokamenskom súvrství na šahanskej antiforme (napr. vo vrte VVL-1 pri osade Riečky severne od mesta Modrý Kameň; Vass et al., 1995).

Deštrukčnou činnosťou bentických organizmov (bioturbáciou) boli miestami zničené primárne sedimentárne textúry. Takto bola často eliminovaná laminácia jemnozrnných sedimentov. Vo vrte VVL-30p pri osade Koprovnica sa zistili malé cykly, zjavne generované bioturbáciou. Spodnú vrstvu dvojzložkového cyklu hrubú okolo 8 – 9 cm tvorí jemnozrnný piesok, ktorého primárna laminácia bola úplne zotretá bioturbáciou. Táto vrstva je zakrytá masívnym siltom s približne rovnakou hrúbkou, akú má spodná vrstva. Bioturbáciu a vznik dvojzložkových cyklov môžeme interpretovať ako príznak plytkovodného prostredia. Bioturbácia upozorňuje na dobre vetrané prostredie. Úplné prepracovanie sedimentu bioturbáciou je známe napríklad na prílivových plošinách. Bentická fauna začína deštruovať nespevnený sediment bioturbáciou v čase nízkej hladiny, v čase odlivu. Pokles hladiny sa môže brať do úvahy aj pri bioturbácii jemného piesku a siltu modrokamenského súvrstvia. Keď bola primárna laminácia zničená bioturbáciou, hladina vody opäť stúpla a bioturbovaná vrstva sa pokryla novou vrstvou siltu. Jeho masívna textúra svedčí o tom, že sedimentoval v prostredí bez intervencie prúdenia alebo vlnenia.

Bioklastické pieskovce a lumachely sú typické pre tempestity usadené v relatívne plytkovodnom prostredí. Lumachely, akumulácie polámaných schránok molúsk sa našli vo vrte VVL-17 pri obci Veľký Lom (pozri obr. 1 a 7).

Fosílie modrokamenského súvrstvia

V modrokamenskom súvrství sú pomerne hojné organické zvyšky, najmä foraminifery, ale aj odtlačky a tenké schránky mäkkýšov a vápnitá nanoflóra. Na karpatský vek poukazuje *Uvigerina graciliformis*, druh, ktorého prvý výskyt sa udáva v karpate (Cicha et al., 1998), hoci Cicha (ústne oznámenie) našiel túto formu v otnangu z okolí Várpaloty v Maďarsku. Druhy ako *Globigerina ottnangensis*, *G. angustiumbilica*, *Cassigerinella boudacensis*, *Globorotalia acrostoma*, *Pappina bononiensis primiformis* a *P. parkeri breviformis* sú známe už od egenburgu. Prvé objavenie v otnangu charakterizuje druh *Globorotalia acrostoma*. Druh *Globigerina woodi* v centrálnej Paratétys je opísaný zväčša zo spodnobádenských sedimentov, ale Kantorová (1973) ho opísala z karpatu Ipeľskej kotliny. V spoločenstve foraminifer je prítomný aj druh *Nonion commune*, tenkostenný, znášajúci zníženie salinity, resp. žijúci v plytkomorskom prostredí (Holcová in Vass et al., 1995; Zlinská in Vass et al., 1997).

Z modrokamenského súvrstvia vo vrte VVL-15p bola opísaná aj vápnitá nanoflóra. Spoločenstvo je vcelku pestré a obsahuje druhy typické pre zónu NN4: *Sphenolithus heteromorphus* (indexová fauna zóny NN4, niekedy je opísaná aj zo zóny NN3 a vek jej prvého objavenia je 18,2 Ma (Berggren et al., 1995). V juhoslovenskom terciéri sa prvýkrát objavuje v sedimentoch morských ingresií do plachtinských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia (Šutovská, 1993). Ďalší, pre biostratigrafiu dôležitý druh je *Discoaster variabilis*, dosiaľ známy od karpatu. Prevládajúce druhy sú *Cocolithus pelagicus* a *C. eupelagicus*. Prítomné sú aj preplavené kriedové a eocénne druhy vápnitého nanoplanktónu (Halásová in Vass et al., 1997).

Z mäkkýšov sú v modrokamenskom súvrství prítomné najmä endemické formy *Rezhakia socialis*, *Cardium* sp., *Limnocardium* sp., *Siliqua* sp., *Melanopsis* sp., *Pisidium* sp. (Fordinál in Vass et al., 1995). Vo vrte VVL-15p sú tieto formy v celom profile modrokamenského súvrstvia. Na základe toho je súvrstvie biofaciálne podobné s medokýšskymi vrstvami v Ipeľskej kotline.

Podľa foraminifer a vápnitého nanoplanktónu modrokamenské súvrstvie na severnom svahu šahanskej elevácie, podobne ako v Ipeľskej kotline, má karpatský vek.

Sedimenty modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy vznikali, súdiac najmä podľa endemického spoločenstva mäkkýšov, v prostredí plytkej polozatvorenej hyposalinickej lagúny. Autochtónnymi formami v nej boli endemické formy akomodované na zníženú salinitu, konkrétne spoločenstvo *Rzehakia – Cardium – Siliqua*. Krehké schránky týchto mäkkýšov sa zachovali v dobrom stave a nie sú polámané ani opracované. Nešlo teda o asociáciu premiestnenú transportom a v žiadnom prípade nešlo o asociáciu resedimentovanú zo spodnej časti súvrstvia do jeho vrchných častí.

Foraminiferové spoločenstvá normálneho mora vrátane planktónu sú mechanicky vytriedené z hľadiska veľkosti aj tvarov. V spoločenstvách sa nachádzajú drobné tenkostenné schránky s predispozíciou na transport v suspenzii (Holcová, 1996). Možno to považovať za evidentné znaky alochtónnosti. Foraminifery boli prinesené do zálivu či lagúny v suspenzii vzniknutej pravdepodobne pri búrkach. Autochtónne spoločenstvo foraminifer je zložené z plytkovodných druhov (amónie, elfídiá, cibicidné foraminifery). Výskyty týchto foraminifer môžu reprezentovať úroveň maximálneho prehĺbenia prostredia

so sprievodným zvýšením salinity, takže v polouzavretej lagúne mohli prežívať foraminifery, aj keď len druhy odolné proti kolísaniu salinity.

Z nových poznatkov teda vychodí, že predstava Vassa (in Vass et al., 1979) o tom, že na severnom svahu šahanskej antiformy, teda za ňou, sedimentačné prostredie celého modrokamenského súvrstvia bolo podobné ako prostredie, v akom sa ukladali v Ipeľskej kotline (t. j. pred antiformou) medokýšske vrstvy, bola správna (obr. 19b). Spoločenstvo mäkkýšov s *Rzehakia socialis* vo vrte VVL-15p je v celom modrokamenskom súvrství, ktoré zrejme zodpovedá nielen medokýšskym vrstvám, ale aj krtíšskemu piesku a sečianskym vrstvám, hoci tie sa nedajú litologicky vyčleniť. Preto rzehakie museli perzistovať v lagúne za šahanskou elevaciou aj vtedy, keď v Ipeľskej kotline, čiže pred (off shore) šahanskou elevaciou, sa ukladali sečianske vrstvy, ktorých karpatský vek nikto nespochybnil. Snahu o oživenie myšlienky časovej synchrónnosti spodnomiocénnych sedimentov s rzehakiami v centrálnej Paratétys (Holcová, 2001a, b) treba korigovať v tom zmysle, že posledný výskyt rzehakií v jednej panve (v čelnej priehlbine na Morave a v Rakúsku) sa časovo prekrýva s prvými výskytmi rzehakií v inej panve (v Novohradskej panve).

V Novohradskej panve, ako to dokladáme v tejto práci, *Rzehakia socialis* ako autochtónna fauna bioasociácie sa nachádza aj vo vrchnej časti profilu modrokamenského súvrstvia. Vyskytuje sa tam, kde podmienky na život tejto endemickej formy sa udržali aj v období, keď v Ipeľskej kotline sa ukladali relatívne hlbokovodnejšie morské sečianske vrstvy. Námietku, že modrokamenské súvrstvie vo vrte VVL-15p je erozívne zrezané na geochróne stropu medokýšskych vrstiev v Ipeľskej kotline, treba zamietnuť. Študovaný profil modrokamenského súvrstvia je hrubý až takmer 90 m, zatiaľ čo priemerná hrúbka optimálneho vývoja medokýšskych vrstiev v Ipeľskej kotline je iba 40 m. Proti myšlienke o hlbokom zreze modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej elevácie svedčí aj to, že predbádenský zrez plošne postihol súvrstvie na celom území, kde je rozšírené (chýbajú sedimenty neskorého karpatu s *Globigerinoides bisphaericus;* Vass et al., 1979). Najhlbší zrez, ktorý odstránil celé súvrstvie a časť salgótarjánskeho súvrstvia, bol na východnom krídle dačovolomskej prepadliny, zatiaľ čo vrt VVL-15p bol situovaný uprostred prepadliny, kde zrez bol podstatne menší.

Čiastkové sedimentačné prostredia šahanskej antiformy a jej severného svahu v karpate

Podľa sedimentologických, najmä textúrnych znakov možno na šahanskej elevácii vymedziť niekoľko čiastkových prostredí.

Súdiac podľa vrtu VVL-1, prostredie sedimentácie na šahanskej elevácii bolo plytkovodné, morské. Výnimkou je bazálna poloha rozpadavého pieskovca, ktorá nasadá na íly plachtinských vrstiev. Pieskovec je laminovaný a možno ho interpretovať ako sediment vzniknutý v hornom prúdovom režime v riečnom prostredí pri záplavovom evente. Predstavuje výplň kanála na aluviálnej nive v režime „braided river" (Fejdiová in Vass et al., 1995).

Nad riečnymi sedimentmi je súbor morských sedimentov. Majú časté prúdové sedimentárne textúry, šikmé a čerinové zvrstvenie. Intenzita prúdu bola rôzna a výšky zväzkov šikmého zvrstvenia sú jej funkciou. Relatívne najslabšie boli prúdy, ktoré vytvorili čerinové zvrstvenie. Pieskovce s väčšími šikmými zvrstveniami môžu predstavovať sedimenty kanálov (Fejdiová, l. c.), ktorými piesčitý sediment vstupoval do panvy, alebo kanálov vzdúvania. Nálezy stôp po dažďových kvapkách a bahenné praskliny (Fejdiová, l. c.) upozorňujú na krátkodobé vynorenie sedimentov pred diagenézou. Vynorenie bolo také krátke, že nenastala oxidácia Fe^{2+} a zelenosivá farba sedimentu sa nezmenila.

Charakter zachovania foraminiferových spoločenstiev v spodnej časti súvrstvia poukazuje na dynamické prostredie, aktivované búrkovým vlnením. Búrkové vlnenie vytriedilo foraminifery podľa veľkosti. Malé jedince sa dostali do suspenzie a boli transportované z hlbších oblastí mora do plytkých oblastí, kde žili iba taxóny tolerantné k zníženej salinite ako *Ammonia* sp., *Haynesia* sp., resp. endemické mäkkýše *Rzehakia*, *Cardium* a pod. Objavenie týchto druhov iba v určitých polohách môže poukazovať na kolísanie salinity v priebehu sedimentácie (Holcová in Vass et al., 1995). Okrem toho, výskyt drobných poškodených jedincov spolu s normálne veľkými poškodenými jedincami poukazuje na možnosť preplavenia foraminifer zo starších sedimentov dosiahnuteľných prúdom a vyplavených jeho erozívnym účinkom, resp. účinkom vlnenia.

Celkový trend zrnitosti (hrubnutie smerom nahor), ako aj kolísanie salinity predpokladané na základe foraminifer naznačujú možnosť sedimentácie v deltovom prostredí.

Sedimentárne textúry a litológia modrokamenského súvrstvia na južnom svahu šahanskej antiformy, neďaleko jej osovej zóny a uprostred dačovolomskej depresie vo vrte VVL-30p upozorňujú na plytkovodné prostredie, kde sa významne uplatňuje dynamika búrkového vlnenia. V sedimentárnom zázname sú hojné plôché šikmé zvrstvenia, ktoré možno klasifikovať ako „hummocky cross-bedding", t. j. ako sedimentárnu textúru, signifikantnú pre búrkové sedimenty. Podobne konvolútová laminácia mohla vzniknúť ako následok búrkového vlnenia.

Ekvivalenty modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy vznikali prevažne v plytkomorskom, príbrežnom, hyposalinickom prostredí, podobnom prostrediu vzniku medokýšskych vrstiev, t. j. v zálive či lagúne nedokonale komunikujúcej s otvoreným morom. Aktivitu búrkového vlnenia naznačuje asociácia morských foraminifer, preplavená v suspenzii z hlbšieho a normálne slaného mora do zálivu. Ten v čase ukladania medokýšskych vrstiev zaberal nielen Ipeľskú kotlinu, ale cez dačovolomskú depresiu zasahoval aj na severné svahy antiformy.

Niektoré textúry ako nepravidelné zvrstvenie, škvrnitá laminácia či horizontálna laminácia naznačujú sedimentáciu v podmienkach horného prúdového režimu, čiže tiež v dynamickom prostredí. Horizontálna laminácia mohla vzniknúť aj sedimentáciou zo suspenzie generovanej búrkovým vlnením. Sedimentáciu v podmienkach prúdenia potvrdzuje aj prítomnosť prúdovej lineácie („parting lineation") na vrstvových plochách. Jej internou textúrou je

paralelná laminácia. Prúdenie bolo pravdepodobne generované búrkami. Aj útržky siltovca v pieskovci a konvolútová laminácia môžu byť následkom prúdov generovaných vlnením.

Vrchná časť súvrstvia s prevahou siltovcov naznačuje prehĺbenie prostredia oproti tomu, v ktorom vznikali medokýšske vrstvy. Celkový trend negatívnej gradácie však naznačuje postupný návrat plytkovodných podmienok a pripomína sled progradujúcej delty. Veľkostne vytriedené foraminifery redeponované v suspenzii, piesčitá laminácia, nesúvislé zvrstvenie a pravidelná laminácia poukazujú na dynamické prostredie agitované plytkovodným príbrežným prúdením a vlnením.

V modrokamenskom súvrství vo vrte VVL-17b je málo sedimentárnych textúr. Silné prúdenie schopné erodovať podložné ílovce naznačujú závalky ílovca v pieskovci a výskyt lavíc s bioklastickým materiálom (bioklastický pieskovec), ktoré mohli vzniknúť účinkom búrkového vlnenia. Celkový trend zrnitosti je normálny, t. j. smerom nahor sa zrnitosť zmenšuje a vrchná poloha pripomína litofáciu sečianskych vrstiev. Vrstvový sled zodpovedá postupnej transgresii. Regresívne deltové sedimenty zistené vo vrchnej časti súvrstvia vo vrte VVL-8 chýbajú. Pravdepodobne boli odstránené eróziou.

Na severnom svahu elevácie podľa vrtu VVL-15p modrokamenské súvrstvie bolo významne ovplyvňované búrkovým vlnením. Toto vlnenie prinášalo cez dačovolomskú prepadlinu morské foraminifery. Schránky tanatocenózy sú vytriedené podľa veľkosti a boli transportované v suspenzii. V strednej časti vrtu sa nachádzajú aj autochtónne väčšie netriedené spoločenstvá foraminifer z hyposalinického prostredia (podobné vrtu VVL-1). Svedčí to o aspoň krátkodobom zvýšení salinity na úroveň, pri ktorej môžu tieto foraminifery prežívať.

Autochtónne foraminifery sa nezistili vo vrte VVL-8, kde sa dá očakávať najnižšia salinita. Tá neumožňovala prežívanie ani hyposalinických foraminifer.

Stredný miocén, báden

V období po ústupe karpatského mora z priestoru Juhoslovenskej panvy vynorené časti územia budované spodnomiocénnymi sedimentmi sa podrobili denudácii. Výsledkom bolo podstatné zmenšenie pôvodného plošného rozsahu spodnomiocénnych sedimentov, ako aj ďalšia redukcia sedimentov ranej molasy (vrchná krieda – spodný paleogén). V priestore Krupinskej planiny po tomto denudačnom skrátení severnú hranicu rozšírenia spodnomiocénnych sedimentov v podloží bádenských vulkanitov predstavuje zhruba línia Krupina – Červeňany – Ábelová – Ľuboreč.

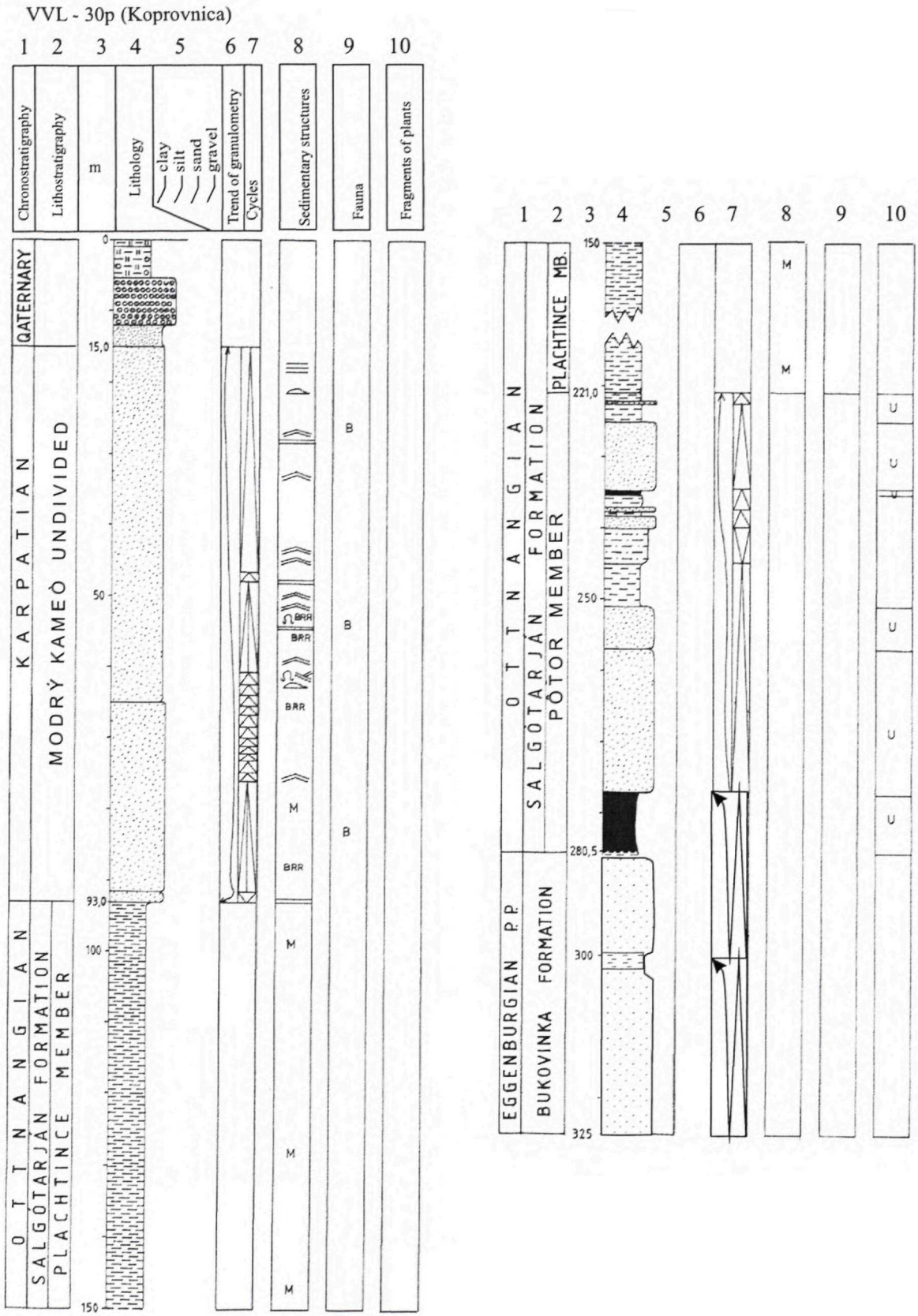
Príbelské súvrstve; spodný až včasný stredný báden

Príbelské súvrstvie (píbelské vrstvy, resp. príbelský piesok; Vass, 1977, 2002). – Hlavný litotyp súvrstvia je piesok, ale sú v ňom aj biohermné vápence, vápnité tufity a tufy a tufitické íly s hojnou morskou faunou. Práve kvôli litologickej pestrosti sme sa rozhodli túto litostratigrafickú jednotku, pôvodne definovanú ako vrstvy, klasifikovať ako súvrstvie. Súvrstvie obsahuje vulkanický materiál a vulkanoklastické horniny. Tým sa markantne líši od pieskov/pieskovcov spodnomiocénnych súvrství. Leží transgresívne a skrytodiskordantne na modrokamenskom súvrství. Vzniku príbelského súvrstvia predchádzala erózia, ktorá v celom regióne odstránila neskorokarpatské sedimenty s *Globigerinoides bisphaericus*. Na východnom krídle dačovolomskej prepadliny erózia odstránila celé modrokamenské súvrstvie a časť salgótarjánskeho (otnang) súvrstvia.

Na základe sedimentologických štúdií povrchových odkryvov pieskov vystupujúcich medzi Kosihovcami a Hornými Strhármi a na východnom okraji strhársko-trenčskej prepadliny pri obci Trenč bolo príbelské súvrstvie opísané ako vrstvový člen vzniknutý v plytkomorskom pobrežnom prostredí pod vplyvom rieky vstupujúcej do mora. Jej delta progradujúca zo severovýchodu zatláčala morské prostredie (Vass, 1977). Niektoré polohy piesku majú textúry svedčiace o vplyve morského prílivu a odlivu, resp. o vplyve vlnenia. Sú tam aj deformačné textúry a príznaky sedimentácie podvodných gravitačných tokov. V príbelskom súvrství sa zriedkavo nachádzajú aj organogénne vápence, resp. riasové biohermy a lumachelové polohy mäkkýšov, ako aj drvina ich lastúr. Biohermy vytvárajú stĺpcové útvary s vrstvičkami reprezentujúcimi rast biohermy, ktoré sa striedajú s piesčitým sedimentom vzniknutým v období, keď sa rast biohermy prerušil. Medzi biohermnými útvarmi sú „vaky" vyplnené hrubým pieskom a úlomkami schránok. Takéto biohermy vznikajú v recente, napr. na adriatickom šelfe, a reprezentujú eukoraligenné prostredie, pre ktoré sú charakteristické skonsolidované živé alebo odumreté biohermy zložené z rias, húb *(Porifera)*, bryozoí, solitárnych koralov, sesílnych a vagilných mäkkýšov. Podobné biohermy sú typické pre cirka- a infralitorálne prostredie v hĺbke 20 až 120 m. Iné biohermy vytvárajú útvary podobné kobercu. Pokrývajú zvlnený erozívny povrch tufitického pieskovca. Pieskovec má znaky bioturbácie [Baráth in Vozár et al. (eds.), 2002].

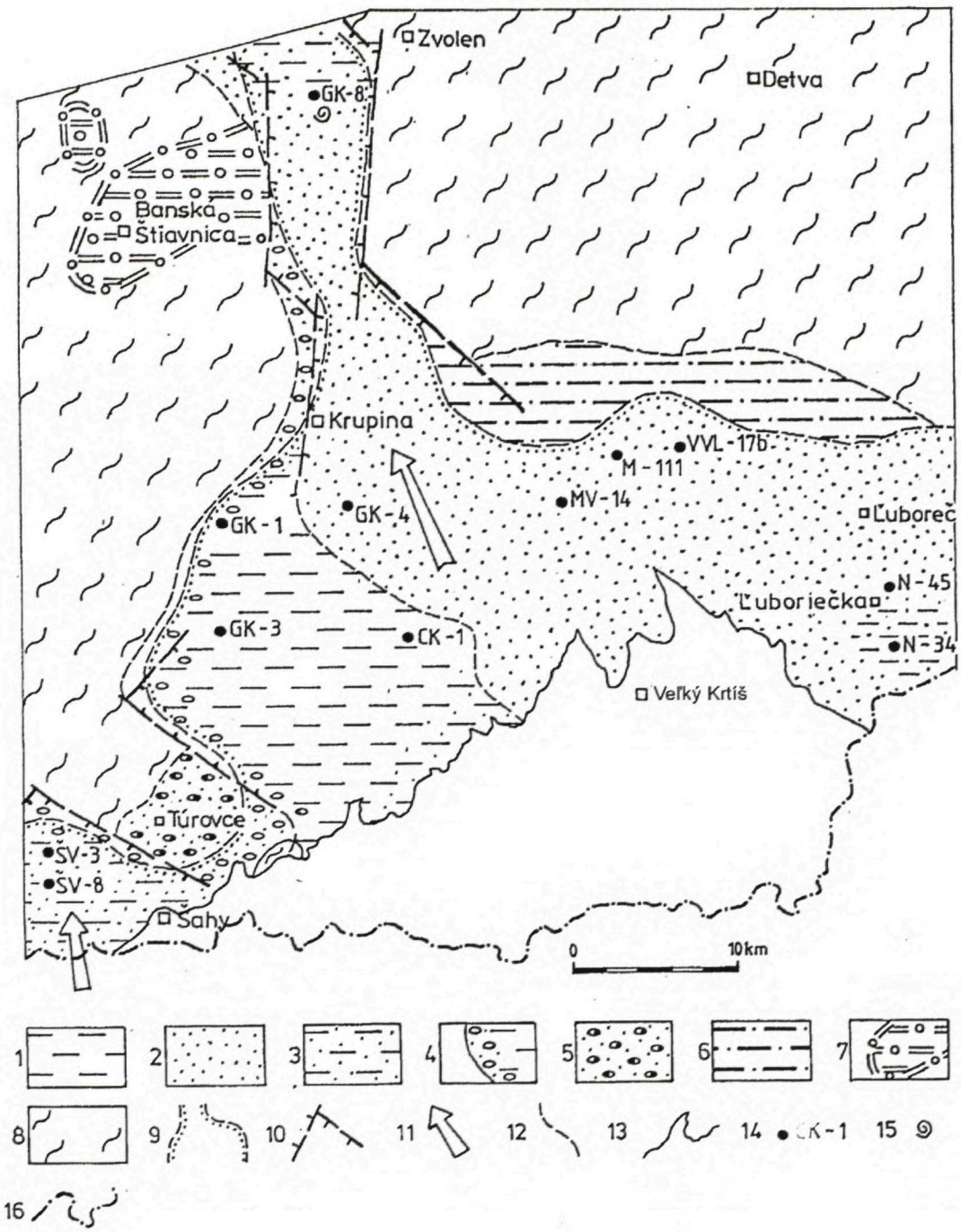
K týmto poznatkom o príbelskom súvrství sa v ďalšom texte nebudeme podrobnejšie vracať. Sústredíme sa na sedimentologické poznatky o tomto súvrství v podloží vulkanitov Krupinskej planiny, ktoré poskytol vrt VVL-17b. Vrt prenikol cez súvrstvie v hĺbkovom intervale 386,0 až 409,40 m, čiže jeho prevŕtaná hrúbka je 23,4 m (obr. 7). Súvrstvie tvorí piesok, ktorý má cyklický vývoj. V spodnej časti sú cykly hrubé okolo 0,5 m. Je ich spolu 32. V cykloch sa strieda hrubozrnný rozpadavý pieskovec na báze cyklu, ktorý sa postupne smerom nahor zjemňuje, a jemnozrnný rozpadavý pieskovec, ktorý prechádza do siltovca. Smerom do nadložia sa cykly zmenšujú, čo svedčí o normálnom trende gradácie cyklov. Pieskovec je vrstvovitý, resp. šikmo zvrstvený. Šikmé zvrstvenia sú zväčša ploché, s malým uhlom sklonu. V pieskovci možno makroskopicky pozorovať šupinky biotitu, pravdepodobne vulkanogénneho pôvodu. Vyššie sa dajú rozoznať dva väčšie cykly, v ktorých dominantné postavenie má tiež rozpadavý pieskovec s biotitom, pemzou a s úlomkami morskej fauny. Príbelské súvrstvie zakončuje poloha rozpadavého vulkanického pieskovca s hojnými obliačikmi kremeňa s veľkosťou do 2 cm. Je to pravdepodobne bazálna poloha neúplného (eróziou zrezaného) cyklu(?) alebo náznak inverznej gradácie.

Popri úlomkoch makrofauny sa v príbelskom piesku našla plytkomorská asociácia foraminifer s ojedinelými



Obr. 9 Raný miocén vo vrte VVL-30p. Modrokamenské súvrstvie je celé piesčité, nemožno ho litologicky členiť. Medzi sedimentárnymi textúrami sú aj také, ktoré poukazujú na búrkovú činnosť ako *hummocky cross-bedding* a konvolútová laminácia. Súvrstvie má tendenciu zjemňovania zrna smerom nahor. V pôtorských vrstvách je tenký ekvivalent vrchného uhoľného sloja.

Fig. 9 Early Miocene in the borehole VVL-30p. The Modrý Kameň Formation is sandy without possibility to be lithologically subdivided into individual members. Among the sedimentary structures there are those indicating the storm activity in shallow lagoon (hummocky cross-bedding, convolute lamination). The formation has a tendency of upward fining. In the Pôtor Member there is thin equivalent of the upper coal seam.



Obr. 10 Schéma rozšírenia sedimentov spodnobádenskej morskej transgresie (podľa Konečného et al., 2003). 1 – jemnozrnné tufitické sedimenty, prevažne siltovce až ílovce (v nadloží transgresívnej polohy); 2 – tufitické piesky (príbelské súvrstvie) – transgresívna fácia; 3 – tufitické piesky a jemnozrnné tufitické sedimenty; 4 – konglomerát a piesky, okrajová fácia transgresívnej polohy; 5 – kremité pieskovce a zlepence – turovské vrstvy (sladkovodné predtransgresívne sedimenty spodného bádenu); 6 – spodnomiocénne sedimenty (nečlenené); 7 – sedimenty paleogénu (pieskovce a zlepence eocénu); 8 – horniny predterciérneho podložia (nečlenené); 9 – hranice rozšírenia transgresívnej fácie príbelského súvrstvia; 10 – zlom; 11 – smer transgresie; 12 – neostré litologické rozhranie; 13 – denudačný okraj neovulkanitov; 14 – vrt; 15 – morská fauna; 16 – štátna hranica.

Fig. 10 Distribution of Lower Badenian marine transgresion deposites (after Konečný et al., 2003). 1 – Fine grained tuffitic sediments predominantly siltstone and claystone; 2 – Tuffitic sand (Príbelce Fm.); 3 – Tuffitic sand and fine grained tuffitic sediments; 4 – Conglomerate and sand of transgresive marginal facies; 5 – Quartzous sandstone and conglomerate – Turovce Mb. (freshvater pretransgresive sediments of Lower Badenian); 6 – Lower Miocene sediments (undivided); 7 – Paleogene sediments (sandstone and conglomerate – Eocene in age); 8 – Pre-Cenozoic (undivided); 9 – The boundaries of Príbelce Fm.; 10 – Fault; 11 – Direction of transgression; 12 – Gradual litologic boundary; 13 – Erosional margin of neovolcanites; 14 – Borehole; 15 – Marine fauna; 16 – State boundary.

planktonickými druhmi. Z biostratigraficky významných druhov sa tu našla *Globigerinella obesa*, ktorej obdobie vyhynutia je v ranom bádene, a *Orbulina suturalis*, ktorej prvé objavenie je v strednom bádene (Zlinská in Vass et al., 1997).

Pokiaľ ide o podmienky vzniku, najmä prítomnosť plytkomorskej fauny a piesčitý vývoj potvrdzujú staršie závery o genéze, že príbelské súvrstvie vzniklo v príbrežnej zóne plytkého epikontinentálneho šelfového mora s nepokojnou cyklickou sedimentáciou. Dynamika prostredia koncom každého cyklu opadla a po piesku sedimentoval silt. Epizódy pokoja s ílovou sedimentáciou absentujú.

Podľa nových biostratigrafických údajov v regióne Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny možno geochronologický vek príbelského súvrstvia spresniť. Pôvodne, keď v ňom neboli známe výskyty planktonických foraminifer vhodné na biostratigrafickú koreláciu, súvrstvie sa chronostratigraficky zaradilo do raného bádenu na základe superpozície: príbelské súvrstvie leží na modrokamenskom súvrství karpatského veku zrezanom eróziou, resp. na salgótarjánskom súvrství otnanského veku a je zakryté vulkanitmi vinickej formácie bádenského veku.

Neskôr sa v piesku našli planktonické foraminifery (Zlinská a Šutovská, 1991). Tieto nálezy fauny potvrdili ranobádenský vek súvrstvia. Presnejšie biostratigrafické údaje o veku príbelského súvrstvia sa zistili v strhársko-trenčskej priehlbine vo vrte N-45 (východne od obce Ľuboriečka). V piesku, ktorý na základe superpozície zodpovedá príbelskému súvrstviu, Holcová et al. (1996) opísali spoločenstvo foraminifer s *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerinoides quadrilobatus* a *Globigerina regularis*.

V inom vrte, N-34 (pri osade Prieloh južne od obce Ľuboriečka), v nadloží sečianskych vrstiev modrokamenského súvrstvia (karpat) a pod andezitovými vulkanoklastikami boli prevŕtané vulkanosedimentárne horniny v hĺbkovom intervale 224,0 – 274,0 m (t. j. 50 m), prevažne tufy s niekoľko metrov hrubými polohami vápnitého ílu/ílovca s hojnou morskou faunou. V ílovci sa našlo spoločenstvo foraminifer. V jeho planktonickej zložke boli identifikované druhy: *Globigerinoides sicanus*, *Gls. diminutus*, *Gls. altiapertus*, *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerinella obesa*, *Globigerina praeobulloides*, *G.* cf. *opertura* a ojedinele *?Orbulina bilobata* [Kantorová in Vass (ed.), 1985]. Je veľmi pravdepodobné, že tento vulkanosedimentárny súbor je laterálny ekvivalent príbelského súvrstvia, hoci piesok alebo polohy piesku v ňom chýbajú. Môžu ho však alternovať polohy opísané ako piesčitý tufit (Gašparik et al., 1967).

Ak biostratigrafické markery z vrtov N-45 a N-34 dáme dokopy, vyjde, že príbelské súvrstvie, resp. jeho ekvivalent v okolí obce Ľuboriečka je charakterizovaný prítomnosťou druhov *Praeorbulina glomerosa* a *Globigerinoides sicanus* (= *Praeorbulina sicana*). Tieto dva druhy sú typické pre intervalovú subzónu N 5a, ktorej numerický vek je 16,4 – 16,1 Ma (Berggren et al., 1995). Prvé objavenie mladšieho z nich, *Praeorbulina glomerosa*, sa odhaduje na 16,1 Ma a prvé objavenie *Praeorbulina sicana* sa odhaduje na 16,4 Ma (Berggren et al., l. c.).

Z uvedeného vychodí, že vek príbelského súvrstvia je raný až stredný báden a že v príbelskom súvrství sa našli najstaršie bádenské planktonické foraminifery v juhoslovenskom bádene. V príbelskom súvrství na severnom svahu šahanskej antiformy a v nadložnej vinickej formácii sa našli mladšie foraminiferové spoločenstvá s typickou formou *Orbulina suturalis*. Jej prvé objavenie sa odhaduje na 15,1 Ma, čo zodpovedá strednému bádenu (v zmysle Vassa et al., 1987).

V laterálnom rozšírení sa príbelské súvrstvie litologicky mení. V smere k východnému okraju neovulkanitov v súvise so splytčovaním sedimentačného priestoru a intenzívnejším znosom z vynorených oblastí predterciérneho podložia pribúda klastickej zložky. Klasty postupne hrubnú, vyskytujú sa od drobných až po hrubé konglomeráty s materiálom podložných hornín (granitoidov a kryštalických bridlíc veporika, metamorfovaných paleozoických sedimentov, kremencov a karbonátov mezozoika). Prítomnosť hrubých konglomerátov východne od obce Ľubereč indikuje blízkosť pobrežia.

Naproti tomu, v smere na juhozápad s prehlbovaním sedimentačného priestoru narastá zastúpenie piesčito-aleuritických sedimentov až siltovcov (vrty ŠV-8, ŠV-3, HGŽ-3). Treba však poznamenať, že napríklad vo vrte ŠV-8 ekvivalentom príbelského súvrstvia sú turovské vrstvy, ktoré tvoria bázu bajtavského súvrstvia (raný báden v železovskej depresii Podunajskej panvy).

V rozšírení v smere na sever do priestoru bzovíckej prepadliny a na severovýchod do dačovolomskej prepadliny sa mení hrúbka a litológia tufitického piesku, ktorý je ekvivalentom príbelského súvrstvia. V profile vrtu VVL-1 je poloha tufitických sivozelených pieskovcov až rozpadavých pieskov s obliakmi nevulkanických hornín overená v úseku 327,0 – 329,0 m. V jej nadloží v úseku 324,3 až 327,0 m je poloha silne tektonizovaných ílovcov. Nie je vylúčené, že malá hrúbka polohy je výsledkom jej redukcie na tektonickej poruche.

V profile vrtu VVL-8 (Veľký Lom) bazálne súvrstvie bádenu je overené v intervale 314,0 – 306,0 m. V spodnej časti súvrstvia je poloha tufitických sedimentov sivozelenej až tmavozelenej farby s úlomkami pemzy do 1 – 2 cm (úsek 314,0 – 312,0 m). Vyššie nasledujú rozpadavé piesčité sedimenty až piesky s vložkami zelených ílovcov s pemzou a s drobnými konglomerátmi nevulkanických hornín (prevládajú kvarcity a granitoidy).

Najväčšia hrúbka bazálneho súvrstvia je zaznamenaná vo vrte MV-14 Dačov Lom v intervale 425 – 290 m (t. j. 135 m). Bazálne súvrstvie reprezentujú jemnozrnné piesčité tufitické sedimenty až tufitické rozpadavé piesky striedajúce sa s polohami siltovcov, konglomerátov s nevulkanickým materiálom a polohami brekcií s úlomkami karbonátových hornín. Hrúbka bazálneho súvrstvia poukazuje na subsidenciu sedimentačného priestoru v tomto období.

V pokračovaní na sever v rámci sedimentačného priestoru bzovíckej depresie je zaznamenaná výrazná zmena faciálneho vývoja bazálneho súvrstvia. Vrt GK-4 (Bzovík; Konečný et al., 1970) overil bazálne súvrstvie v intervale 790 – 771 m, uložené na sedimentoch karpatu. V spodnej časti (úsek 790 – 784 m) ho tvorí poloha piesčitých ílovcov a konglomerátov s nevulkanickým materiálom (kremence, karbonáty, kryštalické bridlice). V minerálnej frakcii (hĺbka 790 m) je prítomný amfibol (48,8 %), hypersten (5,8 %) a biotit (5,8 %). Vyššie nasledujú ílovcovo-tufitické sedimenty s pemzou (úsek 784 – 771 m).

V minerálnej frakcii je prítomný amfibol, hypersten, biotit a granát (7,7 %). Prítomnosť pemzy a asociácia minerálov poukazujú na prenikajúcu vulkanickú aktivitu vzdialených centier.

V smere na sever morská transgresia prenikla cez zúžený koridor do bacúrovskej depresie. Vrt GK-8 (Ostrá Lúka; Karolus et al., 1974) overil v intervale 1 300,0 – až 1 184,8 m pestré sedimentárne súvrstvie tvorené tufitickými sedimentmi s polohami siltovcov a aleuritických ílov s polohami pieskovcov uložené v lakustricko-lagunárnom prostredí (Gabčo in Karolus et al., 1974). Toto súvrstvie možno považovať za ekvivalent príbelského súvrstvia.

Cez priestor bacúrovskej depresie pravdepodobne v období spodného bádenu preniklo morské prostredie ďalej na západ do priestoru žiarskej depresie, až do okolia Handlovej (obr. 10). Ingresiu morského prostredia dokladá prítomnosť ranobádenskej mikrofauny preplavenej do nemorských sedimentov (Lehotayová, 1959). Priame dôkazy ranobádenskej transgresie do tohto priestoru predstavuje bohaté spoločenstvo morských ranobádenských foraminifer a vápnitej nanoflóry v pelitických sedimentoch v rámci kordíckeho súvrstvia vo vrte HV-9 pri Jánovej Lehote (Gašpariková in Blaško et al., 1987).

Vulkanické formácie Krupinskej planiny

Submarinný andezitový vulkanizmus vinickej formácie

Na povrchovej a pripovrchovej stavbe Krupinskej planiny sa podieľajú strednomiocénne vulkanické formácie – vinická, opavská a lysecká, zatiaľ čo do severnej časti planiny zasahujú vulkanity stratovulkánu Javorie (Konečný et al., 1978; 1998a, b; Vass et al., 1988); (obr. 11). Hĺbkový rozmer geologickej stavby zobrazujú geologické rezy (obr. 12).

V súvislosti s pokračujúcimi extenznými procesmi a blokovou tektonikou pri formovaní grabenovo-hrasťových štruktúr sa aktivoval andezitový vulkanizmus vinickej formácie. Pochovaná šahansko-ábelovská elevácia sa v stresovom poli s orientáciou sz.-jv. smeru dislokovala na čiastkové bloky. Eruptívne centrá extruzívneho vulkanizmu amfibolicko-hyperstenických andezitov vinickej formácie, situované v rámci šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny sv.-jz. smeru, vystupovali často v oblasti križovania s priečnymi zlomami sz.-jv. Smeru (obr. 20, 22).

Andezitové telesá extruzívneho typu – **submarinné dómy** – podliehali v morskom prostredí počas ich rastu postupnej brekciácii a dezintegrácii s etapami náhlej deštrukcie (kolaps extruzívneho dómu). Úlomkový materiál z ich deštrukcie sa hromadil v ich bezprostrednom okolí v podobe hruboúlomkovitých až blokovitých brekcií, prípadne sa transportoval ďalej od eruptívnych centier prostredníctvom laharov a submarinných brekciových prúdov.

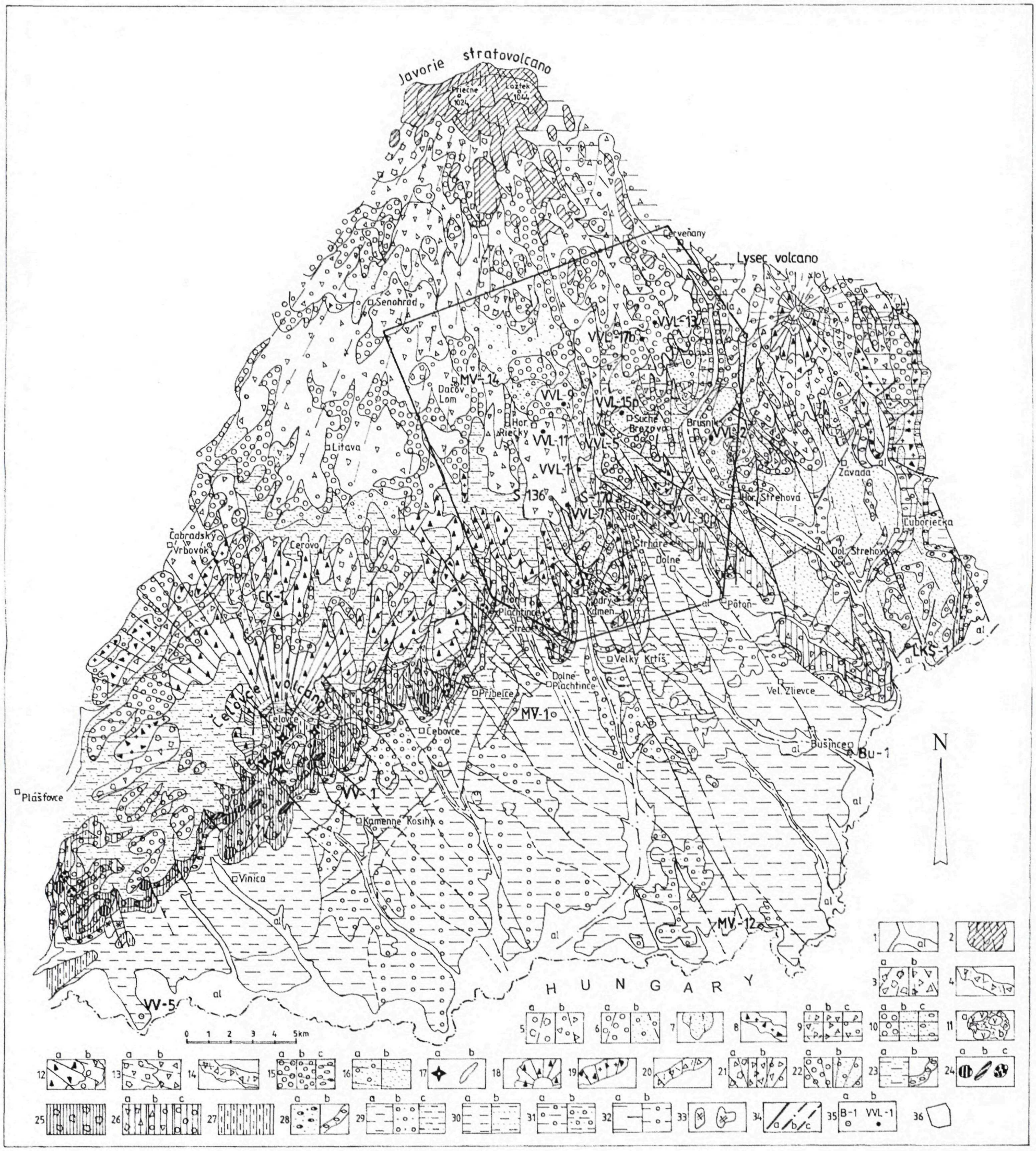
Primárne uloženiny hruboúlomkovitých až blokovitých brekcií a polohy chaotických laharových brekcií následne podliehali deštrukcii v plytkovodnom litorálnom až sublitorálnom pásme s rozsiahlou redepozíciou úlomkového materiálu. Výsledkom bol vznik širokej škály litologických typov epiklastických vulkanických hornín v podobe brekcií a konglomerátov pieskovcov a siltovcov uložených pri vonkajších okrajoch primárnych akumulácií chaotických brekcií. Počas extruzívneho andezitového vulkanizmu z väčšieho počtu eruptívnych centier sa úlomkový vulkanický materiál transportoval prevažne na sever až severozápad do vnútornejších častí intenzívnejšie subsidujúcej bzovíckej depresie. Tam sa nahromadil v hrúbke vyše 300 m. *Dačovolomská depresia* v období spodného bádenu v porovnaní s bzovíckou depresiou subsidovala relatívne menej intenzívne. Uloženiny epiklastického materiálu pochádzajúceho z eruptívnych centier šahansko-lyseckej elevácie transportovaného na severovýchod do dačovolomskej depresie dosahujú relatívne menšiu hrúbku (do 150 – 200 m). Na severnom svahu šahanskej elevácie v oblasti Riečky (severne od Modrého Kameňa) je hrúbka produktov vinickej formácie menšia, vo vrte VVL-1 dosahuje okolo 107 m. Ďalej v smere k východným okrajom dačovolomskej prepadliny sa hrúbka zmenšuje. Vo vrte VVL-15p pri Suchom Brezove je hrúbka formácie asi 30 m a vo vrte VVL-17b sz. od Veľkého Lomu len 8 m. Smerom na JV sa formácia vyklinuje, lebo vo vrte VVL-8 na j. okraji Veľkého Lomu ekvivalenty formácie chýbajú (obr. 13, 14). Produkty submarinného extruzívneho vulkanizmu sa preukázali vrtnými prácami a mapovaním v oblasti strhársko-trenčskej prepadliny až po východný denudačný okraj neovulkanitov. Litologický vývoj uložení a povaha morskej makrofauny poukazujú na plytkomorské, litorálne prostredie. Naproti tomu, v jz. časti rozšírenia formácie (okolie obce Hrušov – hrušovské vrstvy) litologický vývoj a morská fauna *(Ammusium denudatum)* poukazujú na prehĺbenie morského prostredia (sublitorál až neritikum; Vass et al. 2003).

Po ústupe mora koncom spodného bádenu z východnej a juhovýchodnej časti územia sa vynorili denudované časti vinickej formácie (intrabádenská denudačná etapa). To viedlo k redukcii jej plošného rozšírenia v smere na východ a zníženiu hrúbky vo východnej časti územia až na niekoľko desiatok metrov. Na denudovanom povrchu vinickej formácie sa v období intravulkanickej denudačnej prestávky uložila nesúvislá poloha fluviálnych sedimentov v podobe tufitických pieskov a štrkov s prevahou nevulkanického materiálu (pochádzajúceho zo znosu denudovaných predterciérnych komplexov).

Podľa prítomnosti planktonickej foraminifery *Orbulina suturalis* je vek vinickej formácie stredný báden.

Opavská formácia: čelovský pyroklastický vulkán

Po krátkej regresii počas nového morského postupu na východ (morská transgresia nedosiahla pôvodné rozšírenie) sa v strednej časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny aktivoval explozívny vulkanizmus. V priebehu freaticko-plíniovských explózií a erupcií pyroklastických prúdov bol vybudovaný vulkán stredných rozmerov s centrálnou vulkanickou zónou v okolí obce Čelovce. Oblasť proximálnej vulkanickej zóny vulkánu budujú hrubé až blokové pyroklastické brekcie, ktoré predstavujú prevažne uloženiny pyroklastických prúdov. Severne od proximálnej zóny (v smere do centra Krupinskej planiny) sa v rámci distálnej vulkanickej zóny uložili prevažne fácie epiklastického typu v podobe epiklastických vulkanických brekcií, laharových brekcií, konglomerátov a epiklastických vulkanických pieskovcov.



Javorie stratovolcano
Lysec volcano
Čelovce volcano
Senohrad
Litava
Čabradský Vrbovok
Cerovo
Plášťovce
Vinica
Kamenné Kosihy
Čebovce
Příbelce
Dolné Plachtince
Velký Krtíš
Vel. Zlievce
Bušince
Pôtoň
Dolné
Strhare
Hor. Strehová
Závada
Dol. Strehová
Ľuboriečka
Brusník
Suché Brezovo
Hor. Riečky
Dačov Lom
Modrý Kámen
Hor. Plachtince
Čelovce
Červeňany
Sola
Bu-1
MV-1
MV-12
MV-14
VVL-1
VVL-5
VVL-7
VVL-9
VVL-11
VVL-13
VVL-15p
VVL-17b
VVL-30p
S-136
S-170
CK-1
LKS-1
VV-1
VV-5
HUNGARY
N
0 1 2 3 4 5km

Obr. 11 Schematická geologická mapa študovaného územia Krupinskej planiny

Vysvetlivky:

1 – aluviálne sedimenty;

Neovulkanity – stratovulkán Javorie – vrchná stratovulkanická stavba (sarmat)

Javorská formácia: 2 – lávové prúdy; 3 – epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 4 – lahárové brekcie; 5 – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 6a – epiklastické vulkanické konglomeráty hrubé až blokové; 6b – epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty; 7 – epiklastické vulkanické pieskovce.

Spodná stratovulkanická stavba (báden)

Starohutský komplex a Blýskavická formácia: 8 –chaotické brekcie pyroklastických prúdov; 9a – lahárové brekcie; 9b – epiklastické vulkanické brekcie; 9c – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 10a – hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty; 10b – epiklastické vulkanické pieskovce; 10c – tufitické piesky s obliakmi vulkanických a nevulkanických hornín.

Lysecký pyroklastický vulkán (vrchný báden – spodný sarmat)

Centrálna vulkanická zóna: 11a – extrúzie a tholoidy amfibolických andezitov; 11b – autoklastické extruzívne brekcie; 12a – pyroklastické brekcie, aglomeráty, tufy (relikty kužeľa); 12b – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty proximálnej vulkanickej zóny; 13 – epiklastické vulkanické brekcie: a – hrubé až blokové; b – stredné až drobné; 14 – lahárové brekcie; **distálna vulkanická zóna**; 15 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a – hrubé až blokové; b – stredné; c – drobné; 16a – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov; 16b – epiklastické vulkanické pieskovce.

Čelovský pyroklastický vulkán (stredný báden): 17 – eruptívne centrá: a – explozívne neky; b – dajky; 18 – chaotické brekcie, aglomeráty proximálnej vulkanickej zóny; 19 – chaotické brekcie pyroklastických prúdov; 20 – lahárové brekcie; 21 – epiklastické vulkanické brekcie: a – hrubé až blokové; b – stredné až drobné; 21c – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 22 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a – hrubé až blokové; b – stredné až drobné s polohami pieskovcov; 23a – epiklastické vulkanické pieskovce, často s vložkami siltovcov, uložené v morskom prostredí; 23b – tufitické piesky s obliakmi vulkanických a nevulkanických hornín.

Vinická formácia – submarinný extruzívny vulkanizmus (spodný báden)

24 – eruptívne centrá: a – submarinné extruzívne dómy; b – dajky; c – intruzívno-extruzívne brekcie; 25 – akumulácie hrubých až blokových brekcií v oblasti eruptívnych centier – prevažne uloženiny brekciových prúdov a lahárov; 26a – drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie s tufiticko-ílovitým matrixom; 26b – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 26c – epiklastické vulkanické konglomeráty; 27 – peliticko-aleuritické tufitické sedimenty; 28a – bazálne tufitické piesky s obliakmi nevulkanických hornín – príbelské vrstvy; 28b – ryodacitové pemzové tufy.

Sedimenty spodného miocénu: Modrokamenské súvrstvie (karpat): 29a – sečianske vrstvy: vápnité íly/ílovce, prachy/prachovce, piesky/pieskovce, ryodacitové tufy, diatomitické íly, diatomity; 29b – krtíšsky piesok: piesky/pieskovce, zlepence; 29c – medokýšske vrstvy: piesky a prachovce;

Salgótarjánske súvrstvie (otnang): 30a – plachtinské vrstvy: nevápnité íly/ílovce, piesky; 30b – pôtorské vrstvy: piesky, uhlie, íly; *Egenburg*: 31a – bukovinské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly, vložky uhlia, lavice a polohy ryodacitového tufu a tufitu; 31b – fiľakovské súvrstvie, ďarmotské vrstvy: striedanie polôh zlepencov, pieskovcov a vápnitých ílovcov.

Sedimenty oligocénu-miocénu (eger): Lučenské súvrstvie (eger): 32a – séčenský šlír: monotónne rozpadavé vápnité prachovce s bridličnatým (šlírovým) rozpadom; 32b – opatovské vrstvy: vápnité prachovce s polohami rozpadavého pieskovca, lavice štrku/zlepenca, pestré íly, uhoľné sloje.

Kryštalinikum veporika: 33 – granatické svory, svorové ruly až ruly;

Všeobecné vysvetlivky: 34 – zlomy: a – zistené, b – zakryté, c – predpokladané; 35 – vrty: a – štruktúrne, b – vrty na uhlie; 36 – študované územie.

Fig. 11 Schematic geological map of the area studied of the Krupinská planina Plateau

Explanations:

1 – alluvial deposits;

Neovolcanics, Javorie Stratovolcano – upper stratovolcanic structure (Sarmatian)

Javorie Formation: 2 – lava flow, 3 – epiclastic volcanic breccia a) – coarse, blocky, b) – medium to fine, 4 – lahar breccia, 5 – epiclastic volcanic breccia – conglomerate, a – coarse, blocky, b – medium to fine, 6a – epiclastic volcanic conglomerate, coarse, blocky, 6b – epiclastic volcanic sandstone and conglomerate, 7 – epiclastic volcanic sandstone.

Lover stratovolcanic structure (Badenian)

Stará huta Complex and Blýskavica Formation: 8 – chaotic breccia of pyroclastic flow, 9a – lahar breccia, 9b – epiclastic volcanic breccia,

9c – epiclastic volcanic breccia – conglomerate, 10a – coarse and blocky epiclastic volcanic conglomerate, 10b – epiclastic volcanic sandstone, 10c – tuffaceous sand with pebbles of volcanic and non-volcanic rocks

Lysec Pyroclastic Volcano (Upper Badenian – Lower Sarmatian)

Central volcanic zone: 11a – extrusion and tholoid of hornblende andesite, 11b – autoclastic extrusive breccia, 12a – pyroclastic breccia, agglomerate, tuff (relics of volcanic cone), 12b – epiclastic volcanic breccia and conglomerate of proximal volcanic zone, 13 – epiclastic volcanic breccia a) – coarse to blocky, b) – medium to fine, 14 – lahar breccia.

Distal volcanic zone: 15 – epiclastic volcanic conglomerate: a) – coarse and blocky, b) – medium, c) – fine, 16a – epiclastic volcanic sandstone with layers of conglomerate, 16 – epiclastic volcanic sandstone.

Čelovce Pyroclastic Volcano (Middle Badenian): 17 – eruptive centers: a) – explosive neck, b) – dike, 18 – chaotic breccia and agglomerate of proximal volcanic zone, 19 – chaotic breccia of pyroclastic flow, 20 – lahar breccia, 21 – epiclastic volcanic breccia, a) – coarse to blocky, b) – medium to fine, c) – epiclastic volcanic breccia and conglomerate, 22 – epiclastic volcanic conglomerates: a) coarse to blocky, b) – medium to fine with sandstone intercalations, 23a – epiclastic volcanic sandstone with frequent intercalations of siltstone, deposited in marine environment, 23b – tuffaceous sand with pebbles of volcanic and non-volcanic rocks.

Vinica Formation – submarine extrusive volcanics (Lower Badenian)

24 – eruptive centers, a) – submarine extrusive dome, b – dike, c – intrusive – extrusive breccia, 25 – accumulation of coarse to blocky breccia in the area of eruptive centers – predominantly deposits of breccia flows and lahars, 26a – fine to coarse epiclastic volcanic breccia with tuffaceous-clay matrix, 26b – epiclastic volcanic breccia and conglomerate

26c – epiclastic volcanic conglomerate, 27 – silty tuffaceous rock, 28a – tuffaceous sand with pebbles of non-volcanic rocks – Príbelce Member, 28b – rhyodacite pumaceous tuff.

Sedimentary rocks Early Miocene in age

Modrý Kameň Formation (Karpatian): 29a – Sečianky Member: calcareous clay/claystone, silt/siltstone, sand/sandstone, rhyodacite tuff, diatomaceous clay, diatomite, 29b) Krtíš Sand: sand/sandstone, conglomerate, Medokýš Member: calcareous sand and silt.

Salgótarján Formation (Ottnangian): 30a – Plachtince Member: clay/claystone, sand, Pôtor Member: sand, coal seams, clay.

Bukovinka Formation (Eggenburgian): 31a – gravel, sand, mottled clay, exceptional coal seam, rhyodacite tuff.

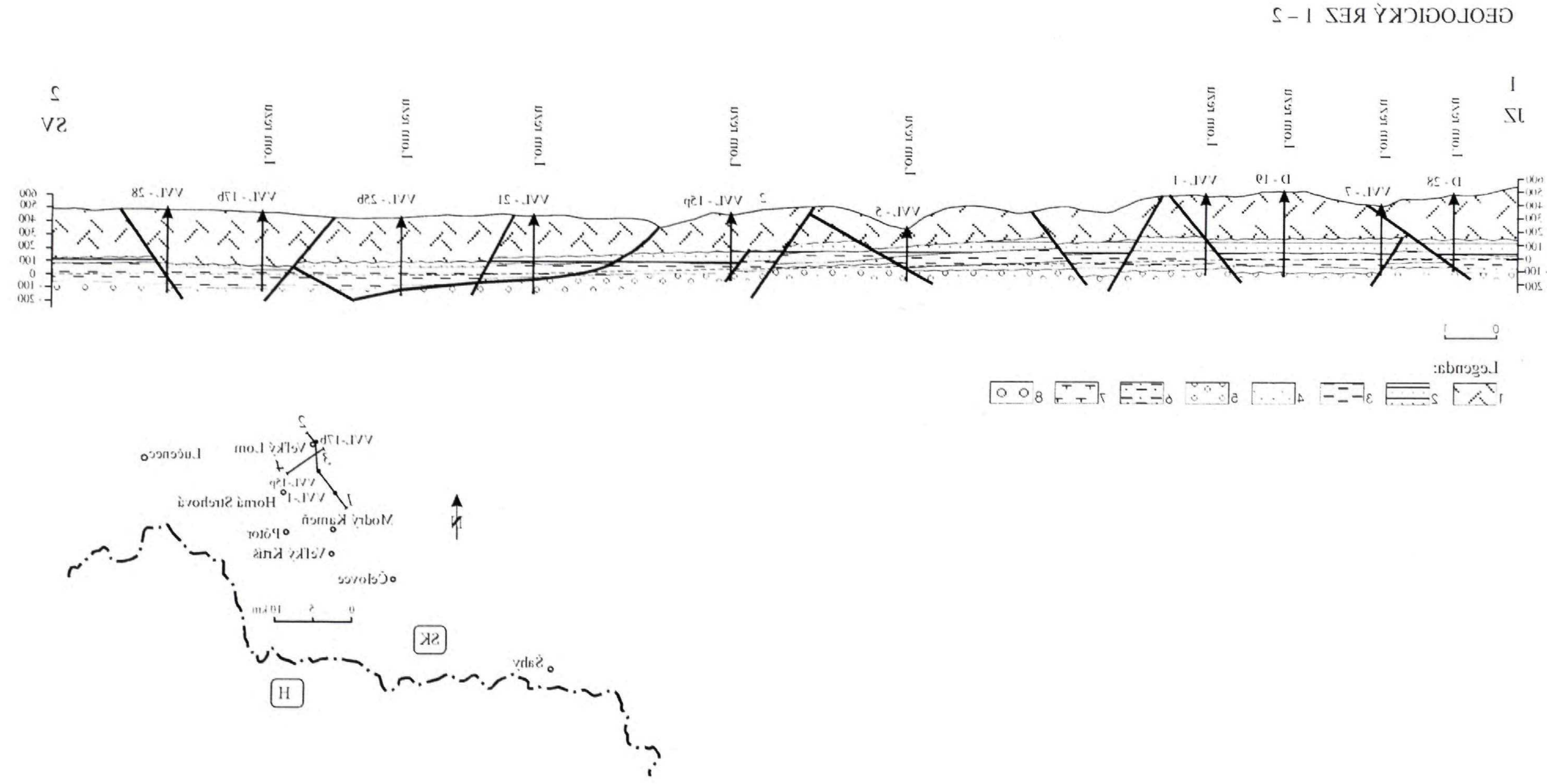
Fiľakovo Formation: 31b – Ďarmoty Member: sandstone, calcareous siltstone-claystone, conglomerate.

Sedimentary rocks Oligocene – Miocene in age

Lučenec Formation (Egerian): 32a – Szécseny Schlier: calcareous claystone and siltstone, 32b – Opatová Member: calcareous siltstone with layers of sandstone, conglomerate, mottled claystone, thin coal seams.

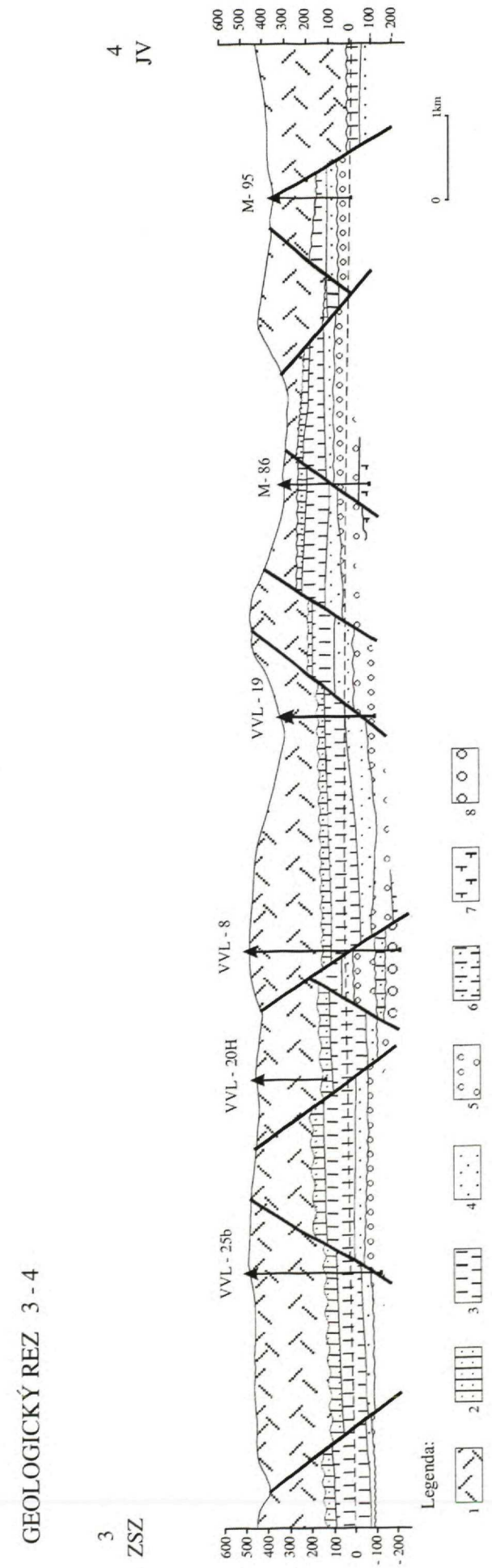
Crystaline schists of Veporic (Paleozoic in age): 33 – mica schist with garnet, mica schist – gneiss, gneiss.

General explanations: 34 – fault, a – verified, b – covered, c – supposed, 35 – borehole; a – deep, b – borehole of coal exploration, 36 – area studied.



Obr. 12a Geologický rez 1 – 2 (JZ – SV) študovaným územím (podľa Barteka et al., 1998; modifikované).
Vysvetlivky: 1 – stredný miocén, báden: vulkanity vcelku; 2 – 6 – spodný miocén: 2 – karpat, modrokamenské súvrstvie: vápnitý prachovec, piesok/pieskovec vcelku; 3 – otnang, salgótarjánske súvrstvie: plachtinský íl/ílovec; 4 – otnang, salgótarjánske súvrstvie, pôtorské vrstvy: piesok s uhoľnými slojmi; 5 – vrchný egenburg, bukovinské súvrstvie: pestré íly, piesok, štrk, ryodacitový tuf – tufit; 6 – spodný egenburg, fiľakovské súvrstvie: pieskovec; 7 – oligomiocén, eger, lučenské súvrstvie: vápnitý rozpadavý pieskovec a siltovec; 8 – oligocén, kiscel, skálnické (selianske) vrstvy: prach, pieskovec, „pebbly mudstone", hrubé až blokové konglomeráty.

Fig. 12a Geological section 1 – 2 (SW – NE) in area studied (after Bartek et al. 1998, modiefied).
Explanations: 1 – Middle Miocene, Badenian: andesite volcanic rocks undivided; 2 – 6 – Lower Miocene; 2 – Karpatian, Modrý Kameň Formation: calcareous siltstone, sand/sandstone undivided; 3 – 4 – Ottnangian, Salgótarján Formation; 3 – Plachtince Clayston, 4 – Pôtor Member: sand with caol seams; 5 – Upper Eggenburgian, Bukovinka Formation: mottled clay, sand, gravel rhyodacite tuff, tuffaceous rock; 6 – Lower Eggenburgian, Fiľakovo Formation: sandstone; 7 – Oligomiocene, Egerian, Lučenec Formation: calcareous sandstone and siltstone; 8 – Oligocene, Kiscellian, Skálnik (Seľany) Member: silstone, sandstone, pebbly mudstone, coarse and boulder conglomerate.



Obr. 12b Geologický rez 3 – 4 (SZ – JV) študovaným územím (podľa Barteka et al., 1998, modifikované).
1 – vulkanity; 2 – modrokamenské súvrstvie; 3 – plachtinské vrstvy; 4 – pôtorské vrstvy; 5 – bukovinské súvrstvie; 6 – fiľakovské súvrstvie; 7 – skálnické vrstvy; 8 – lúčanské súvrstvie.
Situácia: pozri obr. 12a.

Fig. 12b Geological section 3 – 4 (NW – SE) in area studied (after Bartek et al., 1998, modified).
Explanations: 1 – Badenian: undivided volcanic rocks; 2 – Karpatian, Modrý Kameň Formation; 3 – 4 – Ottnangian, Salgótarján Formation, 3 – Plachtince Claystone; 4 – Pôtor Member; 5 – Upper Eggenburgian, Bukovinka Formation; 6 – Lower Eggenburgian, Fiľakovo Formation;, 7 – Oligocene, Skálnik Member; 8 – Eocene, Huty Formation.

Hlavný smer transportu pyroklastického materiálu prostredníctvom pyroklastických prúdov, laharov a masových úlomkových prúdov bol na severozápad až sever do vnútornejších častí krupinskej depresie, ktorá v tomto období intenzívne subsidovala. Uložené vulkanosedimentárne a vulkanoklastické horniny čelovského pyroklastického vulkánu v južnej časti krupinskej depresie dosahujú hrúbku asi 300 m (vrt CK-1). Vo východnejšie situovanej dačovolomskej depresii je hrúbka akumulovaného materiálu menšia. Vrt VVL-1 (Riečky) overil hrúbku akumulovaného materiálu okolo 170 m. Vo vrte VVL-15p (Suché Brezovo) je jeho hrúbka iba 18 m (interval 257,0 až 239,0 m, v spodnej časti 257,0 – 251,0 m redeponované pemzové tufy a vo vrchnej časti 251,0 – 239,0 m uloženiny masových prúdov; obr. 13). Vo vrtoch situovaných severnejšie v oblasti Veľkého Lomu sú produkty explozívnej aktivity čelovského vulkánu reprezentované pravdepodobne len redeponovanými pemzovými tufmi (interval 306 – 300 m vo vrte VVL-8 a interval 378,80 až 371,70 m vo vrte 17b; obr. 14).

Vek opavskej formácie je stredný až neskorý báden.

Čelovský pyroklastický vulkán počas svojho vývoja v západnej časti v pobrežnej zóne podliehal synchrónnej deštrukcii. Podstatnú časť západnej proximálnej vulkanickej zóny tvorenej pyroklastickými uloženinami nahradili epiklastické fácie s prevahou epiklastických vulkanických pieskovcov. V dôsledku tohto procesu vulkanická stavba čelovského pyroklastického vulkánu nadobudla asymetrický charakter.

Nasledujúci erozívny zrez odstránil prevažnú časť vulkanickej stavby a erozívny zrez v južnej časti sa priblížil až k centrálnej vulkanickej zóne. V širšom okolí obce Čelovce erózia odkryla prívodový systém v podobe vypreparovanej skupiny explozívnych nekov a dajok.

Lysecká formácia: lysecký vulkán

V severovýchodnej časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny v období vrchného bádenu sa v priebehu explozívnych erupcií vyvíjal pyroklastický vulkán menších rozmerov. Eruptívne centrum vulkánu spadá do oblasti križovania zlomovej zóny sz.-jv. smeru (lysecko-turčecká zóna; Konečný a Lexa, 1979) s priebehom zlomov šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny sv.-jz. smeru. Synchrónne s priebehom vulkanizmu južne od vulkánu subsidovala strhársko-trenčská prepadlina, zo severu obmedzená zlomovou zónou sv.-jz. smeru (paralelne s priebehom vulkanotektonickej zóny) a priečnymi zlomami

sz.-jv. smeru. Prevládajúci smer transportu úlomkového materiálu (pyroklastické prúdy, masové úlomkové prúdy a lahary) bol na juh až juhovýchod do priestoru subsidujúcej depresie s jazerným prostredím. Hrúbka vulkanosedimentárneho materiálu v depresii dosahuje 350 m. Výsledkom vulkanickej aktivity bol vznik sčasti asymetrického vulkánu s prevládajúcou akumuláciou vulkanických produktov na južných svahoch a v priľahlej strhársko-trenčskej depresii. Oblasť pyroklastického kužeľa (jeho zvyšky sú identifikované vo vrcholovej časti Lysca) a oblasť proximálnej zóny bola budovaná prevahou pyroklastického materiálu (vulkanické brekcie, aglomeráty a brekcie pyroklastických prúdov). V oblasti distálnej vulkanickej zóny prevládajú fácie epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov zasahujúce západným smerom do priestoru Suchého Brezova a Veľkého Lomu. V strhársko-trenčskej depresii v prostredí fluviálno-limnického typu sa uložili prevažne fácie epiklastických vulkanických pieskovcov striedajúce sa s polohami redeponovaných tufov, siltovcov a stredných až drobných konglomerátov.

Záverečné štádium vývoja lyseckého vulkánu predstavuje výstup extruzívnych dómov amfibolického andezitu v oblasti vulkanického centra. S ich deštrukciou počas výstupu sú späté uloženiny chaotických brekcií transportovaných a uložených masovými úlomkovými prúdmi a laharmi.

Pri severnom okraji strhársko-trenčskej depresie v zlomovom pásme sv.-jz. smeru účinkom intrúzie amfibolického andezitového porfýru sa vysunul blok podložia tvoreného triasovými kremencami (Konečný in Vass et al., 1979). Smerom k povrchu boli vyvlečené aj sedimenty otnangu (Čechovič, 1952).

Vo vrte VVL-15p (Suché Brezovo) možno k lyseckému vulkánu priradiť interval 93,6 – 50,0 m (obr. 13). Tvoria ho prevažne epiklastické vulkanické pieskovce a hrubé až drobné konglomeráty, v ktorých je prítomný materiál amfibolicko-pyroxénických až amfibolických andezitov. Interval sa začína polohou redeponovaných pemzových tufov, ktoré svedčia o priebehu explozívnych erupcií. Podobne vo vrte VVL-8 Veľký Lom s určitou pravdepodobnosťou je možné za produkty lyseckého vulkánu považovať interval 111,6 – 81,0 m (obr. 14). V ňom sa v polohách epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, drobných konglomerátov a pieskovcov objavuje materiál amfibolicko-pyroxénického andezitu. V úseku 106,50 – 107,50 m poloha redeponovaných tufov s pemzou poukazuje na priebeh explozívnej aktivity.

Litologický charakter hornín uvedených intervalov vo vrtoch VVL-15 a VVL-8 zodpovedá fáciám distálnej vulkanickej zóny uloženým vo fluviálnom prostredí.

Vek lyseckej formácie je neskorý báden.

Spodná stavba stratovulkánu Javorie – báden

Do severnej časti Krupinskej planiny zasahujú produkty spodnej stavby stratovulkánu Javorie. Reprezentuje ich starohutský komplex a blýskavická formácia (Konečný et al., 1998a, b).

Starohutský komplex

Tvoria ho produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, ktoré budujú spodnú jednotku stratovulkanickej stavby. Starohutský komplex overený v centrálnej časti Javoria hlbokým štruktúrnym vrtom GK-7 (Stará Huta) tvorí prevaha lávových prúdov striedajúcich sa s polohami vulkanoklastík v celkovej hrúbke asi 700 m. Stratovulkanická stavba vychádza na povrch pri východnom okraji pohoria Javorie a v zárezoch hlbokých dolín potoka Madačky a Tisovníka.

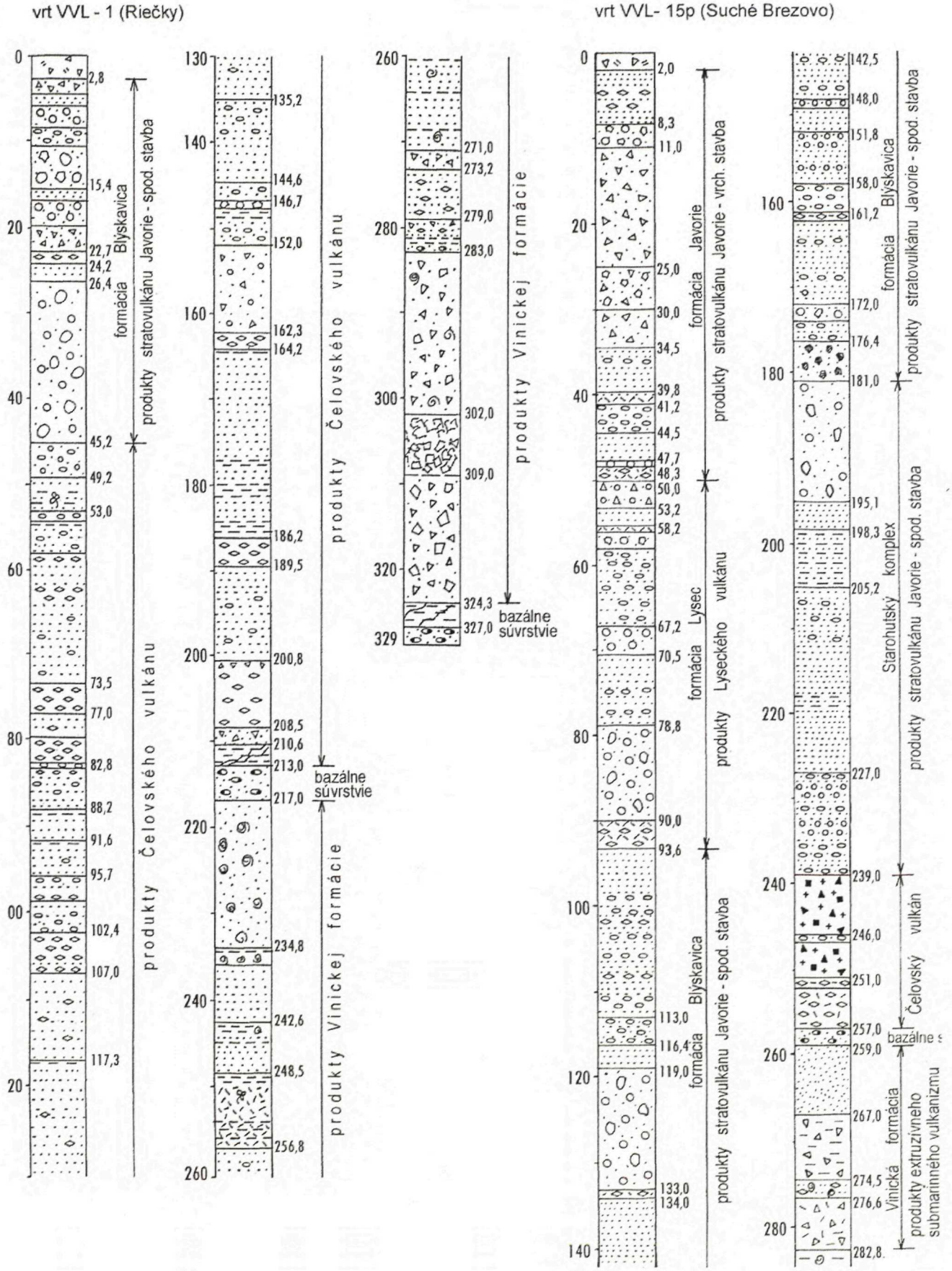
Do severnej časti územia zasahujú produkty starohutského komplexu reprezentované epiklastickými vulkanickými horninami v podobe fácií epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. V povrchových východoch tieto horniny vystupujú v spodnej úrovni doliny potoka Tisovník v oblasti medzi Tisovníkom a Šuľou, vo svahoch doliny potoka Madačka (medzi Madačkou, Nedelištím a Šuľou a v doline východne od Ábelovej).

Prítomnosť starohutského komplexu sa zistila vo vrtoch uhoľného prieskumu v oblasti Suchého Brezova a Veľkého Lomu. Vo vrte VVL-15p (Suché Brezovo) je to interval 239,0 – 181,0 m (obr. 13), reprezentovaný dominantne epiklastickými vulkanickými pieskovcami, ktoré sa striedajú s polohami drobných konglomerátov. Vo vrchnej časti, v úseku 195,1 – 181,0 m, nastáva prínos hrubého klastického materiálu v podobe hrubých až blokových konglomerátov. Vo vrte VVL-8 (Veľký Lom) situovanom severnejšie je starohutský komplex identifikovaný v intervale 300 – 200 m (obr. 14), v spodnej časti s prevahou epiklastických vulkanických pieskovcov s väčším zastúpením drobných až stredných konglomerátov (úsek 300 až 218,6 m). Prejavy explozívneho vulkanizmu indikujú vložky redeponovaných tufov. Vo vyšších úrovniach vrtného profilu nastáva prínos hrubého klastického materiálu v podobe hrubých až blokových konglomerátov a brekcií s podielom úlomkov mezozoických karbonátov (281,6 – 200,0 m).

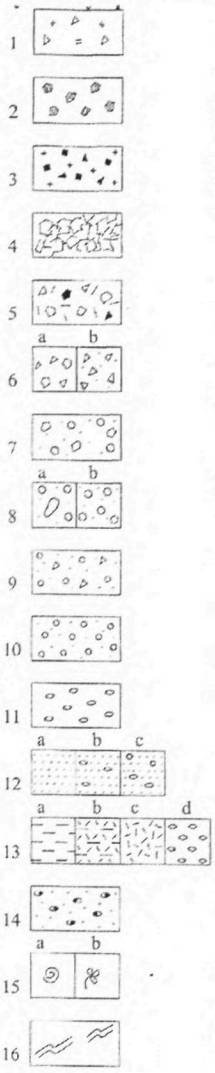
V severnejšie situovanom vrte VVL-17b produkty formácie v intervale 363,0 – 275,0 m (obr. 14) reprezentuje okrem epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných až stredných konglomerátov vyšší podiel hrubých až blokových konglomerátov a brekcií až konglomerátov. Odrážajú relatívne väčšiu blízkosť k zdrojovej oblasti, ktorou bola stratovulkanická stavba.

Blýskavická formácia

Predstavuje pozične vyššiu jednotku spodnej stavby stratovulkánu Javoria. Vulkanizmus bázických pyroxénických andezitov až bazalto-andezitov je spätý s vývojom grabenových štruktúr v centrálnej časti stratovulkánu. Subsidenciu grabenov sprevádzali efúzie láv, ktoré pri styku s vodným prostredím podliehali brekciácii hyaloklastitového typu za vzniku hyaloklastitových brekcií. Lávové prúdy v záverečnom štádiu prekračovali hranice grabenov a pokračovali na stratovulkanický svah. Produkty hyaloklastitovej brekciácie a deštrukcie lávových prúdov poskytovali materiál na vývoj epiklastických hornín. Tie sa v podobe epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov ukladali na stratovulkanickom svahu staršej starohutskej formácie. Epiklastické horniny blýskavickej formácie zasahujú do severných častí študovaného územia. Odkryvy týchto súvrství v nadloží



Obr. 13 Litologická schéma bádenských vulkanitov vo vrtoch VVL-1 a VVL-15p.
Fig. 13 Lithological scheme of the Badenian volcanics in the boreholes VVL-1 and VVL-15p.



Legenda k obrázkom 13 a 14:
1 – kamenité hliny (kvartér); 2 – hyaloklastitová brekcia; 3 – chaotická brekcia pyroklastického prúdu; 4 – extruzívna brekcia; 5 – brekcia so zmiešaným pyroklastickým a epiklastickým materiálom; 6 – epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubá až bloková, b) stredno- až drobnozrnná; 7 – hrubá epiklastická vulkanická brekcia až konglomerát; 8 – epiklastický vulkanický konglomerát: a) hrubý až blokovitý, b) strednozrnný; 9 – epiklastický vulkanický konglomerát až brekcia; 10 – stredno- až drobnozrnný epiklastický vulkanický konglomerát; 11 – drobnozrnný epiklastický konglomerát; 12 – a) epiklastický vulkanický pieskovec, b) s polohami pemzy, c) s polohami drobnozrnného konglomerátu a štrku; 13 – a) epiklastický vulkanický siltovec, b) siltovce a redeponované tufy, c) redeponovaný tuf, d) pemzový tuf; 14 – piesok s obliakmi nevulkanických hornín, 15 – a) fauna, b) flóra; 16 – sklzová textúra.

Explanation common for figs 13 and 14:
1 – loam with stones (Quaternary); 2 – hyaloclastitic breccia; 3 – chaotic breccia of pyroclastic flow; 4 – extrusive breccia; 5 – breccia of mixed pyroclastic and epiclastic material; 6 – epiclastic volcanic breccia: a) coarse to cobble, b) medium to fine; 7 – coarse epiclastic volcanic breccia – conglomerate; 8 – epiclastic volcanic conglomerate: a) coarse to cobble, b) medium grained; 9 – epiclastic volcanic conglomerate – breccia; 10 – medium to fine epiclastic volcanic conglomerate; 11 – fine epiclastic conglomerate; 12 – a) epiclastic volcanic sandstone, b) with layers of pumice, c) with fine conglomerate – gravel; 13 – a) epiclastic volcanic siltstone, b) siltstone and redeposited tuff, c) redeposited tuff, d) pumice tuff; 14 – sand with pebbles of pre-volcanic basement rocks; 15 – fossils: a) fauna, b) flora, 16) slumping structure.

starohutskej formácie vystupujú na svahoch dolín potoka Tisovník (južne od Horného Tisovníka) a vo vyšších úrovniach dolín potoka Madačka a Nedelište.

Prítomnosť produktov blýskavickej formácie indikuje materiál bázických andezitov a bazlto-andezitov, často s výraznými výrastlicami augitu (do 0,5 – 1 cm). Na základe tohto kritéria je možné identifikovať produkty blýskavickej formácie vo vrtoch uhoľného prieskumu. V oblasti osady Riečky (severne od Modrého Kameňa) vo vrte VVL-1 formáciu reprezentuje úsek 45,2 až 25,0 m (obr. 13). Tvorí ho hrubý až blokový konglomerát. V smere na sever hrúbka formácie narastá. Vo vrte VVL-15p (Suché Brezovo) je k blýskavickej formácii priradený úsek 181,0 – 93,60 m (t. j. 40,4 m; obr. 13). Obsahuje epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty bazalto-andezitov. Sporadická prítomnosť redeponovanej pemzy signalizuje vzdialenú explozívnu aktivitu. Začiatok prínosu materiálu formácie reprezentuje hyaloklastitová brekcia, pravdepodobne hyaloklastitový prúd (úsek 181,0 – 176,40 m).

Vo vrte VVL-8 (Veľký Lom) blýskavickej formácii zodpovedá interval 200 – 111,6 m (obr. 14). Začína sa chaotickou blokovou brekciou (horúci lahar) s fragmentmi hruboporfýrického bázického andezitu s výraznými augitmi (200 – 177 m). Vyššie pokračujú hrubé až blokové konglomeráty, oddelené polohami pieskovcov.

Produkty blýskavickej formácie v severnejšie situovanom vrte VVL-17b (interval 275 – 164,20 m; obr. 14) charakterizuje opäť prínos úlomkov až blokov hruboporfýrického andezitu s augitom (275,0 – 273,50 m). Nasledujú striedajúce sa epiklastické brekcie, pieskovce, konglomeráty a chaotická brekcia masového úlomkového prúdu (horúci lahar) v úseku 244,0 – 211,0 m. Prínos klastického materiálu bázických andezitov v polohách hrubých až blokových konglomerátov je možné sledovať až po úsek 164,2 m. Vložky pemzových tufov (úsek 184,0 až 182,5 m) svedčia o začínajúcej sa explozívnej aktivite, ktorá zodpovedá pravdepodobne javorskej formácii alebo počiatkom aktivity lyseckého vulkánu.

Vrchná stavba stratovulkánu Javorie – sarmat

Javorská formácia

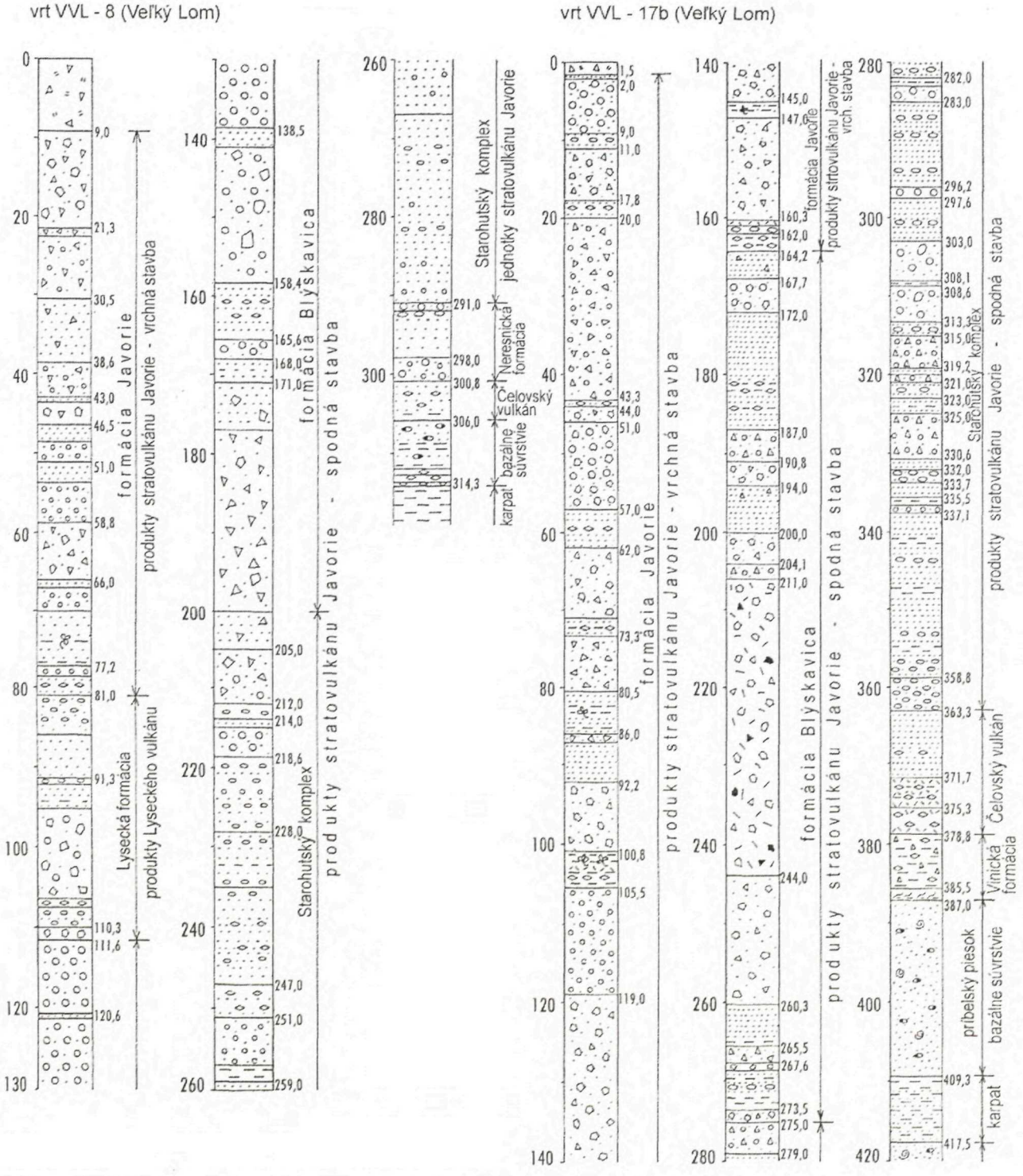
V období sarmatu počas explozívno-efuzívneho vulkanizmu pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov bola vybudovaná vrchná stavba stratovulkánu Javoria. Označuje sa ako *javorská formácia* (Konečný et al., 1983, 1998). Stratovulkanická stavba tejto formácie tvorí vrchné časti horského masívu Javoria. V smere k nim prechádza horský reliéf postupným poklesom nadmorskej výšky do plochého reliéfu Krupinskej planiny. Do tohto územia zasahujú zo severu produkty javorskej formácie okrajmi lávových prúdov, ktoré sa končia severne a severozápadne od Veľkého Lomu. Najjužnejšie relikty týchto prúdov pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov tvoria ploché vrcholy chrbtov severne od Mikšovho vŕšku (k. 573), Kršiakovho vŕšku (k. 648) a Pasby (k. 528).

V podloží lávových prúdov stavbu javorskej formácie tvoria dominantne vulkanoklastické horniny s prevahou epiklastík. Fácie epiklastických hornín zasahujú do oblasti Suchého Brezova a Vŕšku (k. 430 severne od obce Senné) a v západnej časti územia až do oblasti Riečok severne od Modrého Kameňa. Epiklastické horniny zastupujú najmä hrubé až blokové epiklastické brekcie, epiklastické brekcie až konglomeráty a konglomeráty. Epiklastické vulkanické pieskovce tvoria často polohy oddeľujúce fácie hrubo úlomkovitých vulkanoklastík. Južným smerom ich hrúbka postupne narastá. Fácie epiklastických vulkanických hornín rozšírené v tomto území zodpovedajú distálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Javorie.

Javorskej formácii vo vrte VVL-1 (Riečky) zodpovedá interval 24,20 – 2,8 m (obr. 13). Začína sa uloženými redeponovanými tufmi s pemzou. Vyššie nad polohou pemzy, ktorá je indikátorom prebiehajúcej explozívnej aktivity, nasledujú fácie epiklastických hornín (drobné až stredné epiklastické brekcie, hrubé až blokové brekcie až

konglomeráty a konglomeráty variabilných rozmerov). Klastický materiál zodpovedá typom pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov rozšírených v rámci javorskej formácie.

Podobné fácie epiklastických hornín s narastajúcou hrúbkou v smere na sever sú identifikované v ďalších vrtoch uhoľného prieskumu. Vo vrte VVL-15 (Suché Brezovo) je to interval 50 – 2,0 m, vo vrte VVL-8 (Veľký Lom) interval 81,0 – 9,0 m a vo vrte VVL-17b (sz. od Veľkého Lomu) interval 164,20 – 1,5 m (obr. 14). Prítomnosť vložiek až polôh jemnozrnných pieskovcov a siltovcov, často s odtlačkami flóry, svedčí o občasnom vzniku fluviálno-jazerného prostredia. Vložky redeponovaných tufov s pemzou poukazujú na explozívnu vulkanickú aktivitu, synchrónnu s depozíciou klastického materiálu a vývojom faciálneho komplexu. Litologický charakter fácií v uvedených vrtoch zodpovedá ich pozícii v rámci distálnej vulkanickej zóny.



Obr. 14 Litologická schéma bádenských vulkanitov vo vrtoch VVL-8 a VVL-17b.

Fig. 14 Lithological scheme of the Badenian volcanics in the boreholes VVL-8 and VVL-17b.

III. NOVÉ POZNATKY O TEKTONIKE IPEĽSKEJ KOTLINY A KRUPINSKEJ PLANINY POČAS TERCIÉRU

V stavbe predkenozoického podložia Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny ako najmladšie plikatívne štruktúrne formy boli vyčlenené synklinály a antiklinály či syn- a antiformy sv.-jz. smeru. Tieto plikatívne formy boli zvýraznené zlomami, takže ide o plikatívno-disjunktívne štruktúry (Vass et al., 1979). Okrem týchto štruktúr, svojím založením plikatívnych, stavbu predterciérneho podložia komplikujú depresné formy obmedzené zlomami – prepadliny. Jednou z nich je bzovícka depresia meridionálneho smeru a druhá sz. smeru, situovaná západne od Ábelovej (obr. 2b). Kritériom definovania týchto plikatívnych a zlomových štruktúr bola priestorová distribúcia predkenozoických, sčasti aj paleogénnych súvrství a komplexov, pozorovaná na povrchu aj v podloží (podľa vrtov).

Najvýznamnejšia, resp. najzreteľnejšia plikatívna (či plikatívno-disjunktívna) štruktúra predterciérneho podložia je **tuhárska synforma** (tuhárska synklinála; Fusán, 1962) sv.-jz. smeru. V jej jadre popri föderatskej skupine ostali uchránené pred eróziou aj zvyšky ochtinského súvrstvia gemerika. Vznik tuhárskej synformnej štruktúry kladie Plašienka (1983) do obdobia umiestňovania príkrovu muránskeho mezozoika, ktoré je mladšie ako základná alpínska deformácia veporika.

Zdá sa, že synforma bola aktívna aj počas eocénu, keď do nej preniklo more. Eocénne morské sedimenty sa nezachovali, ale ich prítomnosť v tuhárskej synforme dokazujú obliaky organogénnych a silicifikovaných vápencov s eocénnymi numulitmi v zlepencoch lučenského súvrstvia (eger) v Ipeľskej kotline pri Dolinke (Marková, 1967), ako aj preplavené eocénne numulity a operkulíny v lučenskom súvrství vo vrte SH-1b východne od Modrého Kameňa (Vaňová in Vass et al., 1979).

Južne od tuhárskej synformy paralelne s ňou prebieha **antiforma stredného Ipľa** (Vass et al., 1979). Antiforma ožila aj v období po bádene (pozri obr. 22). Antiformu tvoria metamorfity južného veporika – svory, ruly a amfibolity, ako možno súdiť podľa viacerých hlbokých vrtov a z niekoľkých prirodzených východov. V súčasnosti sa predpokladá, že tuhárska synforma a antiforma stredného Ipľa vznikli na konci jury až v ranej kriede ako následok tuhárskej kompresnej fázy, pri ktorej nastal aj násun gemerika na veporikum (Plašienka, 2002). Západne od Ružinej skutočne leží troska ochtinskej skupiny gemerika nasunutá na južnom veporiku [pozri napr. Vass (ed.), 1992; obr. 2b].

Predoligocénna štruktúrna forma podložia Krupinskej planiny je **bzovícka prepadlina** meridionálneho smeru (obr. 2b), ktorá koso porušuje severný okraj synformy, a teda je mladšia. Depresia je následok kohútskej extenznej fázy. Bol to proces vyvolaný extenzným kolapsom zhrubnutej kontinentálnej kôry slovenskokarpatského orogénneho klinu v senóne (Plašienka, 2002). Bzovícka depresia je vymodelovaná na základe geofyziky. Rovnako mohla byť vyplnená morskými eocénnymi sedimentmi, ale vrt GK-4 vyhĺbený pri Bzovíku takéto sedimenty v podloží mladšieho terciéru neoveril. Depresiu vypĺňajú kontinentálne sedimenty vrchnej kriedy až eocénu (Marková et al., 1972).

Iná, menej výrazná prepadlina naprieč tuhárskou synformou je **prepadlina západne od Ábelovej** (obr. 2b). Je to akoby zárodok neskoršej dačovolomskej prepadliny, ale je situovaná asymetricky vo vzťahu k osi tejto mladšej prepadliny. Na existenciu prepadliny upozornili dva staršie vrty série M (M-87 a M-107 pri Červeňanoch, resp. pri Hornom Tisovníku), ktoré pod miocénnymi horninami vnikli do spodnotriasových kremencov (Vass et al., 1979).

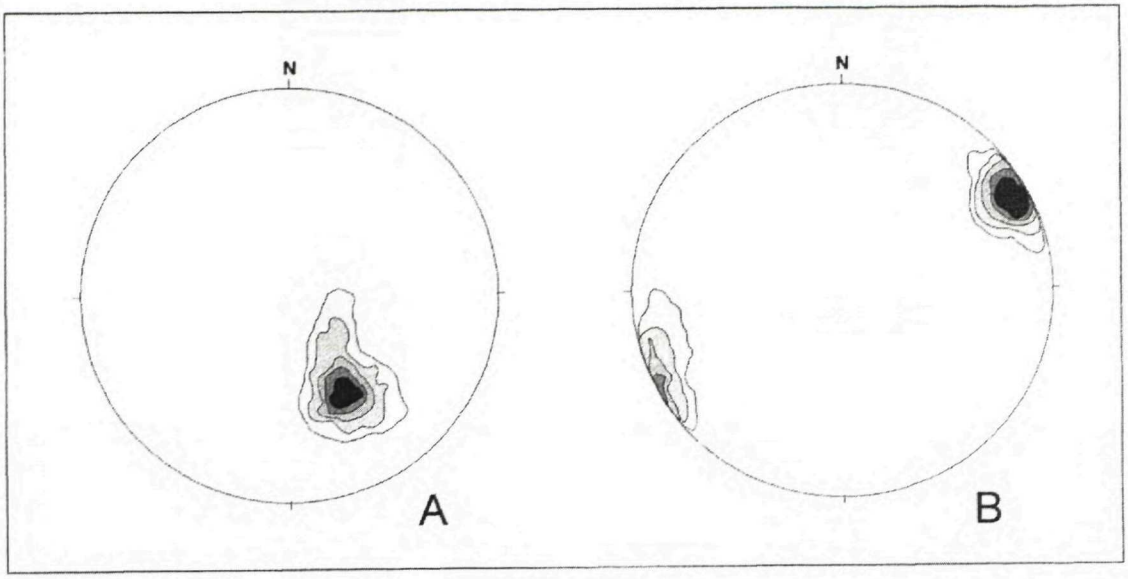
Na tektoniku, resp. na tektonicko-paleogeografický vývoj Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny počas neskorého paleogénu a v neogéne mali rozhodujúci vplyv:

- šahanská antiforma,
- dačovolomská prepadlina,
- bádenské zlomy strhársko-trenčskej prepadliny a ďalšie zlomy zlomového systému SSZ – JJV.

Šahanská antiforma

Šahanská antiforma je elevačná vrásovo-zlomová štruktúra s určujúcim vplyvom na geologický vývoj Ipeľskej kotliny počas oligocénu až karpatu [Vass (ed.), 1976, 1979]. Antiforma vznikla v oligocéne inverziou dovtedajšej tuhárskej synformy (priestorová koincidencia osí oboch štruktúr je na obr. 2b). Jadro šahanskej antiformy tvoria metamorfované horniny, ktoré najskôr predstavujú pokračovanie metamorfovaných súborov kryštalinika kohútkej zóny veporika. Severovýchodne od Šiah v záreze Olvárskeho potoka a potoka Berinček sa nachádzajú rozsahom neveľké odkryvy kryštalických bridlíc. Ide o jediné východy kryštalického podložia prístupné priamemu meraniu mezoštruktúrnych prvkov.

Metamorfity pozostávajúce najmä z dvojsľudových rúl a granátických svorov podľahli polyfázovým tektonickým procesom – od základných metamorfných deformácií hercýnskeho obdobia cez alpínske strižné deformácie až po strednomiocénnu zlomovú tektoniku, formujúcu morfológiu Ipeľskej kotliny. Horniny v prirodzených východoch majú povahu fylonitov (foto 1), zvyčajne s málo zreteľnými primárnymi prvkami. Foliačné plochy sa konformne ukláňajú pod strednými uhlami na SZ (310 – 340°/35 až 45°) a predstavujú naloženú diaftoretickú (fylonitickú) bridličnatosť s_2. Takáto intenzita a plošný rozsah naloženej deformácie sú typické pre alpínsku tektonometamorfózu veporika. Osi b mikrovrás prebiehajú subhorizontálne, naj-



Obr. 15 Kontúrové diagramy deformačných štruktúr v kryštalických bridliciach z prirodzených východov na úpätí Krupinskej planiny (v údolí Olvárskeho potoka a potoka Berinček).
A) foliačné plochy (na základe 60 údajov), B) osi vrás a lineácie (21 údajov).

Fig. 15 Contour diagrams of deformation mesostructures in crystalline schists from the southern slope of Krupinská planina Plateau (in the valleys of the brooks Olvársky and Berinček).
A)poles of foliation planes (based on 60 data), B) orientation of b-axis of folds and lineation (21 data).

častejšie v vsv.-zjz. smere 50 – 230° až 80– 260°. Podobný je aj priebeh lineácií. Niekedy možno pozorovať výrazné pásiky orientovaných sľúd pozdĺž osí b vrás. Ide o tzv. strečingovú lineáciu, ktorá v týchto prípadoch svedčí o významnom uplatnení lineárnej anizotropie. Dominujúca klivážna bridličnatosť (s_2) a dané lineárne štruktúry sa veľmi pravdepodobne vyvíjali v rámci jedného kontinuálneho deformačného procesu. Táto lineárna anizotropia vyjadruje v hrubých črtách priebeh šahanskej antiformy. Len ojedinele sa objavuje kríženie dvoch lineácií alebo ďalšie klivážne plochy. Metamorfné foliácie, osi b a lineácie znázorňujú kontúrové diagramy na obr. 15.

Úklony metamorfnej foliácie na SZ sú v južnom veporiku zriedkavé. Naopak, foliačné plochy považované za alpínske sa generálne skláňajú na juh a juhovýchod. Ak kryštalinické podložie šahanskej elevácie hodnotíme ako pokračovanie jz. cípu kohútskeho kryštalinika, tak vysvetlenie opačne orientovaných štruktúr možno hľadať v rotácii blokov pozdĺž horizontálnej osi alebo južnou „polohrasťovou" štruktúrou. Takto by rotačné pohyby kopírovali smery penetratívnych alpínskych lineárnych štruktúr, ako sú sv.-jz. (vsv.-zjz.) smerom prebiehajúce osi b vrás a lineácie. Iné vysvetlenie szs. a sz. úklonov podložia sa ponúka v pokračovaní štruktúry tuhárskej synformy. To by bolo možné paralelizovať so severným upadaním južného krídla tuhárskeho tektonického vejára. Odhliadnuc od štruktúrnej interpretácie, je zrejmé, že naklonenie podložia na SSZ a SZ môže v istom úseku šahanskej antiformy signalizovať extenzné poklesové štruktúry smerom na sever.

Vo fylonitizovaných metamorfitoch môžeme občas badať deformované reliktné štruktúry, ktoré bývajú orientované strmo, väčšinou však v identických sv.-jz. smeroch ako základná alpínska diaftoréza (foto 1). Predalpínske domény s veľkosťou X dm sú zvyčajne hrubozrnnejšie. Prezrádza ich páskovaná stavba pôvodného metamorfitu, kde sa najčastejšie striedajú primárne segregované sľudnaté a kremenno-živcové vrstvičky. Ide zrejme o hercýnsku metamorfnú foliáciu s_1, ale generálne charakterizovať predalpínske štruktúry nie je možné. Príznačný indikátor hercýnskej metamorfózy tvoria až 0,5 až 1 cm veľké výrastlice granátu. V priebehu alpínskej strižnej deformácie bývajú tieto granáty kataklázované a relikty sa pozdĺž lineárnych štruktúr rozťahujú do elipsovitých útvarov. Tento fenomén spolu s mezoskopickými deformačnými štruktúrami taktiež naznačuje transpresný režim alpínskej diaftorézy.

Markantný puklinový systém v horninách kryštalinika prebieha subvertikálne v smere SSZ – JJV. V zmysle klasickej terminológie (Sander, 1948) predpokladáme, že ide o tzv. ac pukliny orientované kolmo na osi b vrás a lineáciu, s ktorými sú v genetickom vzťahu. Možno sa preto domnievať, že boli založené v kriedovom období, aj keď v neskoršom období, v strednom miocéne až bádene, boli reaktivované. Os šahanskej antiformy, ako naznačuje konfigurácia kenozoických sedimentov, ktorých faciálny vývoj antiforma kontrolovala, mohla byť uklonená na SV. Svedčí o tom skutočnosť, že veporické kryštalinikum v osovej zóne antiformy na SV od Šiah je zakryté iba modrokamenským súvrstvím (karpat), zatiaľ čo v sv. pokračovaní antiformy horniny veporika sú zakryté staršími súvrstviami, najmä lučenským (eger), resp. krupinským (kišcel – eger) a čížskym (kišcel).

Šahanská antiforma bola už od oligocénu priečne porušená zlomami sz.-jv. smeru pravdepodobne staršieho (kriedového?) založenia. Tieto zlomy v priestore dačovolomskej prepadliny, ktorú vymedzujú, viac než úklon osi antiformy kontrolujú rozloženie kišcelských a egerských sedimentov v nadloží predkenozoických hornín jadra antiformy.

Hoci sa subvertikálne pukliny v.-z. či vsv.-zjz. smeru v kryštaliniku sv. od Šiah prejavujú v menšej miere, javí sa, že horniny kryštalinika sú z južnej strany týmto spôsobom obmedzené. Možno tak isto ide o kriedové štruktúry sv.-jz. smeru, ktoré sa extenznými zlomami v egerskom období reaktivovali a pozdĺžne rozlámali šahanskú antiformu (obr. 16IIB). Rozsah vertikálnych pohybov v období karpatu a neskôr však nebol ani na tomto systéme výrazný, pretože priamo na kryštaliniku vo východoch sv. od Šiah aj južnejšie v panve nachádzame uloženiny karpatu. To naznačuje, že predkarpatský paleoreliéf viac-menej pozvoľna upadá na týchto zlomoch smerom na J – JV.

Podľa paleogeografických a litofaciálnych indícií šahanská antiforma vznikla v čase doznievania súľovskej extenznej fázy v Západných Karpatoch. Tá zachvátila frontálnu časť slovenskokarpatského orogénneho klinu (Plašienka, 2002), zatiaľ čo v jeho tyle, v priestore južného veporika, bola kompresia (Vass et al., 1993; Márton a Fodor, 1995), podobne ako vo vnútorných Západných Karpatoch (Plašienka, 2002) a v severnom transdanubiku (Fodor, 1992). Podľa smerovej orientácie antiforma vznikla v paleostresovom poli so smerom hlavnej kompresie SZ – JV počas kišcelu (obr. 16IIA), lebo už pri neskorokišcelskej transgresii antiforma kontrolovala okraj rozšírenia morského čížskeho súvrstvia na sz. okraji Budínskej panvy. Na severnom svahu antiformy, t. j. vo vzťahu k antiforme „on shore", sa vytvorila hypersalinická zátoka Maďarskej paleogénnej panvy, t. j. Budínskej panvy – sebcha – s chemogénnou sedimentáciou (Marková a Meier, 1972; Marková et al., 1972). Spojenie zátoky s otvoreným morom sprostredkovala embryonálna dačovolomská prepadlina obmedzená zlomami sz.-jv. smeru generovanými v paleostresovom poli s kompresiou smeru SZ – JV (obr. 3a; obr. 16IIA). Južne od šahanskej antiformy, t. j. na jej južnom svahu v Ipeľskej kotline, bolo v tom čase more otvoreného šelfu s normálnou salinitou.

Podobnú úlohu ako počas kišcelu zohrala šahanská antiforma aj v egeri. Vtedy sa v Ipeľskej kotline ukladali sedimenty lučenského súvrstvia a v krupinskej depresii perzistovala sebcha. Po egeri zanikla Budínska panva a zanikla aj sebcha na severnom svahu šahanskej antiformy. Na južnom svahu antiformy do Ipeľskej kotliny progradovala opatovská delta (Šutovská-Holcová et al., 1993), ktorá prispela k zapĺňaniu zanikajúcej Budínskej panvy.

Počas egeru v stresovom poli kompresiu sz.-jv. smeru vystriedala extenzia toho istého smeru (Vass et al., 1993). Táto udalosť umožnila vznik či oživenie starších zlomov sv.-jz. smeru. Práve takéto zlomy pozdĺžne rozlámali šahanskú antiformu a epigeneticky obmedzili z oboch strán jej svahy (obr. 16IIB).

V ranom egenburgu maximálna kompresia rotovala zo smeru SZ – JV do vertikálnej pozície a extenzia v smere SV – JZ umožnila vznik dačovolomskej prepadliny s osou Veľký Krtíš – Dačov Lom. Prepadlina sa stala jedným z prielivov, cez ktorý preniklo more zo severozápadu a zo severu, z ranoegenburských bazénov vonkajších flyšových Karpát cez vnútrokarpatské depresie do roztvárajúcej sa Fiľakovsko-pétervásarskej panvy (Vass, 1995b), resp. do morského zálivu (Sztanó, 1994). Existenciu prielivu v dačovolomskej prepadline dokazujú erozívne zvyšky egenburských morských sedimentov overené niekoľkými vrtmi na severnom svahu šahanskej antiformy, ale sústredené v priestore dačovolomskej prepadliny (obr. 4).

Počas neskorého egenburgu, keď celá panónska oblasť vrátane južných svahov Západných Karpát stúpala a bola vystavená erózii alebo lokálne vznikali kontinentálne sedimenty (Vass, 1995b), distribúciu kontinentálneho bukovinského súvrstvia a ryodacitových tufov, ktoré sú súčasťou súvrstvia, kontrolovala šahanská antiforma. Na jej vrchole, resp. v osovej zóne antiformy chýba bukovinské súvrstvie. Podobne na vrchole elevácie absentujú ryodacitové tufy (Vass et al., 1979; príl. 5).

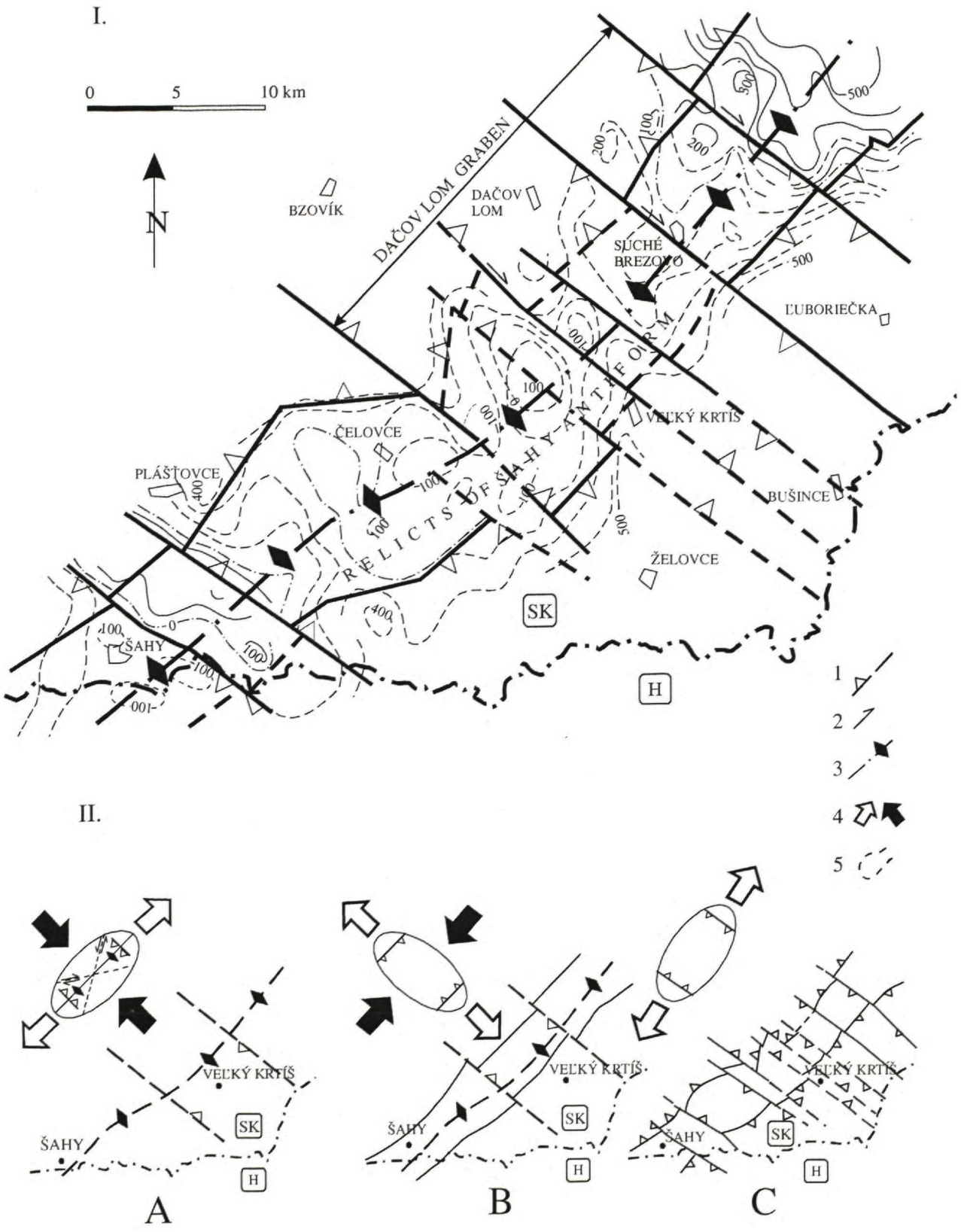
Až do konca raného miocénu elevácia kontrolovala sz. okraj Novohradskej panvy, čiže kontrolovala distribúciu fácií salgótarjánskeho a modrokamenského súvrstvia. V tejto súvislosti treba povedať, že počas ukladania pôtorských (t. j. uhľonosných) vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia na vrchole elevácie severne od Horných Strhár a v okolí Senného neboli priaznivé podmienky na tvorbu uhlia. V tomto priestore spodný uhoľný sloj pôtorských vrstiev je tenší ako 1 m (Maďar, 1998). Z toho vychodí, že šahanská elevácia, resp. jej segmenty aj v miestach, kde eleváciu prelomila dačovolomská prepadlina, zaostali za subsidenciou oproti k južným a severným svahom elevácie.

Dačovolomská prepadlina

V priebehu raného miocénu šahanskú antiformu priečne porušili zlomy dačovolomskej prepadliny (Vass et al., 1979). Zlomy vznikli v stresovom poli s vertikálne usmernenou kompresiou a extenziou v smere SV – JZ (Vass et al., 1993). Niektoré z nich sú staršieho založenia (oligocénne okrajové zlomy embryonálnej dačovolomskej prepadliny) a v ranom miocéne ožili (obr. 16).

Dačovolomská prepadlina a zlomy sv.-jz. smeru, ktoré ju obmedzujú a pozdĺžne členia, boli nanovo overené vrtmi. Geofyzikálne merania realizované pri vyhľadávacom prieskume uhlia v priestore Veľký Lom – Lešť a ich interpretácia priniesli spresnenie informácií o zlomoch porušujúcich šahanskú antiformu, resp. vymedzujúcich a pozdĺžne členiacich dačovolomskú prepadlinu, obzvlášť spresnenie lokalizácie a smerovej orientácie zlomov, ako aj smeru sklonu zlomových plôch.

Na mape povrchu predterciérneho podložia (Maďar, 1998) možno identifikovať zlomy dačovolomskej prepadliny (obr. 17). Severovýchodným okrajovým zlomom prepadliny je zlom, ktorý prebieha severne od osady Príboj a pokračuje na JV k Ľuboriečke. Podľa Vassa (in Vass et al., 1979) je to okrajový zlom dačovolomskej prepadliny. Ďalšie zlomy prebiehajú medzi obcami Suché Brezovo a Bzovík. Všetky tieto zlomy sú uklonené na SV a obmedzujú kryhy jv. krídla prepadliny. Protiľahlé, jz. krídlo prepadliny modeluje zlom uklonený na JV. Prechádza popri Horných Plachtinciach a pokračuje popri Dolných Plachtinciach smerom na JV (porovnaj Vass et al., 1979). Iný zlom s rovnakým úklonom prebieha cez osadu Pliešky smerom na Modrý Kameň, ďalší prebieha medzi osadami Útlaky a Riečky a pokračuje východne od Horných Strhár.



Obr. 16 I Zvyšky šahanskej antiformy obmedzené zlomami sv. smeru a priečne porušené zlomami dačovolomskej prepadliny.
Vysvetlivky: 1 – poklesový zlom; 2 – horizontálny posun; 3 – os šahanskej antiformy; 4 – smery paleonapätí (čierne šípky: kompresia, prázdne šípky: tenzia); 5 – izohypsy predkenozoického podložia.
Obr.16 II Zmeny paleonapäťového poľa v čase (podľa Vassa et al., 1993).
A) stredný kišcel: smer maximálnej kompresie je SZ – JV; v jej následku vzniká šahanská antiforma a začína sa roztvárať dačovolomská prepadlina.
B) neskorý oligocén: zmena paleonapäťového poľa. Maximálna kompresia rotovala zo smeru SZ – JV do smeru SV – JZ. Tenzia v smere SZ – JV umožnila vznik zlomov obmedzujúcich severný aj južný svah šahanskej antiformy.

Všetky spomínané zlomy výrazne členia šahanskú elevaciu na segmenty (od východu na západ): segment Vanovho vrchu (F), Suchého Brezova a Strážnej hory (E), Suchého drieňa (D), Pavlovho hrbu (C), Dolných Riečok (B) a Prostredničianskych lazov (A) (obr. 17). Zo vzájomnej konfigurácie segmentov vyplýva, že boli dislokované pravými posunmi pozdĺž zlomov dačovolomskej prepadliny, t. j. zlomov sz.-jv. smeru. Segment Vanovho vrchu pravý horizontálny posun na zlome prebiehajúcom medzi Brusníkom a Suchým Brezovom odsunul z osi šahanskej elevácie na juhovýchod. Podobne pravý posun pozdĺž zlomu prebiehajúceho západne od Suchého Brezova posunul segment Suchého Brezova mierne na JV. Pravý posun, aj keď menej výrazný, nastal aj na zlome prebiehajúcom východne od Horných Strhár. Dextrálne posuny po zlomoch prebiehajúcich popri obci Príboj a popri obci Šuľa premiestnili na juhovýchod červeniansku depresiu, ktorá pôvodne bola severným pokračovaním veľkolomskej depresie. Sinistrálny posun po zlome sz.-jv. smeru, čiže po zlome dačovolomského systému prebiehajúcom popri samote Pliešky, posunul na SZ segment Dolných Riečok oproti segmentu Prostredničianskych lazov.

Horizontálny posun, zdá sa, nastal aj pozdĺž zlomov ssz.-jjv. smeru, čiže pozdĺž bádenských zlomov. Išlo však o sinistrálne posuny (obr. 17).

Na štruktúrnej mape podložia pôtorských vrstiev (Maďar, 1998) popri vymenovaných zlomoch sa dajú interpretovať aj ďalšie zlomy (obr. 18). Porušujú najmä východné krídlo dačovolomskej prepadliny a vo vzťahu k spomínaným zlomom sú protiklonné, t. j. sú uklonené na SV. Jeden z nich prebieha popri okraji obce Veľký Lom, ďalší jz. od obce Suché Brezovo. Dvojica navzájom protiklonných zlomov prebieha už mimo tohto územia, t. j. sv. od okrajového zlomu Príboj – Ľuboriečka: jeden medzi obcami Červeňany a Dolný Tisovník (sz. od Červenian) a je uklonený na JZ, druhý popri jz. okraji obce Šuľa, uklonený na SV. Prvé dva zlomy uklonené na SV vytvárajú so zlomami uklonenými na JZ pár zlomov obmedzujúci čiastkové poklesnuté kryhy – veľkolomskú (veľkolomská depresia), ako aj kryhy či depresie Macochy a Imrovky. Zlomy mimo dačovolomskej prepadliny vymedzujú čiastkovú červeniansku depresiu (obr. 18).

Čiastkové depresie dačovolomskej prepadliny a ich význam pre paleogoegrafiu na severnom svahu šahanskej antiformy

Ako sme už uviedli, na severnom svahu šahanskej elevácie sa vytvorili štyri čiastkové depresie obmedzené zlomami (obr. 18), z ktorých najväčšia bola veľkolomská depresia. Na štruktúrnej mape bázy pôtorských vrstiev, resp. na mape hrúbky salgótarjánskeho súvrstvia (Maďar, 1998) má depresia pretiahnutý tvar s osou v smere SZ až JV. Salgótarjánske súvrstvie dosahuje v depresii hrúbku až 200 m. Tým sa vyrovná hrúbke tohto súvrstvia v Ipeľskej kotline. V depresii je vyvinutý iba spodný sloj na báze pôtorských vrstiev. Jeho hrúbka je až zhruba 4 m (vrt VVL-27 sz. od Veľkého Lomu; Bartek et al., 1998). Aj to je hrúbka porovnateľná s hrúbkou 3., čiže spodného sloja v Ipeľskej kotline (jv. od Modrého Kameňa: 5 m; Čechovič, 1952). Veľkolomská depresia subsidovala aj počas raného egenburgu, lebo vrt VVL-8 vyhĺbený na západnom okraji depresie prenikol prevažne cez piesčité sedimenty fiľakovského súvrstvia hrubé 35,4 m (obr. 5/2). Počas neskorého egenburgu v depresii prechodne perzistoval močiar, v ktorom vznikol uhoľný sloj zlej kvality hrubý 3,80 m (Vass et al., 1999).

V červenianskej depresii a depresii Macocha je vyvinutý spodný uhoľný sloj hrubý až 5 m (vrt ČV-8 sz. od Šule), resp. 2,6 m (vrt VVL-9 sz. od Suchého Brezova).

Dačovolomská prepadlina sprostredkovala prienik morskej transgresie na severný svah šahanskej elevácie aj v karpate, hoci lito- a biofaciálny vývoj modrokamenského súvrstvia je silne poznačený bariérovým efektom šahanskej antiformy. Rozšírenie modrokamenského súvrstvia pravdepodobne pokračuje za antiformou nielen v dačovolomskej prepadline, ale pozdĺž severného svahu šahanskej elevácie pokračuje v smere na JZ (obr. 19a). Hlavná oblasť distribúcie modrokamenského súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy je však dačovolomská prepadlina a jej čiastkové depresie. Najväčšiu hrúbku – viac ako 200 m – má modrokamenské súvrstvie v čiastkovej depresii Imrovky. Aj vo veľkolomskej depresii je hrúbka karpatu relatívne väčšia ako na príbojskej vysokej kryhe. Aj v tejto depresii sa však prejavuje erózny zrez, ktorý postihol východné krídlo dačovolomskej prepadliny

C) raný miocén: Maximálna kompresia rotovala do vertikálnej pozície a tenzia pôsobila v smere SV – JZ. Aktivita zlomov dačovolomskej prepadliny kulminovala.

Poznámka: všetky predbádenské smery napäťového poľa a zlomov sú v recentných koordinátach. Miocénne rotácie (Márton et al., 1995; Márton a Fodor, 1995) sa neberú do úvahy.

Fig. 16 I Remnants of the Šahy Antiform confined by NE trending faults and transversely broken by the faults of Dačov Lom Graben. Explanations: 1 – normal fault; 2 – strike-slip fault; 3 – axis of Šahy Antiform; 4 – paleostress directions (black arrow: compression, empty arrow: extension; 5 – isohypses of pre-Cenozoic basement.

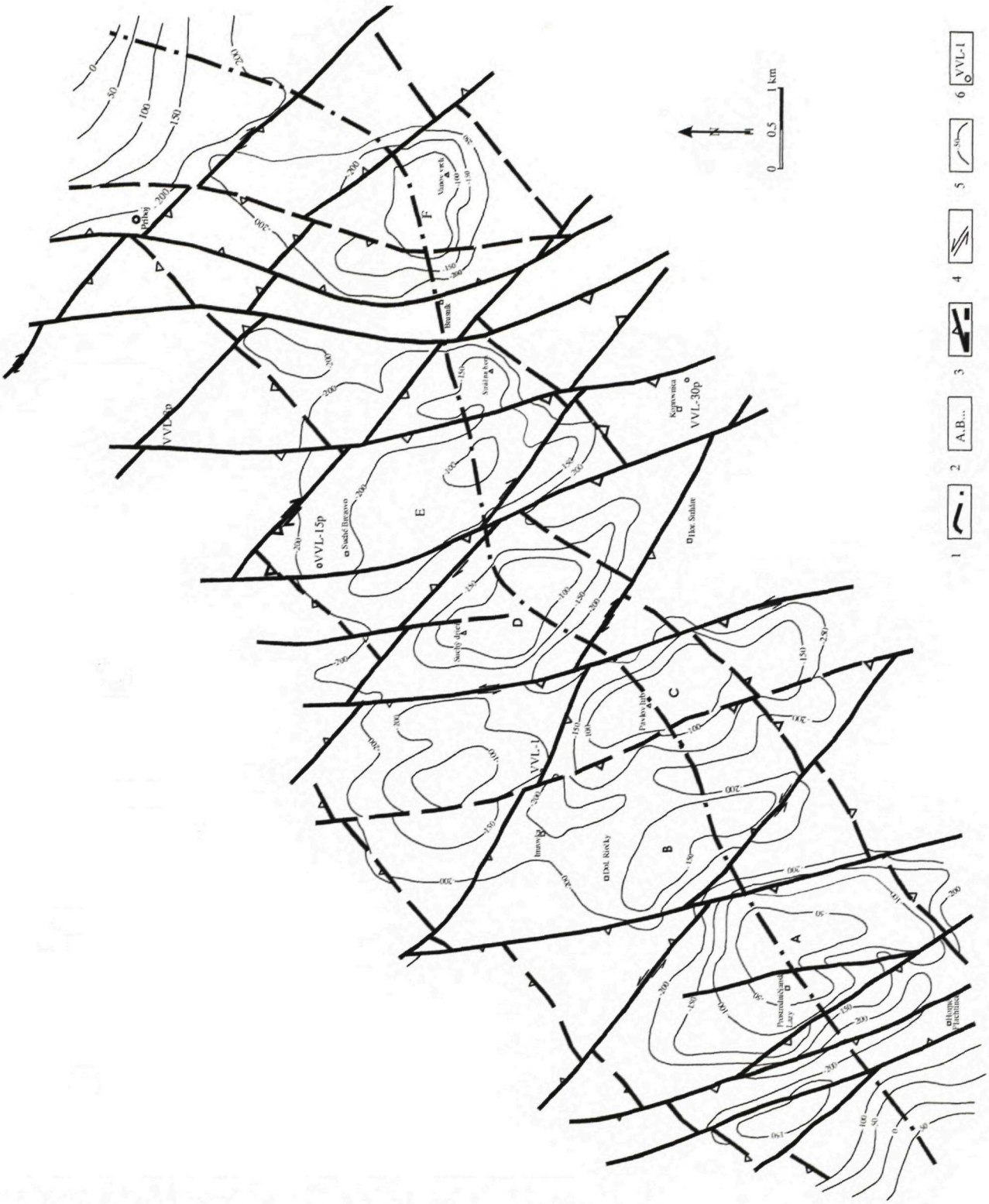
Fig. 16 II Variances of the paleostress field in the time (after Vass et al., 1993).

A) Middle Kiscellian: Maximum compression oriented in NW – SE direction; the Šahy Antiform came to origin and early Dačov Lom Graben began to open.

B) Late Oligocene: Paleostress event when maximum compression rotated from NW – SE direction to NE – SW direction. The NW – SE extension originated faults confining both flanks of the Šahy Antiform.

C) Early Miocene: Maximum compression rotated to the vertical position and the extension was working in NE – SW direction. The faults activity of Dačov Lom Graben culminated.

Remark: all pre-Badenian directions mentioned are in recent coordinates. The Miocene rotations (Márton et al., 1995; Márton & Fodor, 1995) are omitted.



Obr. 17 Relikty šahanskej antiformy v úseku medzi obcami Horné Plachtince a Príboj.
Antiforma, ako aj jej obmedzenie zlomami sv.-jz. smeru sú rozlámané priečnymi zlomami dačovolomskej prepadliny sz. smeru a bádenskými zlomami ssz. až meridionálneho smeru. Zostavené s použitím výsledkov geofyzikálnych meraní (Maďar, 1998).
1 – os šahanskej antiformy; 2 – segmenty šahanskej antiformy; 3 – poklesové zlomy; 4 – horizontálne posuny; 5 – izolínie reliéfu kenozoického podložia; 6 – lokalizácia vrtov; A – segment Prostredničianskych lazov; B – segment Dolných Riečok; C – segment Pavlovho hrbu; D – segment Suchého drieňa; E – segment Suchého Brezova a Strážnej hory; F – segment Vanovho vrchu.

Fig. 17 Relics of Šahy Antiform between villages Horné Plachtince and Príboj. The Antiform and NE – SW faults confining the Antiform are broken by the perpendicular NW – SE faults of Dačov Lom Graben and by faults of NNW and meridional direction. Compiled on the base of geophysical data (Maďar, 1998).
Segments of Šahy Antiform: A – Prostredničianske lazy Segment; B – Dolné Riečky Segment; C – Pavlov hrb Hill Segment; D – Suchý drieň Segment; E – Suché Brezovo and Strážna hora Hill Segment; F – Vanov vrch Hill Segment. 1 – axis of Šahy Antiform; 2 – segments of Šahy Antiform; 3 – normal fault; 4 – strike-slip fault; 5 – izohypses of pre-Cenozoic basement; 6 – borehole.

do takej miery, že na príbojskej vysokej kryhe, a zvlášť v červenianskej depresii, je modrokamenské súvrstvie čiastočne, resp. úplne odstránené. Erózia napríklad pri Ľuboriečke odstránila aj časť salgótarjánskeho súvrstvia.

Poznámky k tektonickej kontrole distribúcie 3. (spodného) uhoľného sloja pôtorských vrstiev severne od šahanskej antiformy

Podľa priestorovej distribúcie uhoľných slojov pôtorského súvrstvia v Ipeľskej kotline, ako aj podľa vzťahu uhoľných slojov k zlomovej tektonike Vass (in Vass et al., 1979) vyslovil názor, že uhoľné sloje sa viažu na dačovolomskú prepadlinu. V súvise s distribúciou jednotlivých slojov usúdil, že najďalej na sever za šahanskú eleváciu, ale v rámci dačovolomskej prepadliny, zasahuje spodný uhoľný sloj. Uhoľný prieskum na severnom svahu šahanskej antiformy potvrdil správnosť tohto názoru. Ako sa uvádza v predchádzajúcej stati, severne od šahanskej antiformy je vyvinutý iba 3., čiže spodný uhoľný sloj pôtorských vrstiev. Jeho rozšírenie kontroluje dačovolomská prepadlina.

Podľa najnovších poznatkov predpoklad o limitujúcej funkcii dačovolomskej prepadliny vo vzťahu k výskytu a distribúcii slojov pôtorského súvrstvia možno spresniť v dvoch bodoch:

1. Distribúcia spodného sloja severne od šahanskej antiformy je asymetrická. V červenianskej a veľkolomskej depresii je hrúbka sloja najväčšia, smerom na západ sa zmenšuje.

2. Pozícia a tektonické obmedzenie červenianskej depresie istým spôsobom komplikuje stavbu východného krídla dačovolomskej prepadliny. Riešenie má dva varianty:

a) Východným okrajovým zlomom dačovolomskej prepadliny nie je zlom prebiehajúci cez osadu Príboj ďalej na JV k Ľuboriečke, ale je to maškovský zlom na západnom okraji Lučenskej kotliny [Vass a Elečko (eds.), 1992]. V tomto prípade by do rámca dačovolomskej prepadliny patrilo aj územie, na ktorom je rozšírený spodný uhoľný sloj pôtorských vrstiev v okolí samoty Malé Dálovce v Lučenskej kotline.

b) Červenianska depresia bola pôvodne pokračovaním veľkolomskej depresie. Do súčasnej pozície sa dostala pravým strihom tak, že sa nachádza mimo dačovolomskej prepadliny obmedzenej zlomom Príboj – Ľuboriečka (obr. 18).

Bádenské zlomy, strhársko-trenčská prepadlina a ďalšie prejavy mladej tektoniky

Synsedimentárne bádenské zlomy ssz.-jjv. smeru, ktoré obmedzujú a pozdĺžne členia strhársko-trenčskú prepadlinu, opísal Vass (1963). Neskoršie bola v Ipeľskej kotline opísaná sústava hrastí a prepadlín obmedzených prevažne zlomami ssz.-jjv. systému ako najmladšia zlomová sústava v regióne (Vass et al., 1979). Zlomy toho istého zlomového systému porušujú aj vulkanity Krupinskej planiny. Štruktúrna analýza krehkých deformácií ranobádenských vulkanitov a vulkanosedimentárnych hornín ukázala, že tieto zlomy sa aktivizovali v ranom bádene (Vass et al., 1993). O ich staršom založení (kriedа) však svedčí puklinový systém hornín predterciérneho podložia. Ten, ako sa domnieva jeden z autorov (Kováčik), je v genetickom vzťahu k alpínskym štruktúrnym prvkom veporika (je kolmý na osi b vrás a na lineáciu). Zlomy ssz. smeru koso porušujú zlomy dačovolomskej prepadliny (obr. 17 a 18) a nezriedka kontrolujú riečnu sieť. Je známe, že v priestore, kde sú relikty šahanskej antiformy, tieto zlomy zmenšujú výšku skoku a niektoré na elevácii aj vyznievajú (Ciesarik et al., 1962; Vass et al., 1979). Antiforma, hoci v bádene stratila svoju tektonicko-paleogeografickú funkciu, zostala rigidná a odolávala novému priečnemu porušeniu. Podľa Maďara (1998) zlomy ssz. systému, ktoré pokračujú aj cez šahanskú antiformu a za ňou, menia v jej osovej zóne svoj smer so ssz.-jjv. smeru na meridionálny.

Na bádenskú syngenetickú aktivitu zlomov ssz. smeru mimo strhársko-trenčskej prepadliny poukazuje aj skutočnosť, že miesta križovania týchto zlomov so staršími zlomami sv.-jz. smeru prebiehajúcimi po oboch stranách šahanskej antiformy využil andezitový vulkanizmus. Centrá tohto vulkanizmu vytvárajú na chrbte už stabilizovanej antiformy medzi Šahami a Lyscom viac-menej súvislú šahansko-lyseckú vulkanotektonickú zónu (Konečný in Vass, et al., 1979; obr. 20). Na túto vulkanotektonickú zónu sa viazali vulkanické centrá vinickej, opavskej a lyseckej andezitovej formácie. Niektoré zo zlomov ssz. smeru mali aj horizontálnu zložku pohybu, ktorá vyvolala rotáciu blokov proti smeru hodinových ručičiek (CCW; Túnyi et al., 2003).

Nové geologické poznatky o stavbe miocénu v podloží vulkanitov Krupinskej planiny spresňujú priebeh zlomov obmedzujúcich bádenské zlomové štruktúry (vysoké kryhy a prepadliny; obr. 17), ktoré boli definované v Ipeľskej kotline (Vass et al., 1979).

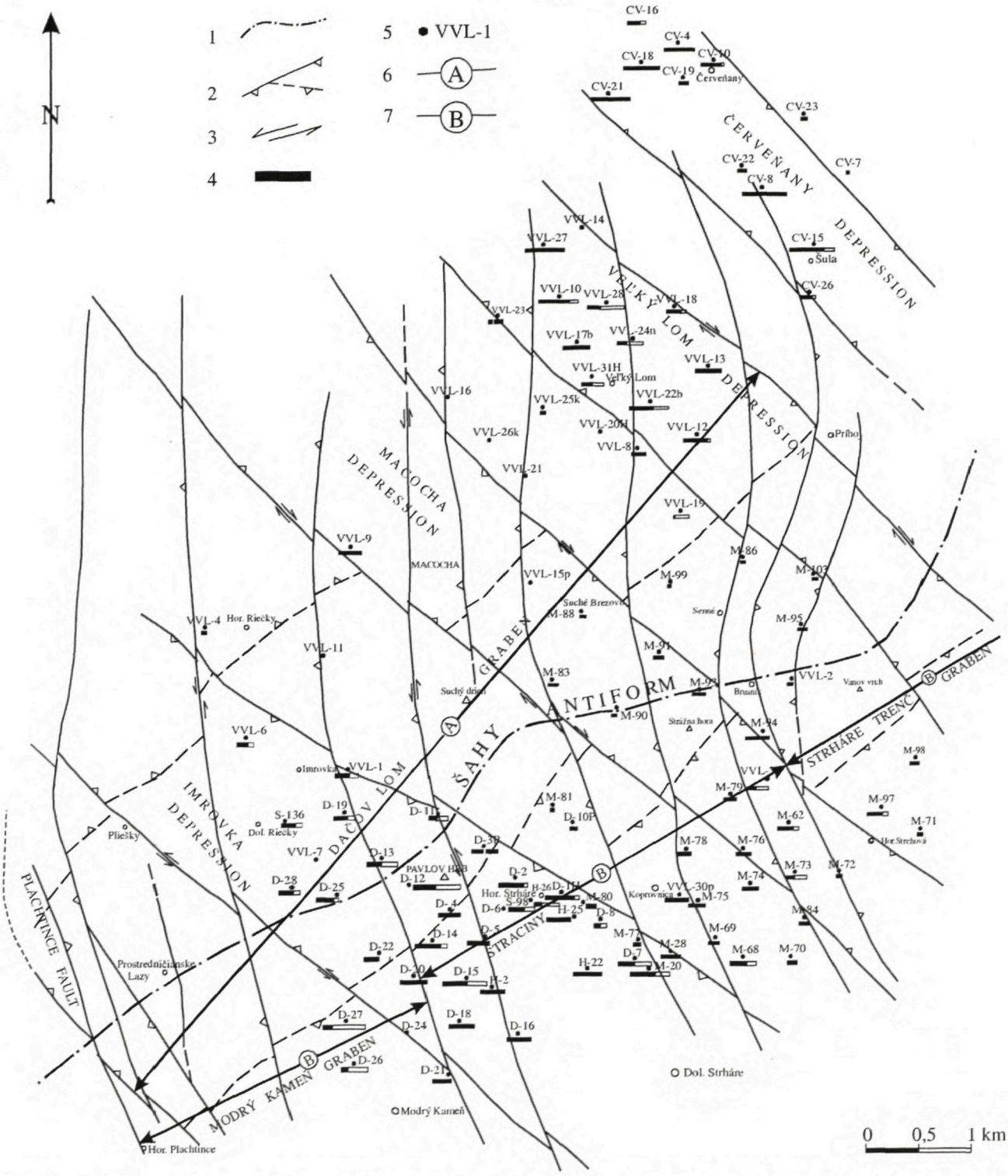
Západný okrajový zlom strhársko-trenčskej prepadliny prebieha západne od Horných Strhár cez obec Brusník, kde sa stáča zo smeru SSZ – JJV do meridionálneho smeru. Pokračuje k obci Príboj, kde sa opäť stáča do smeru SSZ – JJV, a pokračuje popri obci Šuľa na SSZ. Zlom je uklonený na V a súčasne vytvára východné obmedzenie stracinských vysokých krýh.

Ďalší významný zlom uklonený na Z obmedzuje stracinské vysoké kryhy na západe. Prebieha po východnom okraji Modrého Kameňa a ďalej západne od Horných Strhár, kde sa stáča takmer do meridionálneho smeru a prebieha ďalej na sever. Zlom je súčasne východným okrajovým zlomom modrokamenskej prepadliny.

Modrokamenskú prepadlinu na západnom okraji od príbelsko-plachtinských vysokých krýh oddeľuje plachtinský zlom uklonený na východ (obr. 18).

Bádenské zlomy, ako aj niektoré staršie zlomy sz. smeru ožili aj po bádene. Mnohé z nich kontrolujú divergenciu riečnych terás a predurčujú doliny dnešnej riečnej siete. Možno teda povedať, že tieto zlomy boli aktívne aj počas kvartéru.

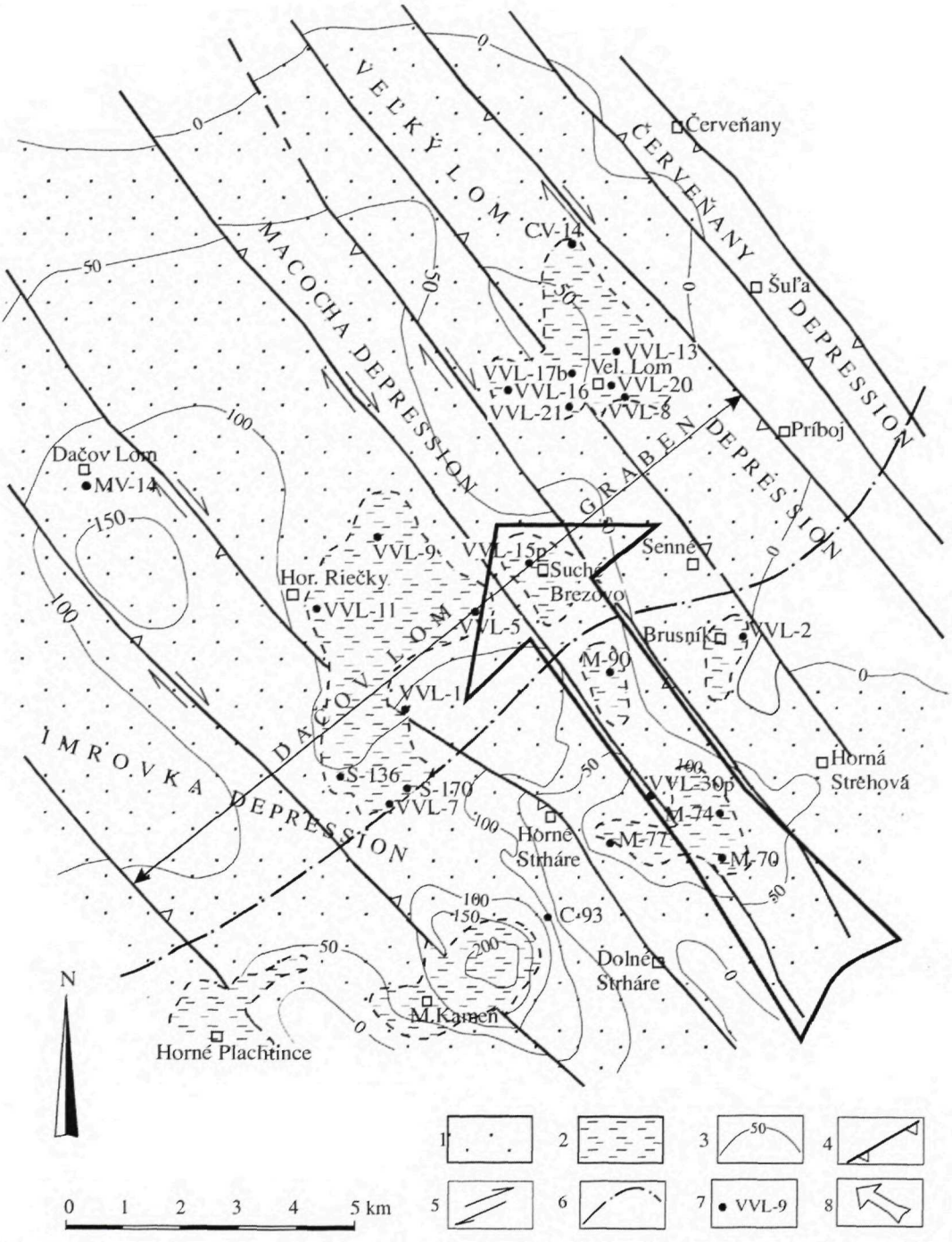
Divergenciu zlomov Ipeľskej kotliny zo sz.-jv. smeru do ssz.-jjv. smeru vysvetľuje Vass (2003) dvojfázovou rotáciou v horizontálnom pláne zakódovanou v deklinácii remanentného magnetizmu hornín (Márton et al., 1996). Zlomy sz.-jv. smeru vznikli pôvodne v extenznom paleostresovom poli raného miocénu, tenzia bola v sz.-jv. smere. Po otnangu sa odohrala ľavá rotácia asi o 50 stupňov,



Obr. 18 Ranomiocénne a bádenské zlomy a zlomové štruktúry v oblasti medzi Červeňanmi, Brusníkom, Modrým Kameňom a Hornými Plachtincami a ich vzťah k šahanskej antiforme. Na obrázku sú vymedzené novodefinované čiastkové depresie v rámci dačovolomskej prepadliny a asymetrická distribúcia hrúbky 3. (spodného) uhoľného sloja pôtorských vrstiev v prepadline. Najstaršie zobrazené zlomy sú sv. smeru, obmedzujú šahanskú antiformu (vznikli v stresovom poli s maximálnou kompresiou v smere SV – JZ po egeri). Tieto zlomy sú epigeneticky porušené zlomami dačovolomskej prepadliny spodnomiocénneho veku (vznikli v ranomiocénnom paleostresovom poli s vertikálne usmernenou maximálnou kompresiou a s tenziou v smere SV – JZ). Najmladšie zlomy, epigeneticky porušujúce zlomy sv. aj sz. smeru, vznikli v bádene (v paleostresovom poli s maximálnou kompresiou v smere SSZ až JJV). Všetky smery sú v recentných koordinátach.

Vysvetlivky: 1 – os šahanskej antiformy; 2 – zlomy; 3 – horizontálny posun; 4 – pomerné vyjadrenie hrúbky 3. (spodného) uhoľného sloja; 5 – vrt; A – dačovolomská spodnomiocénna prepadlina; B – bádenské prepadliny a vysoké kryhy (hrasti).

Fig. 18 Early Miocene and Badenian faults and blocks in the area between villages Červeňany, Brusník, Modrý Kameň and Horné Plachtince and their relationship to the Šahy Antiform. On the picture there are newly defined partial depressions within the Dačov Lom Graben. See the asymmetric distribution of the 3rd (lower) coal seam of Pôtor Member (Salgótarján Formation) within the Da-



Obr. 19a Paleogeografická schéma modrokamenského súvrstvia (karpat) na severnom svahu šahanskej antiformy, resp. v dačovolomskej prepadline.

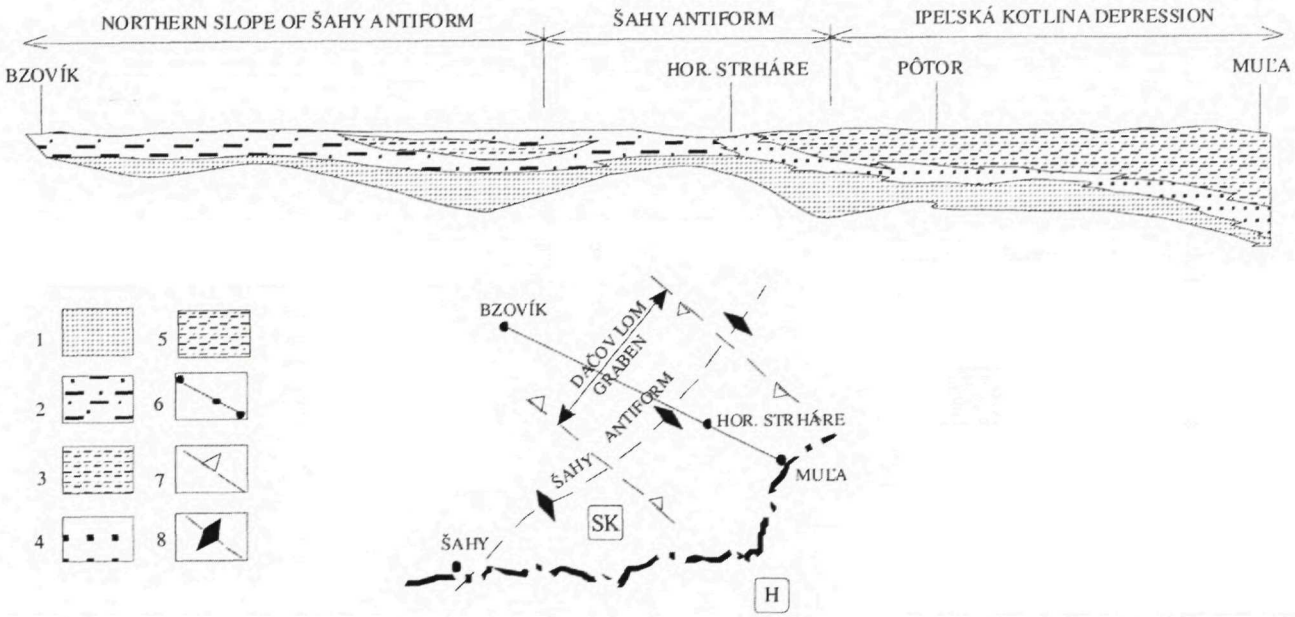
Vysvetlivky: 1 – stredno- a jemnozrnné vápnité piesky a silty (južne od osi šahanskej elevácie medokýšske vrstvy a krtíšsky piesok, severne od osi celé modrokamenské súvrstvie vo fácii medokýšskych vrstiev a s biocenózou *Rzehakia – Cardium – Siliqua*); 2 – vápnité siltovce až ílovce (sečianske vrstvy) prekrývajúce piesčité litofácie (krtíšsky piesok a medokýšske vrstvy); 3 – izočiary hrúbky modrokamenského súvrstvia v metroch; 4 – zlom; 5 – horizontálny posun; 6 – os šahanskej elevácie; 7 – vrt; 8 – smer komunikácie otvoreného mora s lagúnou na severnom svahu šahanskej antiformy. *(Pokračovanie vysvetliviek k obr. 19a je na strane 66).*

čov Lom Graben. The oldest faults are of NE direction, they confine the Šahy Antiform being generated in the paleostress field with maximum compression in NE – SW direction during and after Egerian (Late Oligocene). Those faults are epigenetically broken by the faults of Dačov Lom Graben, Early Miocene in age being originated in the Early Miocene stress field with vertically oriented maximum compression and with extension of NE – SW direction. The youngest faults breaking epigenetically the both faults systems of NE and NW direction had been generated in the Badenian in paleostress field with maximum compression, in NNW – SSE direction. All directions of paleostress fields and of faults are in recent coordinates.

Explanations: 1 – axis of Šahy Antiform; 2 – normal fault; 3 – strike-slipfault; 4 – relative expression of 3rd (lower) coal seam; 5 – borehole; A – Early Miocene Dačov Lom Graben; B – grabens and horst of Badenian age.

Zlomy zobrazené na mape sú synsedimentárne vo vzťahu k zobrazeným sedimentom a vymedzujú čiastkové depresie v rámci dačovolomskej prepadliny. Modrokamenské súvrstvie bolo erozívne redukované po karpate a pred bádenom, na južnom okraji a pri Sennom a Brusníku aj po bádene. Erózia najviac postihla východné krídlo dačovolomskej prepadliny a červeniansku depresiu, kde odstránila celé modrokamenské súvrstvie.

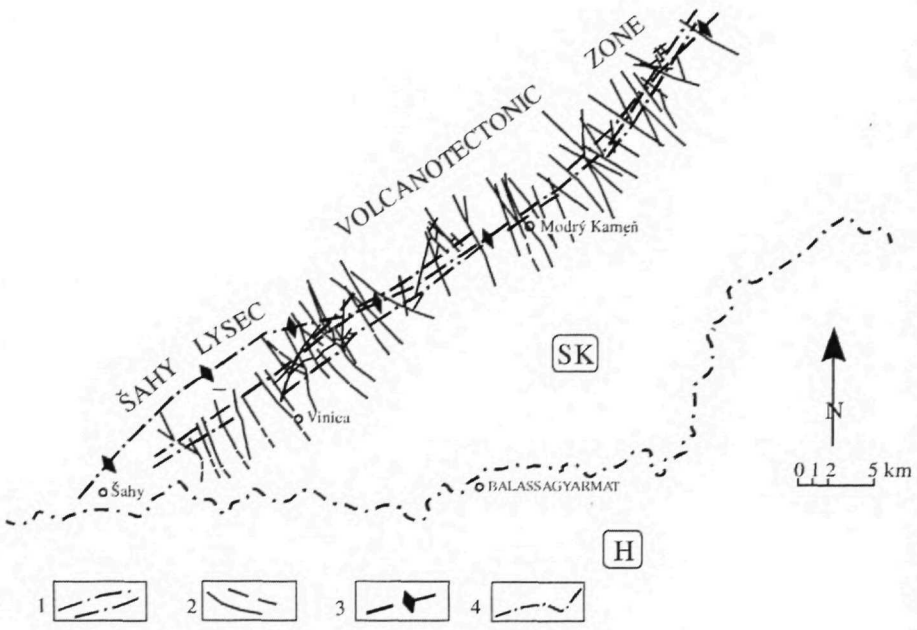
Fig. 19a Paleogeographic scheme of the Modrý Kameň Formation (Karpatian) on the northern slop of Šahy Antiform and/or in Dačov Lom Graben, respectively.
Explanations: 1 – medium and fine grained calcareous sand and silt (to the south from the axis of Šahy Antiform Medokýš Member and Krtíš Sand, to the north of antiform axis whole Modrý Kameň Formation is developed in the facies of Medokýš Member with the biocenosis of Rzehakia – Cardium – Siliqua); 2 – calcareous siltstone and claystone of Sečianky Member covering the sandy lithofacies (Krtíš Sand and Medokýš Member); 3 – thickness izohypses of Modrý Kameň Formation in metres; 4 – fault; 5 – strike-slip fault; 6 – axis of Šahy Antiform; 7 – borehole; 8 – communication of the lagoon on northern slope of Šahy Antiform with open sea.
The faults on the scheme are synsedimentary to the presented deposits and confine the partial depressions within the Dačov Lom Graben. The Modrý Kameň Formation was shortened by the erosion after Karpatian and pre-Badenian, on the southern margin and at the villages of Senné and Brusník also after the Badenian. The pre-Badenian erosion was the most vigorous on the eastern wing of Dačov Lom Graben, where the whole Modrý Kameň Formation was removed.



Obr. 19b Schematický paleofaciálno-paleogeografický profil modrokamenského súvrstvia zobrazujúci faciálnu distribúciu pred šahanskou antiformou, na nej a za ňou.
Vysvetlivky: 1 – vápnitý laminovaný silt a jemnozrnný piesok s endemickou faunou; 2 – vápnitý íl a silt s endemickou faunou; 3 – jemný vápnitý piesok/pieskovec; 4 – piesok/pieskovec s morskou faunou; 5 – vápnitý siltovec/silt a ílovec/íl s morskou faunou. 1, 2, 3 – sedimenty polouzavretej lagúny; 4, 5 – sedimenty otvoreného šelfu (iba v Ipeľskej kotline); 6 – línia rezu; 7 – poklesový zlom; 8 – os šahanskej elevácie.

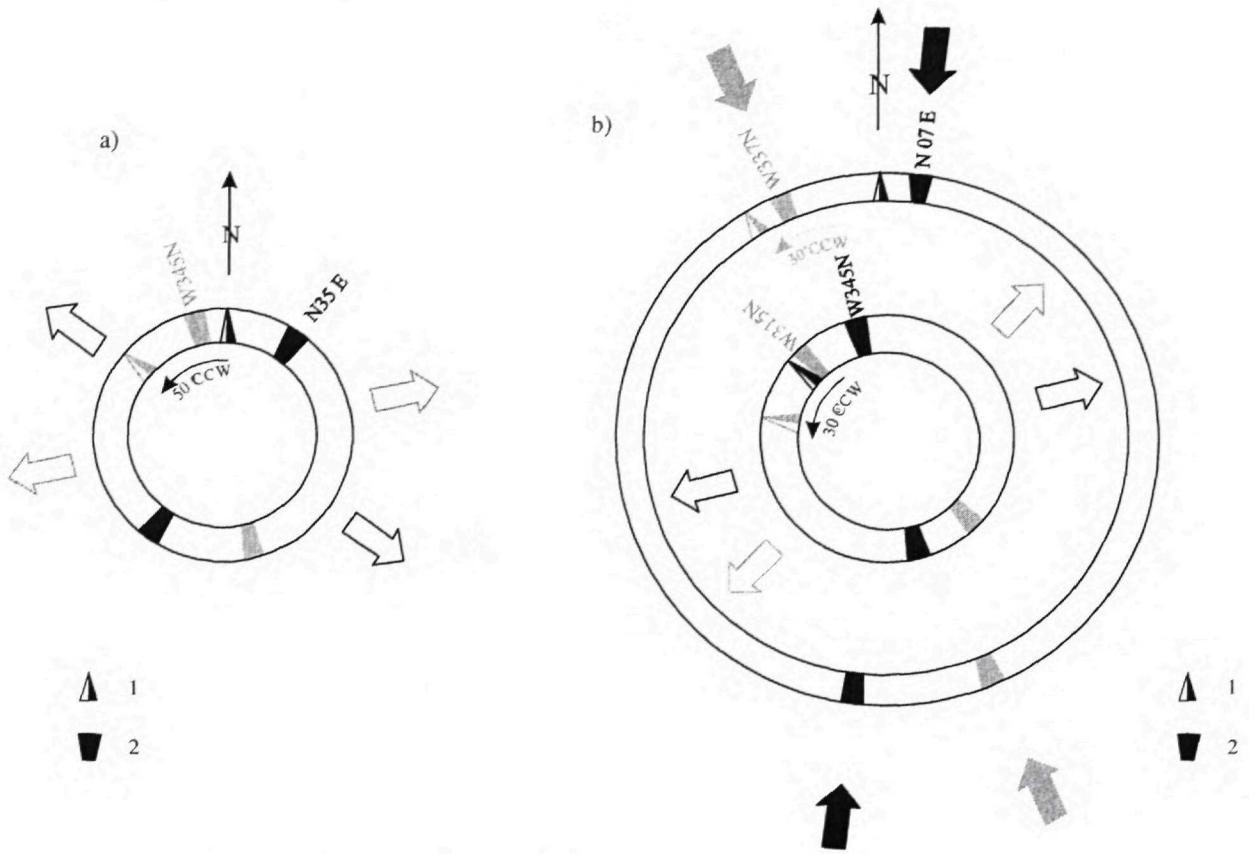
Fig. 19b Schematic paleofacial-paleogeographic section of Modrý Kameň Formation showing the facial distribution across the Šahy Antiform.
Explanations: 1 – calcareous laminated silt – fine sand with endemic fauna; 2 – calcareous clay and silt with endemic fauna; 3 – fine sand/sandstone; 4 – sand/sandstone with marine fauna; 5 – calcareous siltstone/silt and clay/claystone (the Schlier) rich in marine fauna; 1, 2, 3 – deposits of semidetached lagoon; 4, 5 – deposits of the open shelf (in Ipeľská kotlina Depression only); 6 – line of section; 7 – normal fault; 8 – axis of Šahy Antiform.

Fig. 21 Reason of NW and NNW trending Miocene faults divergence in the Ipeľská kotlina Depression and adjecent Krupinská planina Plateau (Vass, 2003) is the repeated Miocene crustal and/or lithospheric block rotation (Márton & Fodor, 1995; Márton et al., 1996). The faults and brittle deformations of NW – SE direction originated primary in paleostress field with the NW – SE oriented maximum extension and the compression in vertical position. The first stage of block left rotation (by 50° CCW) after the Ottnangian caused the reorientation of the normal faults and the brittle deformations into W 345 N (NNW – SSE) dirction (A). After it the paleostress field changed, the maximum compression rotated into horizontal position being oriented in direction N7E (close to N – S direction). In such paleostress field the new normal faults and brittle deformations generated pararell to the direction of maximum compression. The second stage of block left rotation (30° CCW) of Early Badenian caused the reorientation of new as well as older normal faults and brittle deformations into recent direction (B). So the older faults are of W 315 N (NW – SE) and jounger faults are of W 337 N (NNW – SSE) direction.
The symbols representing the paleomeridians and structural trends before rotation are in gray colour, meanwhile the same before rotation are in black. Presentation of rotation after Marko et al. (1995).
Explanations: 1 – direction of paleomeridian; 2 – structural trend.



Obr. 20 Šahansko-lysecká vulkanotektonická zóna a jej priestorový vzťah k niekdajšej šahanskej antiforme, ktorú reprezentuje priebeh osi antiformy.
Vysvetlivky: 1 – hlavné zlomy vulkanotektonickej zóny; 2 – zlomy bádenskej zlomovej štruktúry, kolmé na vulkanotektonickú zónu; 3 – os šahanskej antiformy (jej posledný prejav počas karpatu); 4 – štátna hranica.

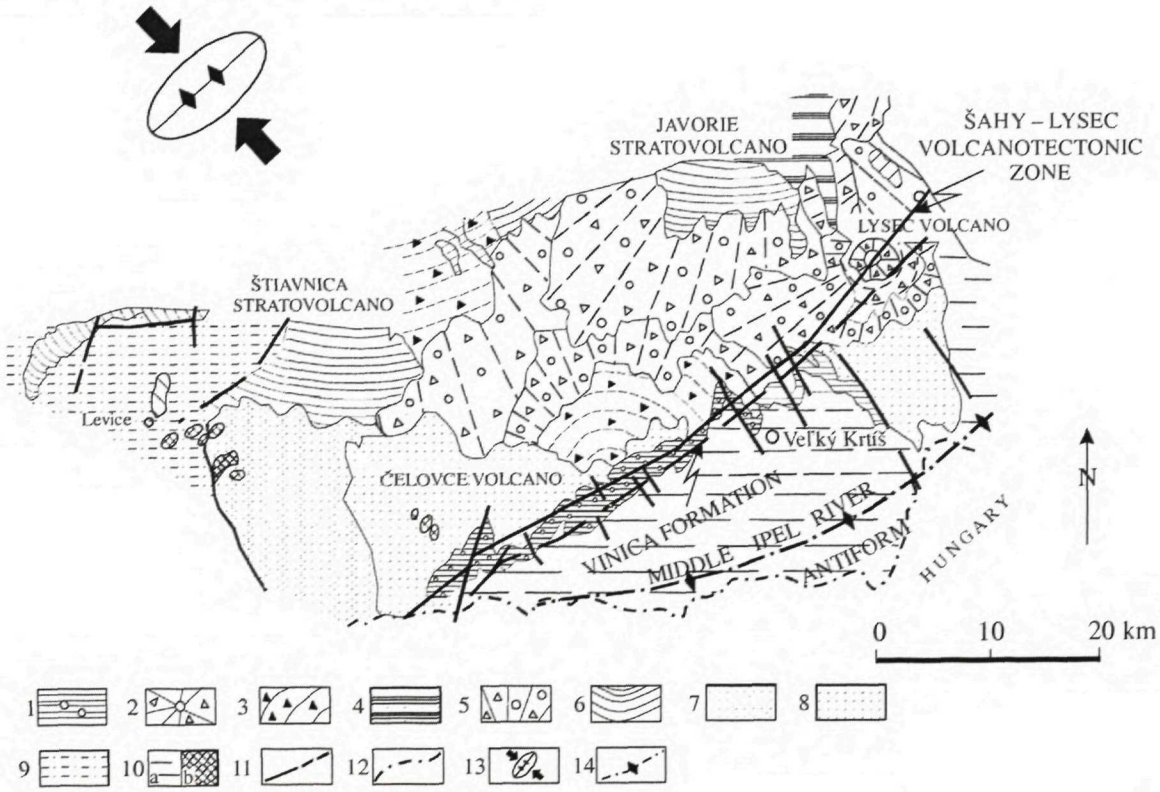
Fig. 20 Šahy – Lysec Volcanitectonic Zone and its spatial relationship to the former Šahy Antiform.
Explanations: 1 – main faults of volcanitectonic zone; 2 – subordinate faults of Badenian fault structure perpendicular to volcanitectonic zone; 3 – axis of former Šahy Antiform (its last manifestation during the Karpatian Stage); 4 – state boundary.



Obr. 21 Zdôvodnenie divergencie miocénnych zlomov Ipeľskej kotliny a priľahlej Krupinskej planiny priečnych na os šahanskej antiformy (Vass, 2003). Príčinou divergencie zlomov je miocénna dvojfázová rotácia krustálnych, resp. litosférických blokov (Márton a Fodor, 1995; Márton et al., 1996). Zlomy a krehké deformácie sz.-jv. smeru pôvodne vznikli v paleostresovom poli s tenziou v smere SZ – JV pri vertikálne orientovanej kompresii. Prvá fáza ľavej rotácie o 50° CCW po otnangu (A) spôsobila reorientáciu krehkých deformácií a zlomov do smeru W 345 N (t. j. ssz.-jjv. smer). Potom sa zmenilo tlakové pole. Maximálna kompresia sa premiestnila z vertikálnej pozície do horizontálnej, do smeru N 07 E (t. j. takmer do smeru S – J). V tomto tlakovom poli vznikli nové zlomy a krehké deformácie orientované paralelne so merom maximálnej kompresie. Druhá fáza ľavej rotácie (30° CCW) v ranom bádene spôsobila reorientáciu nových aj starších zlomov a krehkých deformácií do dnešného smeru (B) tak, že staršie zlomy majú smer W 315 N (sz.-jv.) a mladšie majú smer W 337 N (ssz.-jjv.). Medzi oboma smermi je uhlová divergencia okolo 30°.
Symboly znázorňujúce paleomeridiány a štruktúrne trendy v sivej farbe zobrazujú stav (smer) rotácie, zatiaľ čo symboly v čiernej farbe zobrazujú stav (smer) pred rotáciou. Zobrazenie rotácie podľa Marka et al. (1995).
Vysvetlivky: 1 – smer paleomeridiánu; 2 – štruktúrny trend.

čiže zlomy sa dostali do smeru zhruba W 355 N (obr. 21a). V ranom bádene sa zmenilo paleostresové pole. Os maximálneho stresu rotovala z vertikálnej do horizontálnej pozície a bola usmernená do smeru zhruba N 7 E. Paralelne s týmto smerom vznikol nový ranobádenský zlomový systém, ktorý po ľavej rotácii v ranom bádene 30° CCW zaujal dnešnú smerovú orientáciu, zhruba W 337 N (obr. 21b).

Po odznení vulkanickej aktivity na šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóne v stresovom poli s maximálnou sz.-jv. kompresiou sa začala dvíhať antiforma stredného Ipľa (obr. 22). Jej os sa nachádzala južne od šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny v Ipeľskej kotline v doline rieky Ipeľ resp. južnejšie (t. j. v severnom Maďarsku), kde vystupujú relatívne najstaršie, kenozoické horniny sedimentov lučenského súvrstvia. Na jej severnom krídle ležia erozívne pozostatky spodnomiocénnych sedimentov a bádenských vulkanických formácií, vinickej, opavskej a lyseckej. Erózia odstránila južné periférne časti týchto formácií a spôsobila asymetriu ich dnešnej priestorovej distribúcie. Vulkanické centrá týchto formácií lemujú dnešný južný okraj Krupinskej planiny. Južná periféria vulkanitov chýba, bola erodovaná. Severná časť vulkanických formácií bola od erózie uchránená a buduje vlastnú Krupinskú planinu (obr. 22).



Obr. 22 Asymetrická priestorová distribúcia vinickej, opavskej a lyseckej formácie strednomiocénneho veku. Vulkány a vulkanické dómy šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny sú situované na južnom erozívnom okraji spomínaných formácií. Asymetrická erózia vulkanických formácií je spôsobená postrednomiocénnym výzdvihom antiformy stredného Ipľa. Na jej severnom svahu sú rozmiestnené spomínané vulkanické formácie.

Vysvetlivky: 1 – andezitové extruzívne dómy a vulkanoklastické horniny vinickej formácie; 2 – pyroklastický kužeľ lyseckého vulkánu; 3 – pyroklastický komplex proximálnej zóny stratovulkánov; 4 – andezitový efuzívny komplex s hyaloklastitmi a freatomagmatickými pyroklastikami (výplň centrálneho grabenu stratovulkánu Javorie); 5 – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 6 – efuzívne komplexy na svahoch stratovulkánov; 7 – epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty distálnej zóny štiavnického stratovulkánu; 8 – tufitické sedimenty; 9 – sedimenty synvulkanického morského prostredia; 10 – predvulkanické podložie: a) ranomiocénne sedimenty, b) predneogénne podložie; 11 – zlomy; 12 – štátna hranica; 13 – údaje o postrednomiocénnom paleostrese, ktorý podmienil výzdvih antiformy stredného Ipľa; 14 – os antiformy stredného Ipľa. Rozčlenenie vulkanitov podľa V. Konečného.

Fig. 22 Asymmetric areal distribution of the Vinica, Opava and Lysec formations – Middle Miocene in age. The volcanoes and volcanic domes of Šahy – Lysec volcanitectonic zone are situated on the southern erosional margin of the formations mentioned. The asymmetric erosion of volcanics is caused by the young post – Middle Miocene Antiform of Middle Ipeľ River having the volcanic formations mentioned on its northern flank.

Explanations: 1 – andesite extrusive domes (a) and volcaniclastic rocks (b) of Vinica Formation; 2 – pyroclastic cone of Lysec Volcano; 3 – pyroxlastic complexes of the stratovolcano proximal zone; 4 – andesite effusive complex with hyaloclastics and phreatomagmatic pyroclastics (graben fill of Stratovolcano Javorie); 5 – epiclastic volcanic breccia and conglomerate; 6 – effusive complex on volcano slope; 7 – epiclastic volcanic sandstone and conglomerate of the volcano distal zone; 8 – tuffaceous sediments; 9 – deposits of synvolcanic marine environment; 10 – pre-volcanic basement: a) Early Miocene sediments, b) older (pre Neogene) rocks; 11 – faults; 12 – State boundary; 13 – paleostress causing rise of the Middle Ipeľ Antiform; 14 – axis of the Middle Ipeľ Antiform. Subdivision of volcanics after V. Konečný.

IV. PRÍNOS GEOFYZIKY K POZNANIU GEOLOGICKEJ STAVBY A UHĽONOSNOSTI SEVERNÉHO SVAHU ŠAHANSKEJ ANTIFORMY

Pri vyhľadávaní a geologickom prieskume uhoľných slojov salgótarjánskeho súvrstvia na severnom svahu šahanskej antiformy zakrytom strednomiocénnymi vulkanitmi Krupinskej planiny sa využili geofyzikálne merania.

Úlohou geofyzikálneho prieskumu bolo:

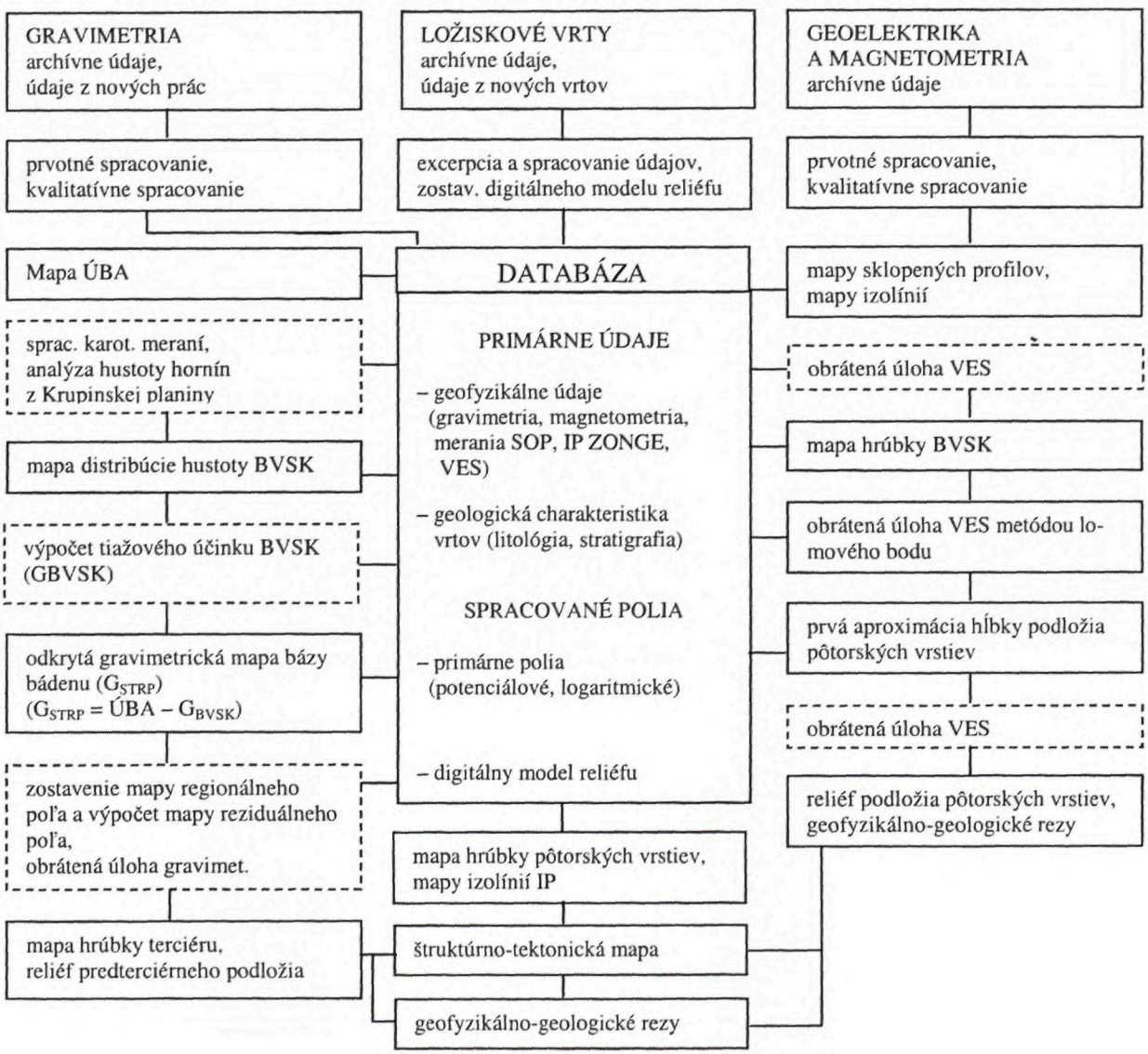
1. spresniť tektoniku a litológiu územia so zvláštnym zreteľom na uhľonosné pôtorské vrstvy,
2. zistiť reliéf predterciérneho podložia,
3. indikovať výskyt uhoľných slojov.

Geofyzikálny prieskum uskutočnil riešiteľský kolektív spoločnosti Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica. Pri prieskume sa použil komplex geofyzikálnych metód:

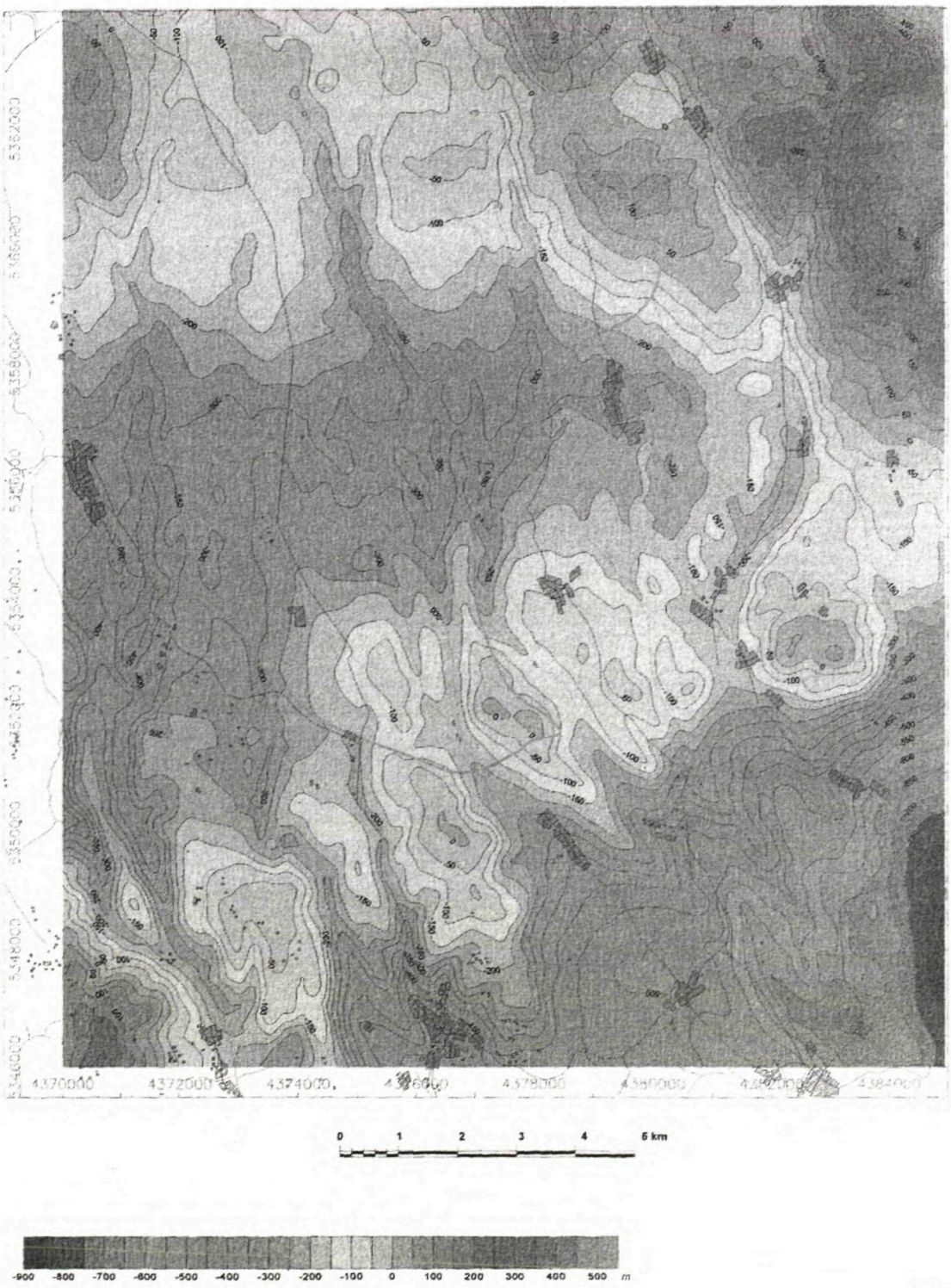
- vertikálne elektrické sondovanie (VES AB 4000),
- symetrické odporové profilovanie (SOP),
- merania indukovanej polarizácie (IP),
- magnetometria (Mg),
- profilová a plošná gravimetria (Gr).

Okrem komplexu geofyzikálnych metód sa pri riešení úlohy využil geografický informačný systém (GIS) obsahujúci všetky dostupné geologické a geofyzikálne údaje. Tie sa permanentne dopĺňali o nové informácie získavané počas prieskumu. Interaktívny GIS umožňoval optimálnu lokalizáciu vrtných prác. Prejavilo sa to vo vysokej úspešnosti realizovaných vrtov, ako aj pri riešení ostatných úloh vyhľadávacieho prieskumu.

Geofyzikálny prieskum prebiehal podľa nasledujúceho postupu:



Z nových metodických postupov, ktoré sa aplikovali pri spracovaní geofyzikálnych údajov, treba spomenúť výpočet hĺbky predterciérneho podložia. Tiažový účinok predterciérneho podložia je v študovanom území úplne prekrytý tiažovým účinkom bádenského vulkanosedimentárneho komplexu (BVSK). Zostavená mapa úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) teda na prvý pohľad navodzovala beznádejnú situáciu. Na riešenie tejto problematiky sa zvolil takýto postup: Pomocou komplexu ostatných aplikovaných geofyzikálnych metód (geoelektrické merania, magnetometria) a výsledkov z predchádzajúcich geologických prác sa zistila hrúbka a litologická stavba bádenského vulkanosedimentárneho komplexu. Potom nasledovali ďalšie výpočty.



Obr. 23 Mapa reliéfu predterciérneho podložia. Miestopis pozri pri obr. 25.

Fig. 23 Pre-Cenozoic basement map of relief. Names of villages see Fig. 25.

Výpočet gravitačného účinku BVSK

Pred samotným výpočtom gravitačného účinku BVSK sa zostrojil trojrozmerný model BVSK. Model bol definovaný prostredníctvom pravidelnej siete vertikálnych hranolov s podstavou so šírkou 20,0 m a výškou zodpovedajúcou hrúbke BVSK v danom bode. Pre každý hranol sa určila diferenčná hustota, daná do vzťahu s hodnotou 2,20 kg . dm^{-3} (redukčná hustota ÚBA). Diferenčná hustota hranolov sa interpolovala na základe mapy distribúcie hustoty BVSK.

Gravitačný účinok BVSK pre každý gravimetrický bod sa počítal ako sumárny gravitačný účinok vertikálnych hranolov v sieti 20 m x 20 m do vzdialenosti s polomerom 10,0 km od výpočtového bodu. Na výpočet gravitačného účinku vertikálneho hranola sa použil vzorec. Vzdialenosť 10,0 km sa zvolila pomocou testovacích výpočtov účinku pre extrémne hodnoty hrúbky a diferenčnej hustoty BVSK. Príspevok hmôt vo vzdialenosti viac ako 10,0 km je pri maximálnej hrúbke a maximálnej diferenčnej hustote v študovanej oblasti blízky nule.

Výpočet odkrytej gravimetrickej mapy bázy bádenu

Hodnoty odkrytej gravimetrickej mapy sa počítali pre každý gravimetrický bod podľa vzťahu:

$g_{STRP} = g_{CBA} - g_{BVSK}$

g_{STRP} – hodnota odkrytej gravimetrickej mapy bázy bádenu,
g_{CBA} – hodnota ÚBA pri 2,20 kg . dm^{-3},
g_{BVSK} – gravitačný účinok BVSK.

Vypočítané hodnoty sa interpolovali do odkrytej gravimetrickej mapy na bázu bádenu.

Definícia regionálneho tiažového poľa a výpočet reziduálneho tiažového poľa

Hodnotu odkrytej gravimetrickej mapy je možné v každom bode rozdeliť na dve zložky:

$g_{STRP} = g_{reg} + g_{rez}$

g_{reg} – regionálne tiažové pole,
g_{rez} – reziduálne tiažové pole.

Regionálne tiažové pole zahŕňajúce tiažový účinok anomálnych hmôt v samotnom predterciérnom podloží a tiažový účinok ostatných, hlbšie uložených hustotných rozhraní predstavuje pre riešenie reliéfu predterciérneho podložia neužitočný signál.

Reziduálne tiažové pole zahŕňajúce tiažový účinok hustotného rozhrania predterciérne podložie/terciér predstavuje užitočný signál, ktorý bolo nutné v nasledujúcom postupe z odkrytej mapy separovať.

Regionálne pole sa počítalo v miestach hlbokých vrtov, ktoré zasiahli predterciérne podložie, podľa vzťahu:

$g_{reg} = g_{STRP} - 2 . \pi . k . \lambda . \alpha . h . (g - h)$, v ktorom
k = gravitačná konštanta,
$\lambda\alpha$ = diferenčná hustota terciéru,
h = hrúbka terciéru.

Diferenčná hustota terciéru sa určila jednotne pre celú oblasť hodnotou 0,44 kg . dm^{-3}. Určenie tejto hodnoty sa opiera o analýzu hodnôt hustoty zhrnutú v starších prácach (Šefara in Vass et al., 1979) a výsledky karotážnych meraní GGHK vo vrtoch VVL-1 až VVL-11, kde bola určená priemerná absolútna hustota terciérnej výplne (bez BVSK) 2,23 kg . dm^{-3}. Hustota predterciérneho podložia sa stanovila na 2,67 kg . dm^{-3}.

Hodnoty reziduálneho poľa sa počítali podľa vzťahu:

$g_{reg} = g_{STRP} - g_{reg}$.

Výpočet sa urobil nad hodnotami interpolovanými do štvorcových sietí regionálneho poľa a odkrytej gravimetrickej mapy bázy vulkanitov bádenu.

Výpočet a interpretácia reliéfu predterciérneho podložia

Reziduálne tiažové pole vypočítané uvedenými postupmi odráža tiažový účinok hustotného rozhrania predterciérne podložie/terciér. Reziduálne tiažové pole spolu s digitálnym reliéfom terénu predstavovalo vstupné údaje na riešenie obrátenej gravimetrickej úlohy. Výsledkom obrátenej úlohy je reliéf predterciérneho podložia (obr. 23).

Indukovaná polarizácia sa využila na nepriamu indikáciu uhoľných slojov. Pomocou tejto metódy sa podarilo spresniť priestorové parametre salgótarjánskeho súvrstvia. V jeho litológii významné zastúpenie má íl (plachtinský íl) vykazujúci hodnoty zvýšenej polarizovateľnosti. Súčasťou tohto súvrstvia sú aj piesčité pôtorské vrstvy s uhoľnými slojmi.

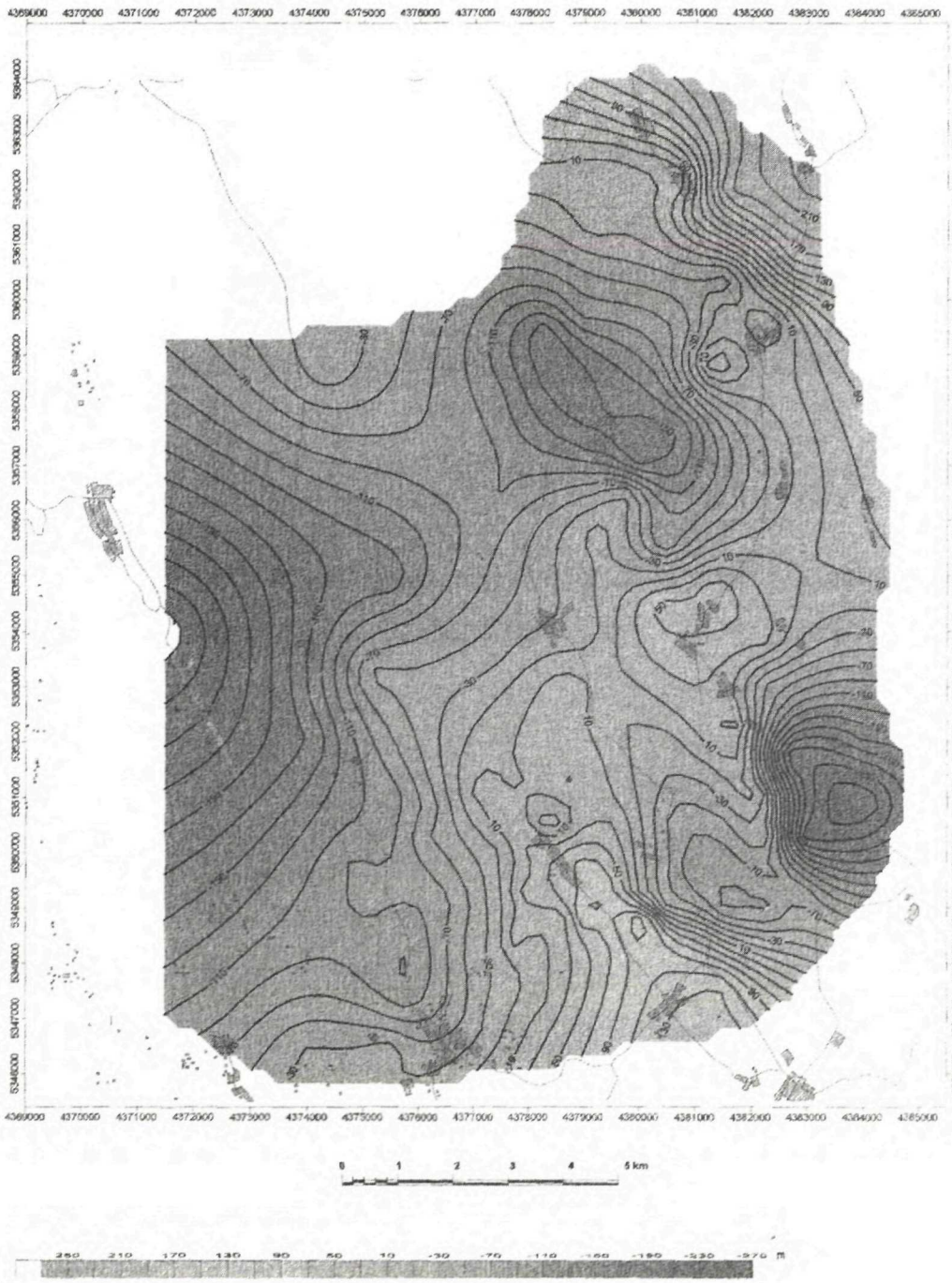
Výsledkom komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie boli geofyzikálno-geologické rezy, mapa hrúbky terciéru, reliéf podložia pôtorských vrstiev (obr. 24), mapa hrúbky salgótarjánskeho súvrstvia a tektonická mapa obsahujúca okrem iného aj presné vymedzenie ložiskového územia (obr. 25).

Výsledky geofyzikálnych prác spresnili vedomosti o tektonickej stavbe skúmaného územia, spresnili priestorové parametre nového ložiskového územia v priestore Veľký Lom – Lešť a prispeli k poznaniu genézy tohto ložiska:

- spresnili sa priestorové parametre tektonických štruktúr:
  - strehovsko-trenčnská prepadlina,
  - šahanská antiklinála,
  - dačovolomská prepadlina s čiastkovými depresiami;
- zmapovali sa sedimentačné depocentrá pôtorských uhľonosných vrstiev (plytké depresie v podloží pôtorských vrstiev);
- boli definované geodynamické javy spojené s uhľotvornými procesmi (subsidenčné zóny močiarneho dna v depocentrách pôtorských vrstiev), čo umožnilo optimalizovať lokalizáciu vyhľadávacích ložiskových vrtov.

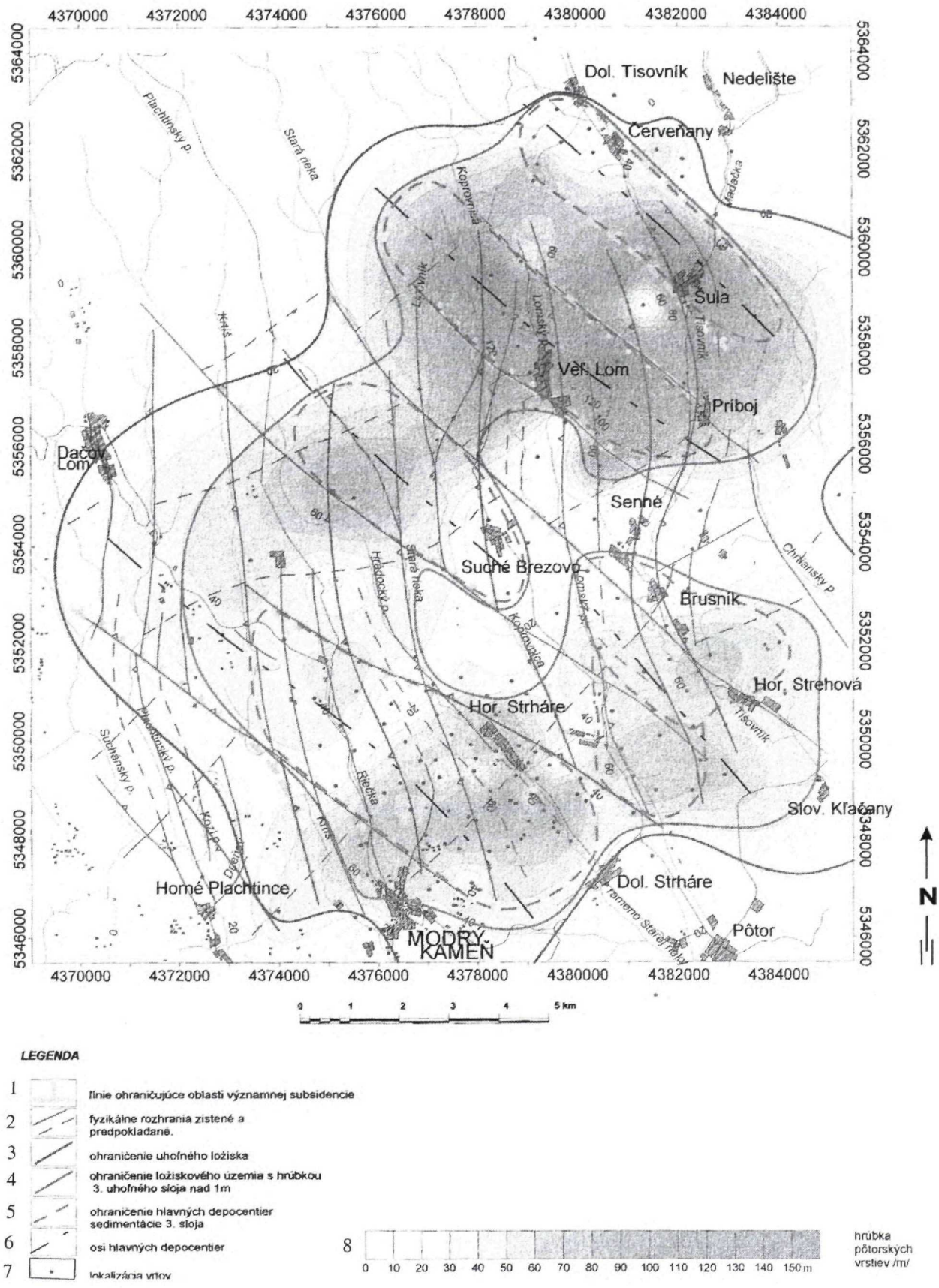
Realizované geofyzikálne práce sa výraznou mierou podieľali na zistení nových zásob hnedého uhlia.

Výsledky geofyzikálnych prác jednoznačne preukázali opodstatnenosť a vysokú efektívnosť geofyzikálnych prieskumných prác v službách geologického prieskumu.



Obr. 24 Mapa podložia pôtorských vrstiev. Miestopis pozri pri obr. 25.

Fig. 24 Map of Pôtor Member basement. Names of villages see Fig. 25.



LEGENDA

1 línie ohraničujúce oblasti významnej subsidencie

2 fyzikálne rozhrania zistené a predpokladané.

3 ohraničenie uhoľného ložiska

4 ohraničenie ložiskového územia s hrúbkou 3. uhoľného sloja nad 1m

5 ohraničenie hlavných depocentier sedimentácie 3. sloja

6 osi hlavných depocentier

7 lokalizácia vrtov

8 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 m

hrúbka pôtorských vrstiev /m/

Obr. 25 Tektonická mapa podložia pôtorských vrstiev a izopachy hrúbky salgótarjánskeho súvrstvia.

Fig. 25 Tectonic map of Pôtor Member basement and thickness isopachs of Salgótarján Formation.

V. UHLIE NA SEVERNOM SVAHU ŠAHANSKEJ ANTIFORMY

Na severnom svahu šahanskej antiformy je vyvinuté pokračovanie uhľonosných pôtorských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia. Jeho sloje sa naposledy ťažili v Bani Dolina vo Veľkom Krtíši.

Banský revír Bane Dolina (tiež modrokamenský revír; Dopita et al., 1985) alebo modrokamenské uhoľné ložisko [Slávik (ed.), 1967] sa nachádza na južnom svahu šahanskej antiformy, čiže sa rozprestiera v severnej časti Ipeľskej kotliny a zasahuje aj do podložia Krupinskej planiny. Severný okraj banského revíru neprekračoval os šahanskej antiformy. Ojedinelé vrty vyhĺbené na severnom svahu antiformy naznačovali, že uhľonosné vrstvy zasahujú ďalej na sever od banského revíru a že spodný sloj pôtorských vrstiev je vyvinutý aj v okolí Suchého Brezova (Kuráň a Zvara, 1967; Vass et al., 1979).

Prognózy uhlia na severnom svahu šahanskej antiformy sa overovali v dvoch etapách vyhľadávacieho prieskumu. Prvá etapa realizovaná v 80. rokoch minulého storočia [Laffers (ed.), 1990] sa sústredila na okolie obce Červeňany (červenianska depresia). Druhá etapa prebehla v 90. rokoch (Bartek et al., 1998). Bola sústredená najmä na veľkolomskú depresiu a niekoľko prieskumných vrtov sa vyhĺbilo aj západne od tejto depresie (vrty série VVL; obr. 18).

Podľa doterajších poznatkov na severnom svahu šahanskej antiformy v pôtorských vrstvách je vyvinutý 3., čiže spodný uhoľný sloj (obr. 26). Vrchný uhoľný sloj sa zistil iba v depresii Imrovky (obr. 27). Prenikol ním aj jeden vrt v červenianskej depresii. Na ostatnom území chýba, alebo ho reprezentuje uhoľný íl či uhoľná bridlica.

Charakteristika 3. uhoľného sloja vo veľkolomskej depresii

Uhoľný sloj leží v spodnej časti, resp. na báze pôtorských vrstiev v hĺbke pod povrchom od 200 do 640 m. V podloží sloja je íl/ílovec bukovinského súvrstvia a v nadloží je piesok, ktorý tvorí hlavnú masu pôtorských vrstiev. Hrúbka sloja kolíše od 1,50 m do 4 m. Stupeň preuhoľnenia zodpovedá hnedouhoľnej ortofáze. Vývoj sloja nie je homogénny. V optimálnom prípade (bilančný vývoj sloja) v sloji hrubom 2,93 m sú iba dve tenké polohy uhoľnej, resp. ílovitej bridlice hrubé 10 a 13 cm. Spodná poloha je 60 cm nad podložím sloja a vrchná je 50 cm pod stropom sloja. Stavba sloja v nebilančnom vývoji je takáto: sloj je hrubý 2,03 m a sú v ňom aj dva preplástky uhoľného ílu, resp. ílu hrubé 17 cm a 23 cm (obr. 28). Výhrevnosť uhlia v bilančnom vývoji kolíše od 10,26 do 14,56 MJ . kg^{-1}. V nebilančnom vývoji je výhrevnosť uhlia nižšia, 8,29 až 9,78 MJ . kg^{-1}. Miestami zvýšený obsah popola znehodnocuje celý sloj (vo vrtoch VVL-12, -13 a -14).

Tretí sloj má aj podložnú lavicu. Zistila sa vo vrtoch VVL-10, -13 a -27. Od hlavného sloja ju oddeľuje poloha jemnozrnného piesku.

Kvalitatívna charakteristika uhlia je v tabuľke 1.

Obsah popola v sušine A^d kolíše v závislosti od množstva preplástkov uhoľných ílov a anorganickej prímesi v uhlí od 34,43 % do 58,94 %. Priemerné chemické zloženie popola je v tabuľke 2.

Pomer medzi kyslými (SiO_2 + Al_2O_3) a zásaditými oxidmi (Fe_2O_3 + CaO + MgO + K_2O), t. j. hodnota k/z = 3,54.

Pomer medzi SiO_2/Al_2O_3 = 2,47, čo poukazuje na prevahu ílového minerálu illitu v popole.

Teplota mäknutia popola T_A = 1 221 °C.

Teplota topenia popola T_B = 1 229 °C.

Teplota tečenia popola T_C = 1 361 °C.

Podľa pomeru k/z a T_B popol patrí medzi stredne až ťažko taviteľné materiály.

Orientačné hodnoty obsahu CO_2, FeO, síranovej síry S_{SO4}, pyritickej S_p, organickej S_{org} a celkový obsah síry S v sušine sú v tabuľke 3. Celkový obsah síry je aj v tab. 1.

Vo veľkolomskej depresii sa občasne (9 vzoriek) študovali aj vybrané organicko-geochemické parametre 3. uhoľného sloja pôtorských vrstiev. Obsah organického uhlíka (C_{org}) kolíše v rozsahu 6,26 – 43,9 %. Obsah viazaných uhľovodíkov (s_2) kolíše v rozsahu 7,68 – 48,14 mg . g^{-1}, uhľovodíkový potenciál (HI) v rozsahu 75 – 266 mg . g^{-1}, maximálna teplota pyrolýzy ($T_{max.}$) v rozsahu 388 až 428 °C a odraznosť vitrinitu v rozsahu 0,36 – 0,49 %.

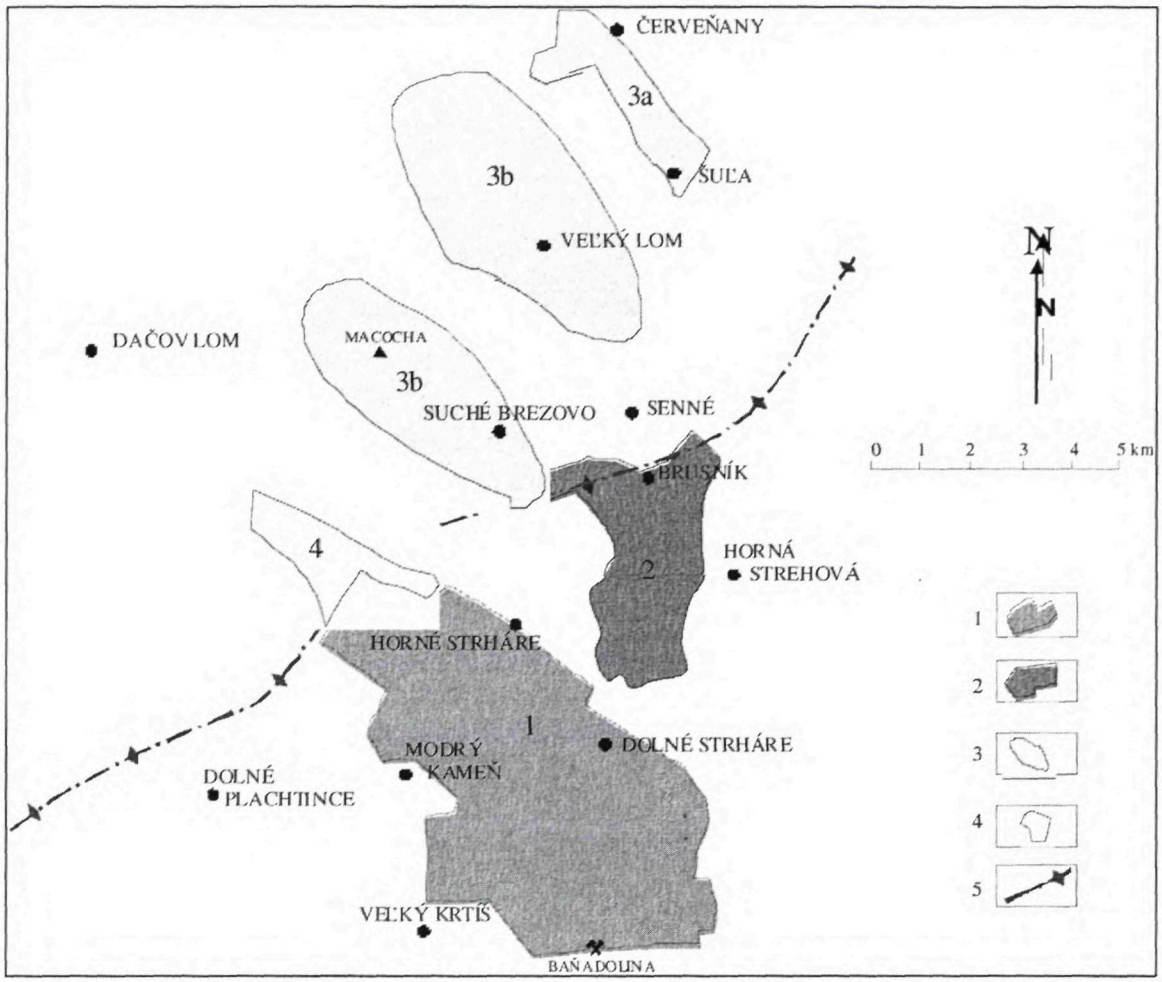
Kvantitatívne parametre pyrolýzy Rock-Eval naznačujú, že organická hmota uhoľného sloja má terestrický pôvod a sú to zvyšky vyšších suchozemských rastlín (obr. 32). Podľa výsledkov mikroskopickej fotometrie uhoľná hmota je zložená z macerátov skupiny vitrinitu, najmä humotelinitu. Stupeň preuhoľnenia podľa odraznosti vitrinitu zodpovedá lignitu (Muttbaunköhle, resp. subbituminous B coal).

Celkové zásoby uhlia 3. sloja vo veľkolomskej depresii sú 70 521,315 kt. Z toho 11 779,385 kt sú bilančné zásoby v kategórii 2 – 3, nebilančné zásoby sú 12 098,035 kt a prognózne zdroje sú 41 733,048 kt (tab. 4).

Uhlie je vhodné na energetické využívanie. Pre nedostatočný obsah dechtu nie je vhodné na koksovanie. Banská ťažba v súčasnosti by bola veľmi nerentabilná. V budúcnosti môže prísť do úvahy fluidné spaľovanie uhlia alebo podzemné splyňovanie.

Energetická hodnota uhlia vyjadrená ako výhrevnosť pri pôvodnom obsahu vody Q^r_i kolíše v rozsahu 7,48 až 12,97 MJ . kg^{-1}.

Pri nízkoteplotnej karbonizácii priemerný percentuálny podiel polokoksu K^d, dechtu T^d, karbonizačnej vody W^d_k a plynu G^d je takýto:



Obr. 26 Rozšírenie uhlia pôtorských vrstiev na severnom svahu šahanskej antiformy a jeho vzťah k dávnejšie objaveným ložiskám na južnom svahu antiformy.
Na južnom svahu antiformy je dobývací priestor Bane Dolina, kde sa končí ťažba, a jeho pokračovanie do okolia Modrého Kameňa a Horných Strhár (1). Severovýchodne a prevažne na južnom svahu antiformy je ložisko Vátovce – Žíhľava, ložisko je tektonicky hlboko poklesnuté a dodnes sa neťaží (2).
Na severnom svahu antiformy je rozšírený 3. uhoľný sloj v červenianskej depresii (3a), vo veľkolomskej depresii a v depresii Macocha (3b). V depresii Imrovka (4) je vyvinutý aj 1. uhoľný sloj.
Vysvetlivky: 1 – dobývací priestor Bane Dolina a jeho pokračovanie v priestore Horné Strháre – Modrý Kameň; 2 – ložisko Vátovce – Žíhľava; 3 – a, b) vypočítané zásoby uhlia 3. uhoľného sloja na severnom svahu šahanskej antiformy; 4 – detto vrátane zásob uhlia 1. sloja; 5 – os šahanskej antiformy.

Fig. 26 Distribution of Pôtor Member coal on the northern slope of Šahy Antiform and its relationship to previously discovered coal deposits situated on the southern slope of Antiform.
On the southern Antiform slope there is exploitation district of Baňa Dolina Mine continuing to the area of Horná Strehová village and Modrý Kameň town (1). To the northeast there is non-exploited Vátovce – Žíhľava Deposit (2). On the Antiform northern slope there are areas of 3rd coal-seam extension (Červeňany Depression, 3a; Veľký Lom and Macocha depressions, 3b). In the Imrovka Depression also 1st coal seam occurs (4).
Explanations: 1 – exploitation district of Baňa Dolina Mine and its continuation in the area of Horné Strháre – Modrý Kameň; 2 – Vátovce – Žíhľava Deposit; 3 – a, b) areas of calculated reserves of the 3rd coal-seam on northern Antiform slope; 4 – the some as 3 – a, b, including the 1st coal-seam; 5 – axis of Šahy Antiform.

pK^d 77,14 %,
T^d 3,72 %,
W^d_k 6,84 %,
G^d 12,20 %.

Pre nízky obsah dechtu uhlie nie je vhodné na karbonizáciu.

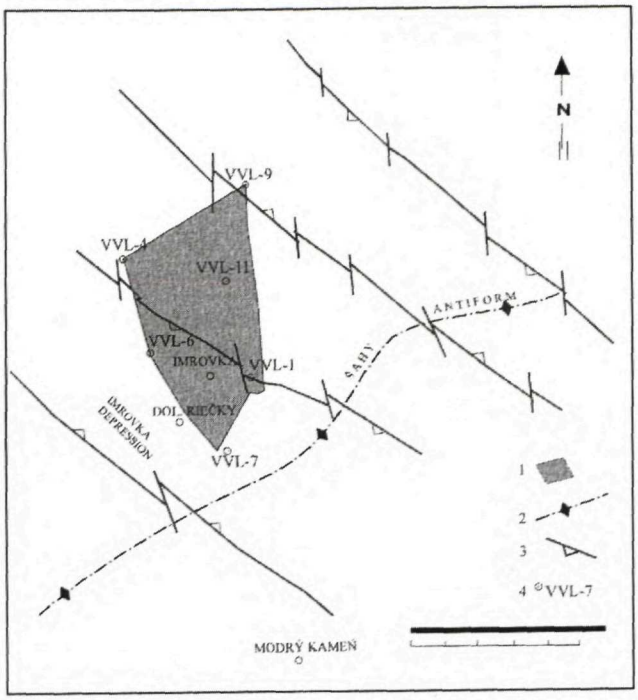
Obsah síry v sušine S^d kolíše od 2,74 do 4,26 % a obsah arzénu v sušine As^d kolíše od 16 do 24 g . t^{-1} (tab. 1).

Obsah stopových prvkov stanovený semikvantitatívnou spektrálnou analýzou je v tabuľke 5.

Charakteristika 3. uhoľného sloja v červenianskej depresii [podľa Laffersa (ed.), 1990]

Pozícia uhoľného sloja a vzťah k nadložiu a podložiu sú rovnaké ako vo veľkolomskej depresii.

Hĺbka uloženia sloja vo vzťahu k reliéfu čiže pod povrchom je 500 až 650 m. Hrúbka sloja kolíše od 0,60 do 6,70 m (maximálna hrúbka sa zistila vo vrte ČV-15). Reprezentačný profil sloja bol opísaný z vrtu ČV-8, kde jeho celková hrúbka je 5,26 m. Na báze je poloha



Obr. 27 Plocha rozšírenia 1. uhoľného sloja pôtorských vrstiev na severnom svahu šahanskej antiformy (v depresii Imrovka a na jej východnom krídle).
Vysvetlivky: 1 – plocha rozšírenia 1. uhoľného sloja; 2 – os šahanskej antiformy; 3 – zlom; 4 – vrt vyhľadávacieho prieskumu.

Fig. 27 Area of 1st Pôtor member coal-seam extension on Šahy Antiform northern slope (in Imrovka Depression and its eastern wing).
Explanations: 1 – area of 1st coal-seam extension; 2 – axis of Šahy Antiform; 3 – normal fault; 4 – borehole of coal prospection.

uhlia hrubá až 3,25 m, ale podľa petrografických znakov sa člení na hnedé, xylodetritické uhlie (70 cm) a ílovité, semidetritické uhlie (255 cm). Nasleduje poloha uhoľného ílu (90 cm) a nad ňou poloha ílovitého, semidetrického hnedého uhlia (50 cm). Nad ňou je poloha ílu s uhoľnou substanciou (30 cm) a poloha uhoľného ílu (25 cm).

V iných vrtoch v červenianskej depresii sa zistilo, že približne v úrovni 1/3 od bázy sa do sloja vkliňuje poloha ílu s uhoľnou substanciou, resp. piesčitého ílu hrubá 20 až 30 cm. Táto poloha miestami hrubne na 60 cm, resp. je nahradená až 90 cm hrubou polohou uhoľného ílu.

Z hľadiska uhoľnej petrografie uhlie možno všeobecne charakterizovať ako hnedé uhlie, semidetritické, xylodetritické až detroxylitické. Jeho kvalitatívna charakteristika je v tabuľke 1.

Obsah vody v pôvodnom stave W^r_t kolíše od 11,56 do 33,19 % (Ø 24,96 %). Obsah popola v sušine A^d má veľký rozptyl, kolíše od 9,93 do 88,87 % (Ø 48,48 %). Po vylúčení nebilancovaných údajov rozptyl klesol na 26,83 – 65,66 % (Ø 42,23 %).

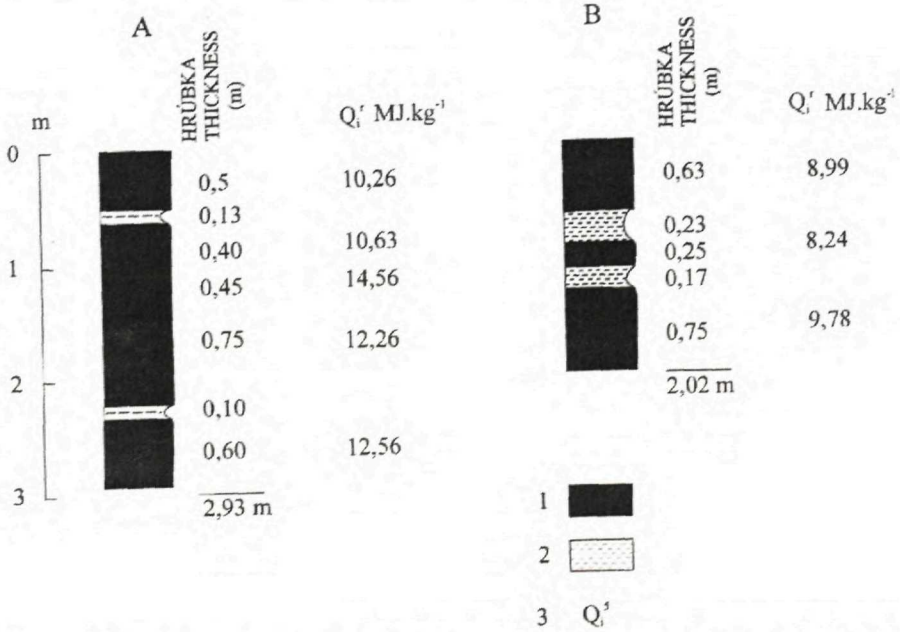
Priemerné chemické zloženie popola je v tabuľke 2.

Pomer medzi kyslými a zásaditými oxidmi v popole (k/z) je 4,73. Pomer medzi SiO_2/Al_2O_3 = 2,53 poukazuje na prevahu montmorillonitu v popole.

Teplota mäknutia T_A = 1 195 °C, teplota topenia T_B = 1 335 °C a teplota tečenia T_C = 1 380 °C.

Podľa pomeru k/z a hodnoty T_B popol je stredne až ťažko topiteľný materiál.

Energetická hodnota uhlia vyjadrená ako výhrevnosť pri pôvodnom obsahu vody Q^r_i kolíše od 0,64 do 16,49 MJ . kg^{-1}, no uhlie brané do úvahy pri výpočte zásob (bilančné uhlie) má výhrevnosť v rozsahu 5,45 – 13,16 MJ . kg^{-1}.



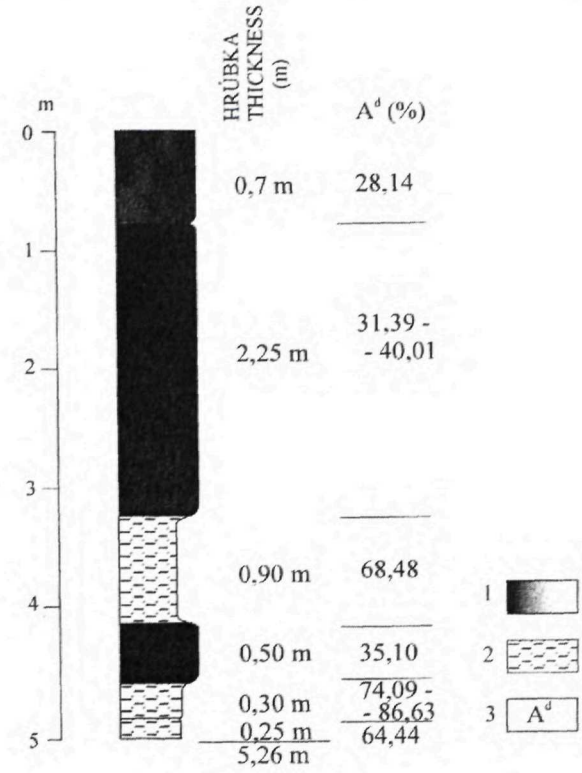
Obr. 28 Schéma stavby 3. sloja pôtorských vrstiev vo veľkolomskej depresii a výhrevnosť Q^r_i ako funkcia kvality uhlia: A – bilančný vývoj, B – nebilančný vývoj (podľa Barteka et al., 1998).
Vysvetlivky: 1 – uhlie; 2 – íl/ílovec; 3 – výhrevnosť.

Fig. 28 Scheme of the 3rd coal seam of Pôtor member composition in the Veľký Lom Depression and caloricity Q^r_i as function of coal quality: A – coal of economic reserves, B – of potentially economic reserves (after Bartek et al., 1998).
Explanations: 1 – coal; 2 – clay / claystone; 3 – caloricity.

Obsah prchavej horľaviny V^{daf} kolíše od 50,41 do 59,05 % (Ø 54,41 %).

Priemerný index preuhoľnenia je 26,68. Priemerný obsah uhlíka C^{daf} je 63,34, čo zodpovedá hemifáze preuhoľnenia v zmysle Bouška (1962; fide Bartek et al., 1998). Podľa obsahu prchavej horľaviny, jej zloženia a energetickej hodnoty uhlia možno stupeň preuhoľnenia charakterizovať ako hemifázu až ortofázu.

Obsah síry v sušine S^d kolíše od 0,40 do 4,41 % (Ø 2,18 %). V bilancovanom uhlí je obsah síry v rozsahu 1,0 – 3,44 % (Ø 2,26 %). Obsah arzénu v sušine As^d kolíše od 5 do 169 g . t^{-1} (Ø 36 g . t^{-1}), v bilancovanom uhlí od 11 do 76 g . t^{-1} (Ø 36 g . t^{-1}) (tab. 1).



Obr. 29 Stavba 3. sloja pôtorských vrstiev v červenianskej depresii a obsah popola v sušine ako funckia kvality uhlia [podľa Laffersa (ed.), 1990].
Vysvetlivky: 1 – uhlie; 2 – uhoľná bridlica, uhoľný íl; 3 – obsah popola v sušine.

Fig. 29 Composition of the 3rd coal-seam of Pôtor Member in Červeňany Depression and contents of ash as a function of coal quality [after Laffers (ed.), 1990].
Explanations: 1 – coal; 2 – coal shale; 3 – ash contents in dry state.

Tab. 1 Kvalitatívne parametre uhlia pôtorských vrstiev na severnom svahu šahanskej antiformy [podľa: Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].

Tab. 1 Quality parameters of the Pôtor Member coal on northern slope of Šahy Antiform [after: Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].

Kvalitatívne parametre uhlia Parameters of coal quality	3. sloj vo veľkolomskej depresii 3rd coal-seam in Veľký Lom Depression		3. sloj v červenianskej depresii 3rd coal-seam in Červeňany Depression	1. sloj v depresii Imrovka 1st coal-seam in Imrovka Depression
	bilančný vývoj [1]	nebilančný vývoj [2]		
výhrevnosť Q: [MJ . kg^{-1}] caloricity	7,48 – 12,97	8,29 – 9,78	0,64 – 16,49 5,45 – 13,16[1]	10,30 – 12,74
obsah vody W^r_t [%] water contents	18,25 – 27,03		11,56 – 33,19 (Ø 24,96)	15,91 – 27,54
obsah popola A^d [%] ash contents	34,43 – 58,94		9,93 – 88,87 (Ø 48,48) 26,83 – 65,66[1] (Ø 42,23)	31,03 – 48,59
obsah síry S^d [%] sulphur contents	2,74 – 4,74		1,6 – 3,44 (Ø 2,26)	3,35 – 5,22
obsah arzénu As^d [g . t^{-1}] arsenic contents	16 – 24		5 – 169 (Ø 36) 11 – 76[1]	20 – 24

[1]coal of economic reserves, [2]coal of potentially economic reserves

Obsah stopových prvkov stanovených semikvantitatívnou analýzou je v tabuľke 6 a v porovnaní s klarkami zemskej kôry nevykazuje žiadne anomálie.

Bilančné zásoby uhlia v červenianskej depresii sú 11 155 kt (tab. 4). Uhlie je vhodné na energetické využívanie. Pre nízky obsah dechtu nie je vhodné na koksovanie. Banská ťažba pre značnú hĺbku uloženia neprichádza v súčasnosti do úvahy. Podľa predbežných prepočtov by bolo možné uhlie hospodársky využívať splyňovaním.

Charakteristika 1. (vrchného) uhoľného sloja na severnom svahu šahanskej antiformy

Prvý čiže vrchný uhoľný sloj pôtorských vrstiev sa zistil v okolí osady Riečky v depresii Imrovky. Jeden vrt ním prenikol aj v červenianskej depresii. Na iných miestach vrty uhoľnej prospekcie dosiahli namiesto sloja iba uhoľný íl, resp. uhoľnú bridlicu.

V depresii Imrovka 1. uhoľný sloj pôtorských vrstiev má plošne obmedzené rozšírenie (obr. 27). Jeho hrúbka

kolíše od 0,8 do 1,70 m. Hĺbka uloženia je v rozmedzí 450 – 600 m. Vo vrte VVL-1 sv. od osady Riečky je sloj v hĺbke okolo 500 m. Je hrubý 1,2 m a nie sú v ňom makroskopicky rozoznateľné vložky, resp. polohy uhoľnej bridlice. Vo vrte VVL-6 sz. od osady Riečky je sloj tektonicky poklesnutý do hĺbky okolo 590 m a jeho hrúbka je tiež 1,2 m. Sloj sa skladá z dvoch lavíc uhlia hrubými 0,30 m a 0,50 m. Medzi nimi je piesčitý íl hrubý 0,40 m (obr. 31).

Kvalitatívne vlastnosti uhlia (tab. 1):

Obsah vody v prirodzenom stave W^r_t 15,91 – 27,54 %.
Obsah popola v prirodzenom stave A^d 31,03 – 48,59 %.
Výhrevnosť v prirodzenom stave Q^r_i 10,30 – 12,74 MJ . kg^{-1}.
Obsah síry v prirodzenom stave S^d 3,35 – 5,22 %.
Obsah arzénu v prirodzenom stave A^d_s 20 – 24 g . t^{-1}.
Vypočítané zásoby 98 56,921 kt sú nebilančné (kategória P_1).

Ekvivalent 1. uhoľného sloja v červenianskej depresii dosiahol vrt ČV-15. Jeho hrúbka je 3,20 m a počva uhlia je v hĺbke 287,20 m. Jeho stavba je na obr. 30. Ide o uhoľný íl s polohou ílovitého uhlia.

Tab. 2 Chemické zloženie popola v 3. sloji pôtorských vrstiev na severnom svahu šahanskej antiformy (v hmot. %) [podľa: Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].

Tab. 2 Chemical composition of ash in 3rd coal-seam of Pôtor member on the Šahy Antiform northern slope. [according to Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].

	Veľkolomská depresia Veľký Lom Depression	Červenianska depresia Červeňany Depression
SiO_2	52,57	54,97
Al_2O_3	21,26	21,68
Fe_2O_3	11,05	6,92
CaCO	4,19	4,52
MgO	2,41	1,81
K_2O	2,49	2,21
TiO_2	0,49	0,60
MnO	0,04	0,06
P_2O_5	0,07	0,10
SO_3	3,29	4,20

Tab. 3 Orientačné hodnoty obsahu CO_2, FeO a síry v sušine 3. uhoľného sloja pôtorských vrstiev vo veľkolomskej depresii. Číselné hodnoty sú v hmotnostných % (podľa: Bartek et al., 1998).

Tab. 3 Contents of CO_2, FeO and sulphur in 3rd coal-seam of Pôtor Member dry state, the Veľký Lom Depression [%] (according to Bartek et al., 1998).

Vrt/Borehole	CO_2^d	FeO^d	$S_{SO4}{}^d$	Sp^d	$Sorg^d$	Sa^d
VVL-10	0,59	0,32	0,05	2,94	0,70	3,69
VVL-13	0,52	0,49	0,04	2,43	0,46	2,97

S_{SO4} síranová síra, *sulphate sulphur*
Sorg organická síra, *organic sulphur*
Sp pyritová síra, *pyrite sulphur*
S^d celkový obsah, *total contents of sulphur*

Geochemické zhodnotenie uhlia a uhoľnej hmoty v salgótarjánskom súvrství (plachtinské a pôtorské vrstvy) a v bukovinskom súvrství na základe pyrolýzy Rock-Eval a mikroskopickej fotometrie

Organická hmota študovaných vzoriek sa geochemicky zhodnotila na základe elementárnej analýzy – stanovenie celkového organického uhlíka (TOC), celkového karbonátového uhlíka (TIC), pyrolýzy Rock-Eval a mikrofotometrických meraní vybraných vzoriek vrtných jadier z vrtov VVL 1, VVL 5 a VVL 8.

Metodika a vysvetlenie použitých skratiek a symbolov

Elementárna analýza (stanovenie TOC a TIC) a pyrolýza sa vykonali v laboratóriách brnianskej pobočky ČGÚ Praha pri štandardných podmienkach, ktoré sú opísané v metodických listoch skúšobného laboratória ČGÚ Praha, pobočka Brno, H-1 *Stanovení minerálního a organického uhlíku v horninách* a H-2 *Měření organické hmoty hornin pyrolýzou Rock-Eval* (akreditované skúšky). Výsledky priamych meraní, ako aj vypočítaných parametrov sú uvedené v tab. 1. Priamym meraním sa získali nasledujúce parametre:

S_1: obsah voľných uhľovodíkov (HC – hydrocarbons) na gram horniny [mg HC/g hor.], teda množstvo uhľovodíkov, ktoré sa v danej polohe vytvorilo v rámci postsedimentárnych procesov, resp. sa do tejto oblasti dostali migráciou.

S_2: obsah viazaných uhľovodíkov v kerogéne [mg HC/g hor.], ktoré reprezentujú tzv. reziduálny zdrojový potenciál, t. j. množstvo uhľovodíkov, ktoré je kerogén schopný uvoľniť v podmienkach dostatočnej hĺbky pochovania pri dostatočnom prehriati.

T_{max}: teplota maxima pyrolytického efektu [°C], teda teplota, ktorá je odčítaná v momente maximálnej tvorby uhľovodíkov pri pyrolýze. Pri interpretáciách sa využíva ako relatívny parameter premeny organickej hmoty a je korelovateľný pre kerogén typu III (terestrický typ kerogénu, odvodený od vyšších kontinentálnych rastlín) s odraznosťou vitrinitu. Z týchto parametrov sa na ďalšiu interpretáciu vypočítali nasledujúce parametre:

HI: vodíkový index: HI = (S_2/TOC) . 100 [mg HC/ /gTOC]. Vyjadruje relatívnu bohatosť na vodík, koreluje s atómovým pomerom H/C kerogénu, resp. H^{daf} pri uhlí.

PI: index produkcie: PI = $S_1/(S_1 + S_2)$. Vyjadruje relatívny podiel voľných uhľovodíkov k celkovému obsahu uhľovodíkov v hornine, resp. k počiatočnému zdrojovému potenciálu.

GP: genetický potenciál: GP = $S_1 + S_2$. Genetický potenciál danej formácie predstavuje celkové množstvo uhľovodíkov, ktoré je kerogén schopný uvoľniť počas dostatočného časového intervalu a pri dostatočne vysokej teplote. Závisí od povahy a množstva kerogénu, a teda aj od pôvodného prísunu organickej hmoty v čase sedimentácie, podmienok mikrobiálnej degradácie a reštrukturalizácie organickej hmoty v mladých sedimentoch.

Mikrofotometrické merania sa tak isto vykonali v laboratóriách brnianskej pobočky ČGÚ Praha na prístroji Leitz Wetzlar MPV-II podľa štandardne používanej metodiky (Stach et al., 1975) pri nasledujúcich podmien-

Tab. 4 Zásoby uhlia pôtorských vrstiev na severnom svahu šahanskej antiformy [Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].
Tab. 4 Reserves of Pôtor Member coal on the northern slope of Šahy Antiform [Bartek et al., 1998; Laffers (ed.), 1990].

3. sloj/ 3rd seam	Veľkolomská depresia a depresia Macochy, 3. sloj (kt) *Veľký Lom Depression, 3rd coal-seam (kt)*		Červenianska depresia, 3. sloj (kt) *Červeňany Depression, 3rd coal-seam (kt)*	Depresia Imrovka, 1. sloj (kt) *Imrovka Depression, 1st coal-seam (kt)*
	bilančné zásoby[1]	11 779,385	11 155	
	nebilančné zásoby[2]	12 098,035		9 856,921
	prognózne zdroje[3]	41 733,048		
	spolu, *total*	70 521,315	11 155	9 856,921

[1]economic reserves, [2]potentionally economic reserves, [3]prognostic reserves

Tab. 5 Zastúpenie stopových prvkov v 3. uhoľnom sloji pôtorských vrstiev vo veľkolomskej depresii podľa semikvantitatívnej analýzy (Bartek et al., 1998).

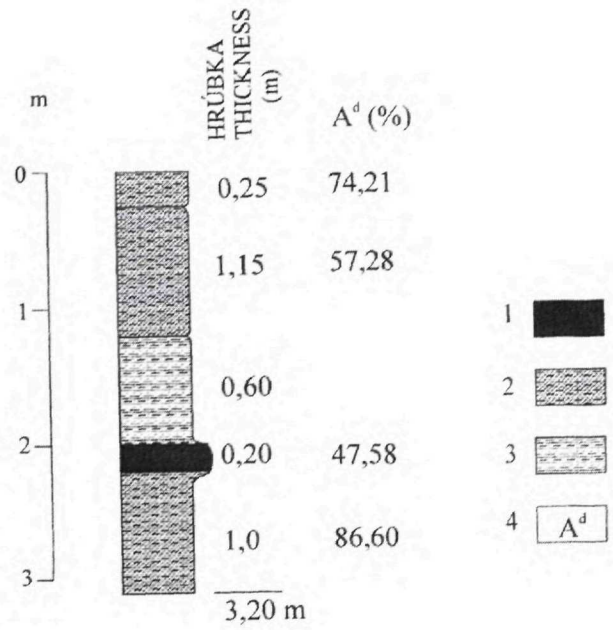
Trace elements contents in 3rd coal-seam of Pôtor Member in Veľký Lom Depression, semiquantitative analysis (Bartek et al., 1998).

1 000 – 10 000 ppm	100 – 1 000 ppm	10 – 100 ppm
K, Ti, Na, Fe, Mg, Ba	N, Co, P, Mn, Mo, Ti, Zn, Li, B, As	Ga, Cu, Pb, V, Sr, Ge, Sn

Tab. 6 Obsah stopových prvkov v 3. uhoľnom sloji pôtorských vrstiev v červenianskej depresii, hodnoty v ppm [Laffers (ed.), 1990].

Tab. 6 Trace elements contents in 3rd coal-seam of Pôtor Member in Červeňany Depression [ppm] [Laffers (ed.), 1990]

Cu	38 – 51	Cd	st	Ga	st
Pb	18 – 24	Mn	226 – 256	Be	3,6 – 5,2
Zn	224 – 230	Cr	100	Zr	136 – 152
Ni	29 – 49	V	95 – 110	Ba	1 230 – 1 550
Co	7 – 10	B	150 – 200	As	141 – 242



Obr. 30 Reprezentant 1. uhoľného sloja pôtorských vrstiev v červenianskej depresii (vrt ČV-15) a obsah popola v sušine ako funkcia uhoľnej substancie [podľa Laffersa (ed.), 1990].
Vysvetlivky: 1 – ílovité uhlie; 2 – uhoľná bridlica, uhoľný íl; 3 – piesčitý íl; 4 – obsah popola v sušine.

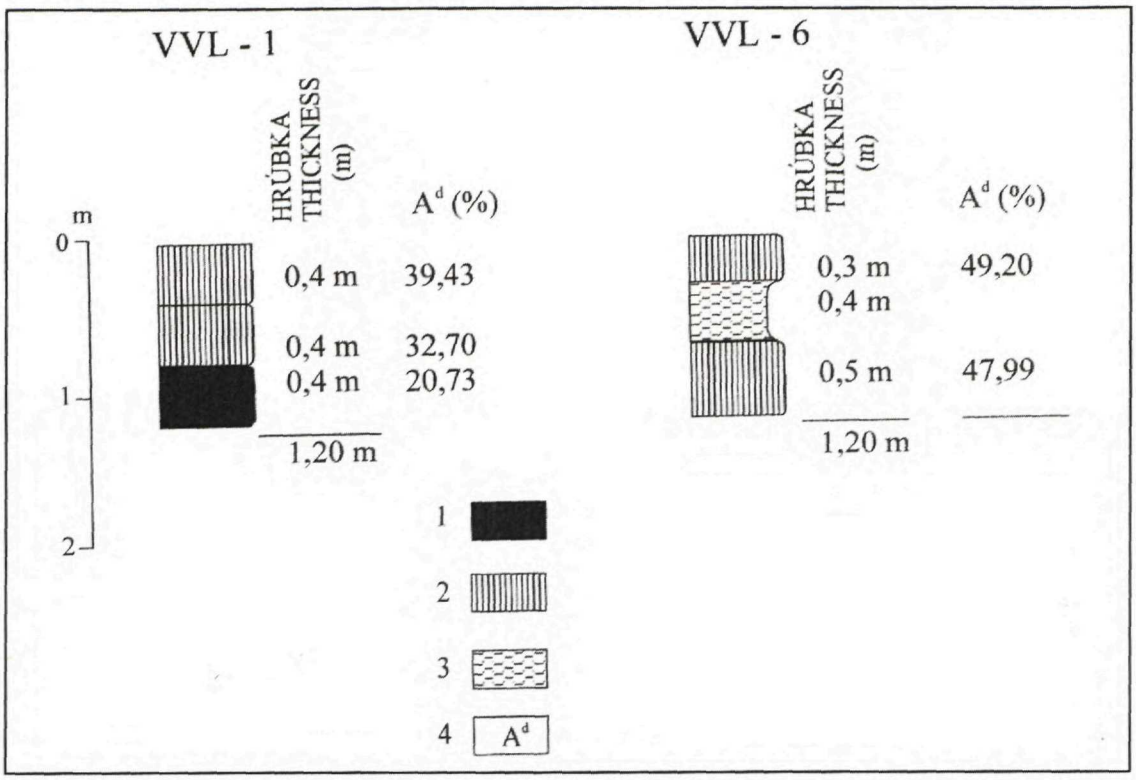
Fig. 30 Representative of the 1st coal seam of Pôtor member in Červeňany Depression (borehole ČV-15) and contents of ash as a function of the coaly substation [after Laffers (ed.), 1990].
Explanations: 1 – coal with clay admixture; 2 – coal shale; 3 – sandy clay; 4 – ash contents in dry state.

kach: monochromatické svetlo (λ = 546 nm), kruhového fotometrické pole (r = 1 mm), kalibračný štandard – sklená prizma (Ro = 1,24 %). Merania sa vykonali v olejovej imerzii na leštených nábrusoch hornín s rezom kolmým na vrstvovitosť. Výsledkom štatisticky významného počtu meraní (n) je priemerná svetelná odraznosť vitrinitu (Ro) vyjadrená v percentách a smerodajná odchýlka (s). Jednotlivé hodnoty sú uvedené v tab. 7.

Kvantitatívne a kvalitatívne parametre uhoľnej hmoty

Na základe hodnôt obsahu celkového organického uhlíka (TOC) možno konštatovať, že vo všetkých vzorkách je jeho obsah vyšší ako priemerné hodnoty väčšiny rozptýlených organických sedimentov na našom území. Študované vzorky pochádzajú zo salgótarjánskeho súvrstvia, a to z oboch jeho členov (pôtorské a plachtinské vrstvy, resp. plachtinský íl/ílovec otnanského veku) a bukovinského súvrstvia neskoroegenburského veku. Dve vzorky sa odobrali zo skálnických vrstiev čížskeho súvrstvia kiščelského veku (oligocén).

Z pôtorských vrstiev a z bukovinského súvrstvia sa odobrali vzorky najmä z lavíc uhlia, z plachtinských vrstiev sa odobrali vzorky z uhoľnej bridlice, resp. z tmavých ílov/ílovcov. Rozdiel v obsahu celkového organického uhlíka v týchto súvrstviach je na prvý pohľad zrejmý. Najvyšší obsah C_{org} (TOC) sa, pochopiteľne, zistil v uhlí. Kým priemerná hodnota celkového organického uhlíka (TOC) otnanských sedimentov v plachtinskom súvrství je 4,5 hmot. % s maximálnou hodnotou 6,6 hmot. %, v prípade pôtorských vrstiev je to až 23 hmot. % s maximálnou hodnotou 44 hmot. %. Obsah karbonátovej zložky je variabilný, od nulovej hodnoty, resp. nedetegovateľného množstva (< MD v tab. 7), až po maximálne 23 % prepočítaných karbonátov (523,4 m, VVL 1). V prípade ostatných vzoriek je to menej ako 15 %. V bukovinskom súvrství (egenburg) priemerná hodnota organického uhlíka dosahuje 14 hmot. % s maximom 47 hmot. %. Obsah karbonátovej zložky je porovnateľný s otnanskými sedimentmi s najvyšším obsahom 25, resp. 43 % prepočítaných karbonátov v polohách 556,5 a 557,4 m vo vrte VVL 8.

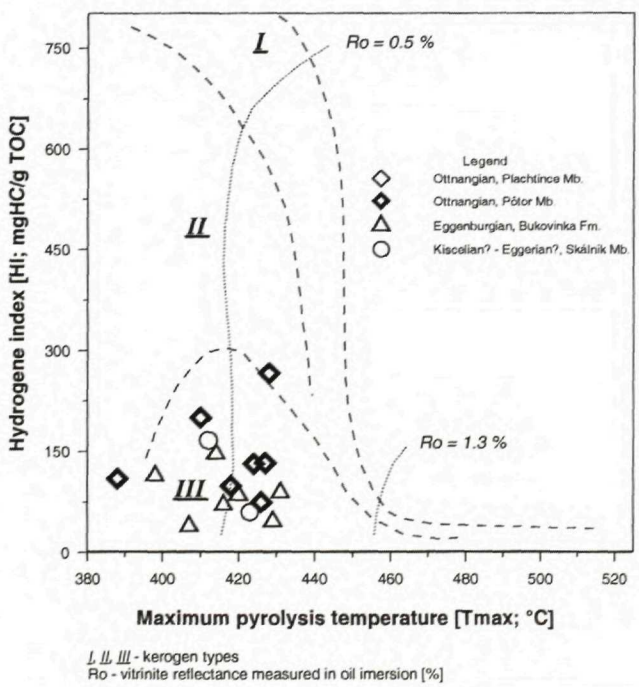


Obr. 31 Stavba 1. uhoľného sloja pôtorských vrstiev z vrtov VVL-1 a VVL-6 v depresii Imrovky a obsah popola v sušine ako funkcia kvality uhlia.
Vysvetlivky: 1 – uhlie; 2 – uhlie so zvýšeným obsahom popola; 3 – íl/piesčitý íl; 4 – obsah popola v sušine.

Fig. 31 Composition of 1st coal seam of the Pôtor Member from the boreholes VVL-1 and VVL-6 in the Imrovka Depression and contents of ash in dry state as a function of coal quality.
Explanations: 1 – coal; 2 – coal with higher contents of ash; 3 – clay/sandy clay; 4 – ash contents in dry state.

Pyrolýza typu Rock-Eval ako metóda určená na rýchle posúdenie uhľovodíkového potenciálu (Espitalié et al., 1977) poskytla údaje o kvalite organickej hmoty, teda o obsahu voľných a viazaných uhľovodíkov, obsahu vodíka a stupni premeny organickej hmoty. Obidva hlavné parametre, t. j. obsah voľných a viazaných uhľovodíkov (S1 a S2 v tab. 7), podobne ako v prípade obsahu celkového organického uhlíka poukazujú na výrazný kvalitatívny rozdiel medzi plachtinskými a pôtorskými vrstvami. Priemerný genetický potenciál plachtinských vrstiev vyjadrený v kg uhľovodíkov (HC) na tonu horniny má hodnotu 7,55, kým v prípade pôtorských vrstiev je to 35,76 kg HC/t horniny. Hodnota teploty maxima pyrolýzy (T_{max}) vo väčšine prípadov poukazuje na takmer nezrelý stav organickej hmoty. Z hľadiska mechanizmu odčítania hodnoty T_{max} (z analytického signálu S2) je však potrebné tieto hodnoty považovať za menej spoľahlivý indikátor miery tepelnej premeny ako napríklad v prípade merania odraznosti vitrinitu na leštených nábrusoch hornín. Hodnotu analytického signálu S2 ovplyvňujú pomerne vysoké hodnoty voľných uhľovodíkov (analytický signál S1), najmä v prípade hodnôt pôtorských vrstiev. Nízke hodnoty indexu produkcie (PI, tab. 7) poukazujú aj na nízky stupeň zrelosti z hľadiska potenciálnej produkcie uhľovodíkov.

Kvalitatívne parametre organickej hmoty bukovinských vrstiev (otnang) vo vrte VVL 8 (tab. 7, obr. 32) sú porovnateľné s pôtorskými vrstvami vo vrtoch VVL 1 a VVL 8. O niečo nižšie hodnoty genetického potenciálu,



Obr. 32 Typ kerogénu študovaných vzoriek v modifikovanom Van Krevelenovom diagrame na základe pyrolýzy Rock-Eval.

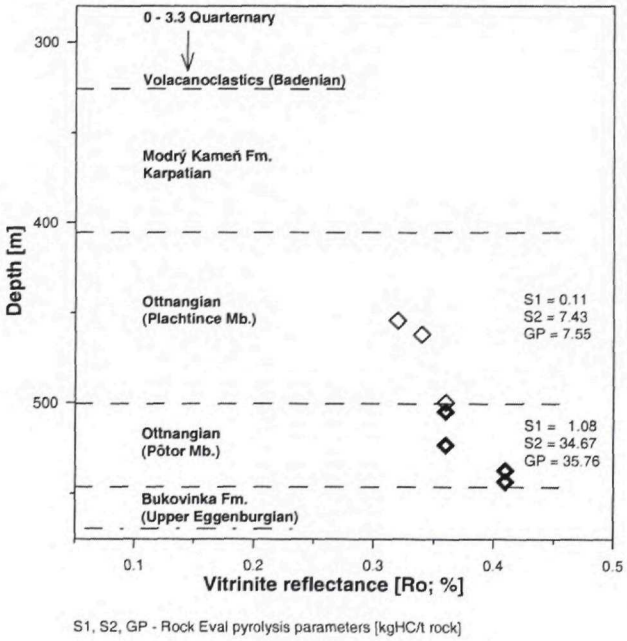
Fig. 32 Kerogen type of samples studied in modified Van Krevelen's diagram on the base of the Rock-Eval pyrolysis.

ako aj relatívneho obsahu vodíka vyjadreného indexom HI, najmä v porovnaní s hodnotami pôtorských vrstiev z vrtu VVL 1, sú pravdepodobne výsledkom vyššieho štádia tepelnej premeny organickej hmoty. Táto premena je vyjadrená predovšetkým hodnotami odraznosti vitrinitu.

Kvalita organickej hmoty z hľadiska jednotlivých hlavných stavebných zložiek pôvodnej živej hmoty sa posudzovala na základe relatívneho obsahu vodíka. Relatívny obsah vodíka je v prípade študovaných vzoriek vyjadrený vodíkovým indexom (HI v tab. 7) a v modifikovanom Van Krevelenovom diagrame je znázornený v závislosti od teploty maxima pyrolýzy (obr. 32). Jednotlivé hodnoty v tomto diagrame poukazujú v rámci skúmaných vzoriek na kerogén typu III, teda ide o organickú hmotu pochádzajúcu z vyšších kontinentálnych rastlín, a to tak v prípade sedimentov otnangu, ako aj egenburgu. Pri porovnateľnom zdrojovom, resp. východiskovom materiáli organickej hmoty boli teda podmienky na jej uchovanie v rámci preuhoľňovacieho procesu najpriaznivejšie v pôtorských vrstvách (otnang) a v bukovinských vrstvách (egenburg).

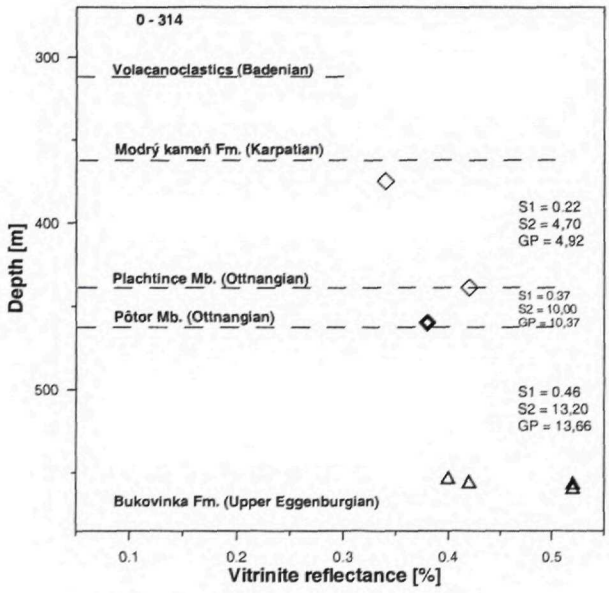
Miera tepelnej premeny

Miera tepelnej premeny sa posudzovala na základe meraní odraznosti macerátov skupiny vitrinitu, najmä humotelinitu v nepolarizovanom monochromatickom svetle s cieľom charakterizovať stupeň preuhoľnenia pre klasifikačné potreby, ako aj pri geologickej rekonštrukcii vývoja sedimentov. Priemerné hodnoty odraznosti macerátov zo skupiny vitrinitu so základnou štatistikou sú uvedené v tab. 7 a graficky znázornené na obr. 33a, b. Na základe uvedených hodnôt možno usudzovať na kontinuálny priebeh postupného preuhoľňovania sedimentov otnanského veku v súvislosti s hĺbkou v profile



Obr. 33a Stupeň tepelnej premeny plachtinských a pôtorských vrstiev v rámci profilu vrtu VVL 1.

Fig. 33a Organic matter maturation depth profile in VVL 1 well.



Obr. 33b Stupeň tepelnej premeny plachtinských a pôtorských vrstiev v rámci profilu vrtu VVL 8.

Fig. 33b Organic matter maturation depth profile in VVL 8 well.

vrtu VVL 1. V úseku 450 až 550 m pod terénom hĺbkový priebeh odraznosti vitrinitu svedčí o kontinuálnom náraste tepelnej premeny aj v rámci prechodu plachtinských a pôtorských vrstiev.

Iná situácia je vo vrte VVL 8. Aj s prihliadnutím na menší počet a nerovnomernejšie rozloženie meraní v rámci hĺbkového profilu je tam možné pozorovať diskordanciu v priebehu tepelnej premeny organickej hmoty plachtinských a pôtorských vrstiev v rámci sedimentov otnanského veku, ako aj medzi pôtorskými vrstvami otnanského veku a bukovinskými vrstvami egenburského veku. Vysvetlenie možno hľadať v odlišnom postavení obidvoch vrtov v rámci geologickej stavby a tektonických podmienok študovanej oblasti.

Vzhľadom na súčasnú hĺbku uloženia celková miera tepelnej premeny organickej hmoty sedimentov tak otnanského (vrt VVL 1), ako aj egenburského veku (vrt VVL 8) je v porovnaní s ostatnými neogénnymi sedimentárnymi oblasťami Západných Karpát pomerne vysoká, a to aj pri zohľadnení chýbajúcich erodovaných sedimentov. Zatiaľ čo odhadovaná hrúbka erodovaných sedimentov vo vrte VVL 1 nad egenburskými sedimentmi je podľa geologického modelu (obr. 35, tab. 8) 210 m, v prípade vrtu VVL 8 je to 300 m. To by pri danom tepelnom toku na zistený stupeň preuhoľnenia zrejme nestačilo. Vysvetlením môže byť väčšia hrúbka erodovaných sedimentov, ako bolo zrekonštruované na základe existujúcich geologických poznatkov, ale predovšetkým možnosť regionálneho prehriatia počas bádenskej vulkanickej aktivity na šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóne (Konečný in Vass, 1979). Najhlbšie pochovanie, a teda aj najintenzívnejšia tepelná premena organickej hmoty (preuhoľnenie) nastali v prípade organickej hmoty egenburských a otnanských sedimentov v období na roz hraní bádenu a sarmatu. V sarmate sa predpokladá hiát a následne erózia až po recent.

Z hľadiska posúdenia uhoľnej hmoty všetky hodnoty v rozsahu od 0,32 po 0,52 % predstavujú nízky stupeň premeny organickej hmoty, v tomto prípade preuhoľnenia. Podľa ČSN 44 1395 zodpovedá hnedouhoľnému štádiu (ortolignit), podľa nemeckej klasifikácie (DIN) „matnému hnedému uhliu" (Mattbraunkohle) a podľa severoamerickej klasifikácie (ASTM) zodpovedá kategóriám „lignite – subbitominous coal". Zdanlivá hmotnosť d^m_a kolíše od 1,47 do 1,69 g . cm^{-3}.

Tab. 7 Základné geologické a organicko geochemické údaje skúmaných vzoriek

Vrt	Kód vrtu	Hĺbka m	Geologická jednotka	Stratigrafia	TIC hm. %	TOC hm. %	S1 mg/g	S2 mg/g	HI mg/g	PI	GP kg/t	Tmax oC	Ro %	s %	n
Riečky	VVL 1	454,55	plachtinské v.	otnang	1,15	2,05	0,07	4,74	231	0,01	4,81	430	0,32	0,04	28
Riečky	VVL 1	462,25	plachtinské v.	otnang	2,70	6,13	0,11	8,70	142	0,01	8,81	426	0,34	0,04	63
Riečky	VVL 1	500,90	plachtinské v.	otnang	1,01	6,61	0,16	8,86	134	0,02	9,02	418	0,36	0,03	55
Riečky	VVL 1	502,00	pôtorské v.	otnang	0,00	43,90	2,80	48,14	110	0,05	50,98	388	0,36	0,03	69
Riečky	VVL 1	523,40	pôtorské v.	otnang	2,46	12,26	0,64	24,60	201	0,03	25,24	410	0,36	0,03	43
Riečky	VVL 1	537,35	pôtorské v.	otnang	1,78	16,20	0,74	43,14	266	0,02	43,88	428	0,41	0,03	66
Riečky	VVL 1	543,40	pôtorské v.	otnang	<MD	28,06	0,68	36,92	132	0,02	37,60	424	0,41	0,03	73
Riečky	VVL 1	546,00	pôtorské v.	otnang	1,63	20,80	0,55	20,54	99	0,03	21,09	418			
Suché Brez.	VVL 5	358,90			0,91	3,18									
Suché Brez.	VVL 5	359,50			0,00	20,72							0,49	0,02	18
Suché Brez.	VVL 5	365,00			0,00	21,00									
Lešť	VVL 8	375,30	plachtinské v.	otnang	0,11	0,98	0,09	1,64	167	0,05	1,73	428	0,34	0,03	13
Lešť	VVL 8	401,40	plachtinské v.	otnang	0,35	3,32	0,23	5,20	157	0,04	5,43	430			
Lešť	VVL 8	438,80	plachtinské v.	otnang	0,55	4,90	0,34	7,16	146	0,05	7,50	425	0,42	0,02	6
Lešť	VVL 8	454,50	pôtorské v.	otnang	1,75	10,28	0,21	7,68	75	0,03	7,89	426			
Lešť	VVL 8	459,30	pôtorské v.	otnang	1,55	9,26	0,53	12,32	133	0,04	12,85	427	0,38	0,11	14
Lešť	VVL 8	553,00	bukovinské s.	egenburg	1,66	12,54	0,69	14,38	115	0,05	15,07	398			
Lešť	VVL 8	554,30	bukovinské s.	egenburg	0,00	47,00	1,05	42,02	89	0,02	43,07	370	0,40	0,01	11
Lešť	VVL 8	555,50	bukovinské s.	egenburg	0,18	1,42	0,04	0,66	46	0,06	0,70	429			
Lešť	VVL 8	556,50	bukovinské s.	egenburg	3,04	13,20	0,78	19,40	147	0,04	20,18	414	0,42	0,01	12
Lešť	VVL 8	557,10	bukovinské s.	egenburg	0,29	1,52	0,04	0,60	39	0,06	0,64	407			
Lešť	VVL 8	557,40	bukovinské s.	egenburg	5,13	18,67	0,73	15,94	85	0,04	16,67	420	0,52	0,03	69
Lešť	VVL 8	557,50	bukovinské s.	egenburg	0,00	16,72									
Lešť	VVL 8	558,30	bukovinské s.	egenburg	2,12	10,65	0,18	7,58	71	0,02	7,76	416	0,52	0,01	8
Lešť	VVL 8	558,50	bukovinské s.	egenburg	0,00	10,83									
Lešť	VVL 8	559,40	bukovinské s.	egenburg	0,34	5,62	0,13	5,02	89	0,03	5,15	431			
Lešť	VVL 8	626,10	skálnické v.	kiščel?-eger?	0,09	1,94	0,29	3,24	167	0,08	3,53	412			
Lešť	VVL 8	631,50	skálnické v.	kiščel?-eger?	0,34	0,40	0,01	0,24	60	0,04	0,25	423			

Symboly analytických výsledkov sú uvedené v textovej časti, podkapitola "metodika".

Tab. 7 Basic geological and organic-geochemical data of examinated samples

Well	Well code	Depth m	Geological unit	Stratigraphy	TIC hm. %	TOC hm. %	S1 mg/g	S2 mg/g	HI mg/g	PI	GP kg/t	Tmax oC	Ro %	s %	n
Riečky	VVL 1	454,55	Plachtince Mb.	Ottnangian	1,15	2,05	0,07	4,74	231	0,01	4,81	430	0,32	0,04	28
Riečky	VVL 1	462,25	Plachtince Mb.	Ottnangian	2,70	6,13	0,11	8,70	142	0,01	8,81	426	0,34	0,04	63
Riečky	VVL 1	500,90	Plachtince Mb.	Ottnangian	1,01	6,61	0,16	8,86	134	0,02	9,02	418	0,36	0,03	55
Riečky	VVL 1	502,00	Pôtor Mb.	Ottnangian	0,00	43,90	2,80	48,14	110	0,05	50,98	388	0,36	0,03	69
Riečky	VVL 1	523,40	Pôtor Mb.	Ottnangian	2,46	12,26	0,64	24,60	201	0,03	25,24	410	0,36	0,03	43
Riečky	VVL 1	537,35	Pôtor Mb.	Ottnangian	1,78	16,20	0,74	43,14	266	0,02	43,88	428	0,41	0,03	66
Riečky	VVL 1	543,40	Pôtor Mb.	Ottnangian	<MD	28,06	0,68	36,92	132	0,02	37,60	424	0,41	0,03	73
Riečky	VVL 1	546,00	Pôtor Mb.	Ottnangian	1,63	20,80	0,55	20,54	99	0,03	21,09	418			
Suché Brez.	VVL 5	358,90			0,91	3,18									
Suché Brez.	VVL 5	359,50			0,00	20,72							0,49	0,02	18
Suché Brez.	VVL 5	365,00			0,00	21,00									
Lešť	VVL 8	375,30	Plachtince Mb.	Ottnangian	0,11	0,98	0,09	1,64	167	0,05	1,73	428	0,34	0,03	13
Lešť	VVL 8	401,40	Plachtince Mb.	Ottnangian	0,35	3,32	0,23	5,20	157	0,04	5,43	430			
Lešť	VVL 8	438,80	Plachtince Mb.	Ottnangian	0,55	4,90	0,34	7,16	146	0,05	7,50	425	0,42	0,02	6
Lešť	VVL 8	454,50	Pôtor Mb.	Ottnangian	1,75	10,28	0,21	7,68	75	0,03	7,89	426			
Lešť	VVL 8	459,30	Pôtor Mb.	Ottnangian	1,55	9,26	0,53	12,32	133	0,04	12,85	427	0,38	0,11	14
Lešť	VVL 8	553,00	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	1,66	12,54	0,69	14,38	115	0,05	15,07	398			
Lešť	VVL 8	554,30	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,00	47,00	1,05	42,02	89	0,02	43,07	370	0,40	0,01	11
Lešť	VVL 8	555,50	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,18	1,42	0,04	0,66	46	0,06	0,70	429			
Lešť	VVL 8	556,50	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	3,04	13,20	0,78	19,40	147	0,04	20,18	414	0,42	0,01	12
Lešť	VVL 8	557,10	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,29	1,52	0,04	0,60	39	0,06	0,64	407			
Lešť	VVL 8	557,40	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	5,13	18,67	0,73	15,94	85	0,04	16,67	420	0,52	0,03	69
Lešť	VVL 8	557,50	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,00	16,72									
Lešť	VVL 8	558,30	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	2,12	10,65	0,18	7,58	71	0,02	7,76	416	0,52	0,01	8
Lešť	VVL 8	558,50	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,00	10,83									
Lešť	VVL 8	559,40	Bukovinka Mb.	Eggenburgian	0,34	5,62	0,13	5,02	89	0,03	5,15	431			
Lešť	VVL 8	626,10	Skálnik Mb.	Kiscelia?-Eggerian?	0,09	1,94	0,29	3,24	167	0,08	3,53	412			
Lešť	VVL 8	631,50	Skálnik Mb.	Kiscelia?-Eggerian?	0,34	0,40	0,01	0,24	60	0,04	0,25	423			

Symbols of analytical results as in subparagraph "Methodics...".

VI. MODELOVANIE HISTÓRIE POCHOVÁVANIA SEDIMENTOV NA VRTOCH VVL-1 (RIEČKY) A VVL-8 (VEĽKÝ LOM)

Vstupnými a súčasne optimalizačnými parametrami pri modelovaní histórie pochovávania sedimentov na vrtoch VVL-1 (Riečky) a VVL-8 (Veľký Lom) boli typ udalosti (depozícia, hiát, erózia), trvanie udalostí, litológia sedimentov, ktoré sa v danom čase usadili, ich hrúbka, povrchová paleoteplota a tepelný tok (tab. 8 a 9). Ako kontrolný parameter sa využila odraznosť vitrinitu (tab. 7).

Na základe vstupných optimalizačných parametrov sa pomocou programového integrovaného systému Petro Mod Expres spracoval model histórie pochovávania sedimentov na vrtoch VVL-1 a VVL-8 (obr. 34a, 34b) a súčasne sa vypočítala teoretická odraznosť vitrinitu. Teoretická odraznosť vitrinitu sa porovnávala s laboratórne zistenou odraznosťou vitrinitu a vstupné, optimalizačné parametre sa upravovali dovtedy, kým sa nedosiahla prijateľná zhoda medzi teoreticky vypočítanou a meranou (kontrolnou) odraznosťou vitrinitu (obr. 34, 35). V uvedenom prípade už môžeme považovať model za pomerne reálne zobrazenie skutočnosti.

Modelovanie histórie pochovávania sedimentov na vrte VVL-1 (obr. 35) sa začína sedimentmi vrchného egenburgu – riečnymi a jazernými pieskami/pieskovcami a pestrými ílmi bukovinského súvrstvia (70 m v období 20,0 až 19,3 Ma). Koncom vrchného egenburgu toto súvrstvie bolo sčasti erodované (30 m v období 19,3 – 19,0 Ma). V otnangu nasledovala depozícia riečnych pieskov pôtorských vrstiev (46 m v období 19,0 – 18,5 Ma) a jazerných ílovcov plachtinských vrstiev (99 m v období 18,5 až 17,5 Ma). V karpate pokračovala depozícia plytkomorských pieskov/pieskovcov a siltov/siltovcov modrokamenského súvrstvia (134 m v období 17,5 a 16,9 Ma), z ktorých 60 m bolo erodovaných koncom karpatu (16,9 až 16,8 Ma). V bádene počas vulkanickej činnosti vulkanické horniny pochovali predbádenské sedimenty (479 m v období 16,5 – 13,6 Ma). V sarmate sa predpokladá hiát (13,6 – 11,0 Ma) a následná erózia od panónu až po recent (150 m v období 11,0 – 0,0 Ma).

Na vrte VVL-8 sa modelovanie histórie pochovávania sedimentov (obr. 34) začína už v kišceli. V období 27,5 až 27 Ma sedimentovali predtransgresívne kontinentálne ílovce a pieskovce skálnických vrstiev s hrúbkou asi 52 m. Na nich v období 27 – 25,5 Ma sedimentovali asi 100 m hrubé morské ílovce a siltovce čížskeho súvrstvia a v období egeru (25, 5 – 23 Ma) 200 m hrubé morské ílovce a siltovce lučenského súvrstvia. Obidve súvrstvia koncom egeru (23 – 22,5 Ma) boli denudované a vo vrte chýbajú. Začiatkom egenburgu (22,5 – 21,0 Ma) sa usadilo 60 m plytkovodných morských pieskovcov fiľakovského súvrstvia, z ktorých už v období raného egenburgu (21,0 až 20,0 Ma) bolo 30 m erodovaných. Ďalší vývoj bol obdobný ako vo vrte VVL-1. V neskorom egenburgu sedimentovali riečne a jazerné piesky/pieskovce a pestré íly bukovinského súvrstvia (145 m v období 20,0 – 19,3 Ma). Koncom vrchného egenburgu (19,3 – 19,0 Ma) podľahlo erózii 30 m tohto súvrstvia. V otnangu nasledovala depozícia riečnych pieskovcov pôtorských vrstiev (10 m v období 19,0 – 18,5 Ma) a jazerných ílovcov plachtinských vrstiev (85 m v období 18,5 – 17,5 Ma). V karpate pokračovala depozícia plytkomorských pieskovcov a siltovcov modrokamenského súvrstvia (146 m v období 17,5 – 16,9 Ma), z ktorých 100 m už bolo erodovaných koncom karpatu (16,9 – až 16,5 Ma). V bádene počas vulkanickej činnosti, podobne ako vo vrte VVL-1, sedimentovali najmä vulkanické brekcie (484 m v období 16,5 – 13,6 Ma). V sarmate sa predpokladá hiát (13,6 – 11,0 Ma) a následná erózia od panónu až po recent (170 m v období 11,0 – 0,0 Ma).

Tab. 8 Vstupné, optimalizačné parametre modelovania histórie pochovávania sedimentov vo vrte VVL-1 (Riečky).
Tab. 8 Entering optimalised parameters for the burial history modelling, borehole VVL-1 (Riečky).

Názov súvrstvia [1] /vrstiev	Strop [2]	Báza [3]	Súčasná hrúbka [4]	Erodovaná hrúbka [5]	Doba depozície [6]		Doba erózie [7]		Litológia [8]	Tepelný tok [9]	Hĺbka vody [10]	Povrchová teplota [11]
					od/from [Ma]	do/to [Ma]	od/from [Ma]	do/to [Ma]		[mW . m^{-2}]	[m]	[°C]
	[m]	[m]	[m]	[m]								
bádenské vulkanity [12]	0	329	329	150	16,5	13,6	11,0	0,0	vulkanické brekcie	150 → 75	0	16 → 9
modrokamenské súvrstvie [13]	329	403	74	60	17,5	16,9	16,9	16,5	pieskovce a siltovce	85	20	16
plachtinské vrstvy [14]	403	502	99	–	18,5	17,5	–	–	ílovce	80	20	17
pôtorské vrstvy [15]	502	548	46	–	19,0	18,5	–	–	pieskovce	75	0	18
bukovinské súvrstvie [16]	548	588	40	30	20,0	19,3	19,3	19,0	pieskovce a ílovce	65	5	20

English explanations 1 – 23 see Tab. 9.

Tab. 9 Vstupné, optimalizačné parametre modelovania histórie pochovávania sedimentov vo vrte VVL-8 (Veľký Lom).
Tab. 9 Entering optimalised parameters for the burial history modelling, borehole VVL-8 (Veľký Lom).

Názov súvrstvia [1] /vrstiev	Strop [2]	Báza [3]	Súčasná hrúbka [4]	Erodovaná hrúbka [5]	Doba depozície [6]		Doba erózie [7]		Litológia [8]	Tepelný tok [9]	Hĺbka vody [10]	Povrchová teplota [11]
					od/from [Ma]	do/to [Ma]	od/from [Ma]	do/to [Ma]		[mW . m^{-2}]	[m]	[° C]
	[m]	[m]	[m]	[m]								
bádenské vulkanity [12]	0	314	314	170	16,5	13,6	11,0	0,0	vulkanické brekcie [21]	150 → 75	0	16 → 9
modrokamenské súvrstvie [13]	314	360	46	100	17,5	16,9	16,9	16,5	pieskovce [22] a ílovce [23]	85	20	16
plachtinské vrstvy [14]	360	445	85	–	18,5	17,5	–	–	ílovce [23]	80	20	17
pôtorské vrstvy [15]	445	455	10	–	19,0	18,5	–	–	pieskovce [22]	75	0	18
bukovinské súvrstvie [16]	455	570	115	30	20,0	19,3	19,3	13,0	pieskovce [22] a ílovce [23]	65	5	20
fiľakovské súvrstvie [17]	570	600	30	30	22,5	21,0	21,0	20,0	pieskovce [22]	60	20	22
lučenské súvrstvie [18]	–	–	–	200	25,5	23,0	23,0	22,5	ílovce [23]	60	100	22
čížske súvrstvie (lenartovské vrstvy) [19]	–	–	–	100	27,0	25,5	23,0	22,5	ílovce [23]	60	50	22
skálnické vrstvy [20]	600	652	52	–	27,5	27,0	–	–	ílovce [23] a pieskovec [22]	60	0	22

1 – name of formation/member; 2 – top; 3 – base; 4 – recent thickness; 5 – eroded thickness; 6 – time of deposition; 7 – time of erosion; 8 – lithology; 9 – heat flow; 10 – depth of water; 11 – surficial temperature; 12 – Badenian volcanics; 13 – Modrý Kameň Formation; 14 – Plachtince Member; 15 – Pôtor Member; 16 – Bukovinka Formation; 17 – Fiľakovo Formation; 18 – Lučenec Formation; 19 – Číž Formation (Lenartovce Member); 20 – Skálnik Member; 21 – volcanic breccia; 22 – sandstone; 23 – claystone.

Tab. 10 Odraznosť vitrinitu vo vrte VVL-1 (Riečky).
Tab. 10 Vitrinite reflectance, borehole VVL-1 (Riečky village).

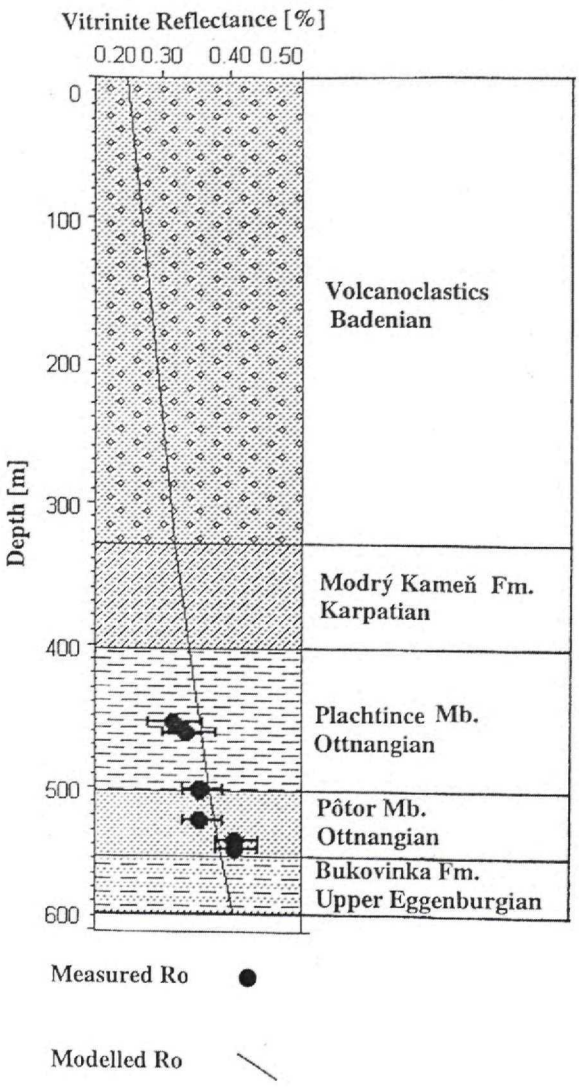
Hĺbka (m)	Ro (%)	S (%)	h	Litostratigrafická jednotka [1]	Vek[4]
454,55	0,32	0,04	28	plachtinské vrstvy[2]	otnang[5]
462,25	0,34	0,04	63	plachtinské vrstvy	otnang
500,90	0,36	0,03	55	plachtinské vrstvy	otnang
502,00	0,36	0,03	69	pôtorské vrstvy[3]	otnang
523,40	0,36	0,03	43	pôtorské vrstvy	otnang
537,35	0,41	0,03	66	pôtorské vrstvy	otnang
543,40	0,41	0,03	73	pôtorské vrstvy	otnang

Vysvetlivky – *Explanations:* Ro – odraznosť vitrinitu/*vitrinite reflectance;* S – štandardná odchýlka/*standard deviation;* h – počet meraných bodov/*number of measured points.*

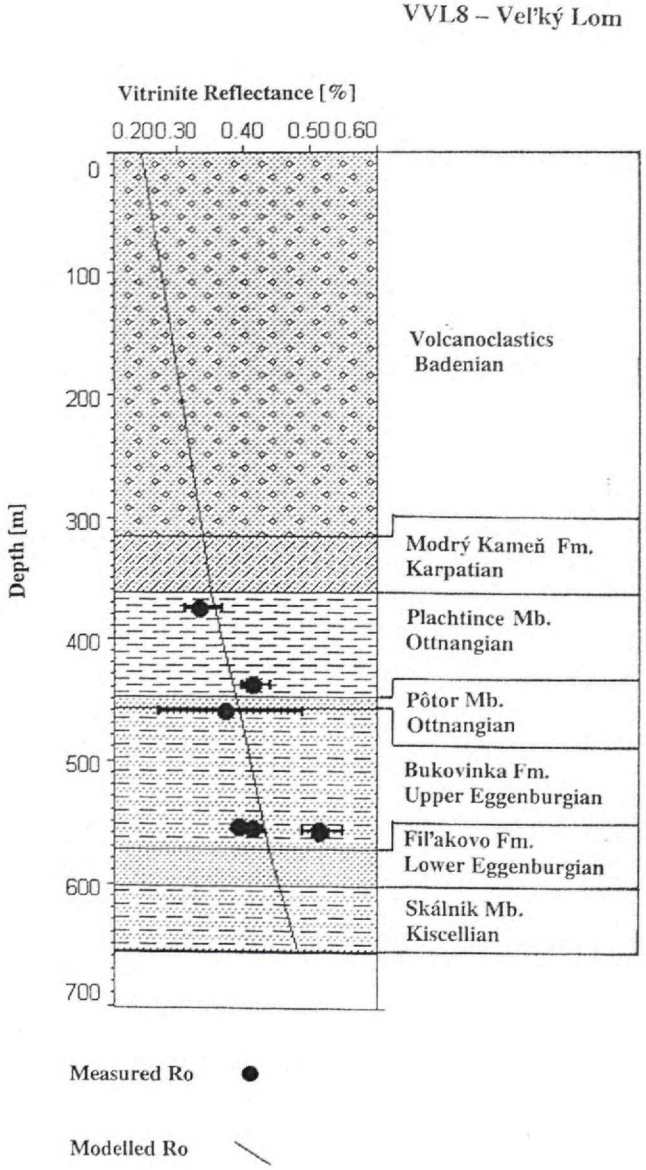
Tab. 11 Odraznosť vitrinitu vo vrte VVL-8 (Veľký Lom).
Tab. 11 Vitrinite reflectance, borehole VVL-8 (Veľký Lom village).

Hĺbka (m)	Ro (%)	S (%)	h	Litostratigrafická jednotka[1]	Vek[4]
375,30	0,34	0,03	13	plachtinské vrstvy[2]	otnang[5]
438,80	0,42	0,02	6	plachtinské vrstvy	otnang
459,30	0,38	0,11	14	pôtorské vrstvy[3]	otnang
554,30	0,40	0,01	11	bukovinské súvrst.[6]	egenburg[6]
556,50	0,42	0,01	12	bukovinské súvrst.	egenburg
557,40	0,52	0,03	69	bukovinské súvrst.	egenburg
558,30	0,52	0,01	8	bukovinské súvrst.	egenburg

[1] *lithostratigraphic unit,* [2] *Plachtince Mb.,* [3] *Pôtor Mb.,* [4] *age,* [5] *Ottnangian,* [6] *Bukovinka Fm.,* [7] *Eggenburgian.*



Obr. 34b Model pochovávania sedimentov, vrt VVL-8.
Fig. 34b Model of burial history, borehole VVL-8.



Obr. 35 Porovnanie meraných a modelovaných hodnôt odraznosti vitrinitu, vrt VVL-1.
Fig. 35 Comparison of measured and modelled values of the vitrinite reflectance, borehole VVL-1.

VII. ZÁVER

Vďaka vrtnej uhoľnej prospekcii a podpornému sofistikovanému geofyzikálnemu prieskumu v poslednom desaťročí 20. storočia sa získali nové poznatky o geologickej stavbe Krupinskej planiny, konkrétne v širokom okolí obcí Veľký Lom, Suché Brezovo a vysídlenej obce Lešť.

Predterciérne, resp. predoligocénne podložie tohto územia vrátane bezprostredného okolia budujú horniny veporika a sčasti aj gemerika. Veporikum pozostáva z metamorfitov typu svorov, svorových rúl, rúl, fylitov a amfibolitov. Zodpovedajú južnému veporiku a podľahli polyfázovej premene. Na nich leží obal reprezentovaný revúckou skupinou – dynamometamorfované klastické sedimenty a vulkanity vrchnopaleozoického veku – a föderatskou skupinou – dynamometamorfované klastiká spodného triasu a karbonáty stredného až vrchného triasu. Na študované územie okrajovo zasahuje aj gemerikum. Je nasunuté na veporikum a reprezentuje ho ochtinské súvrstvie (karbón). V bzovíckej depresii, ktorá okrajovo zasahuje do študovaného územia, sú postorogénne sedimenty vrchnokriedového až paleogénneho veku (paleocén – eocén).

V bezprostrednom nadloží predterciérnych hornín leží kontinentálne skálnické (selianske) vrstvy, doteraz známe iba z priľahlých juhoslovenských kotlín. Oligocénne a oligomiocénne súvrstvia (čížske, lučenské a krupinské) sa v tejto oblasti zistili staršími vrtmi. Novší vrtný prieskum overil prítomnosť morského ranoegenburského fiľakovského súvrstvia. V neskoroegenburskom kontinentálnom bukovinskom súvrství sa zistil až 4 m hrubý sloj nekvalitného uhlia s kerogénom typu III. Na rozdiel od Ipeľskej kotliny, íly bukovinského súvrstvia nie sú pestré. Prevláda zelená a sivozelená farba. Ryodacitové tufy súvrstvia sú relatívne jemnozrnné a viac premenené než v Ipeľskej kotline. Uhľonosné pôtorské vrstvy salgótarjánskeho súvrstvia otnanského veku obsahujú iba jeden sloj, ekvivalent spodného (tretieho) sloja z Ipeľskej kotliny. Najvyšší (prvý) sloj reprezentuje iba uhoľná bridlica, resp. uhoľný sloj neveľkej hrúbky. Stredný (druhý) sloj chýba. Pozoruhodný je hojný výskyt oligohalinno-brakickej fauny, ktorá sa strieda so sladkovodnou faunou. Plachtinský íl (ílovec) je litologicky pestrejší ako v Ipeľskej kotline. Popri polohách monotónneho ílu s bridličnatým rozpadom sú polohy, v ktorých sa cyklicky strieda piesok a silt. Plachtinský íl zriedkavo obsahuje brakickú faunu a v jednom prípade aj morské foraminifery. To naznačuje prepojenie jazerného prostredia vzniku s morským prostredím na juh od študovaného územia.

Modrokamenské súvrstvie (karpat) nemožno v študovanom území členiť podľa štandardného litologického modelu z Ipeľskej kotliny. Celé súvrstvie má lito- a biofaciálnu podobu medokýšskych vrstiev – spodného člena súvrstvia v Ipeľskej kotline. Príčinou je bariérový efekt šahanskej antiformy. Za antiformou smerom od otvoreného mora (on shore) pretrvávala počas karpatu lagúna, v ktorej žilo zmiešané spoločenstvo: hyposalinické autochtónne endemické mäkkýše *(Rzehakia – Cardium – Silicqua)*. Morské, prevažne alochtónne, veľkostne vytriedené spoločenstvo foraminifer vrátane planktónu bolo do polouzavretej lagúny prinášané búrkovým vlnením z otvoreného šelfového mora. Na prostredie polouzavretého plytkého zálivu či lagúny a intervenciu búrkových udalostí poukazujú aj početné sedimentárne textúry: odtlačky dažďových kvapiek, bahenné praskliny, kopčekovité šikmé zvrstvenie (hummocky cross-bedding), konvolútová laminácia či biogénne textúry (bioklastické pieskovce, lumachely). Prúdenie v hornom prúdovom režime indikuje prúdová lineácia asociujúca s paralelnou lamináciou. Prúdením v dolnom prúdovom režime vznikla čerinová laminácia a šošovkovité a vlnité zvrstvenie.

Z fosílií, ktoré sú v modrokamenskom súvrství relatívne časté, na karpatský vek poukazujú *Uvigerina graciliformis*, *Discoaster variabilis*, ale aj *Globigerina woodi*, v centrálnej Paratétys známa zväčša od bádenu, a *Globigerina ottnangensis*, *Pappina bononiensis primiformis* a *P. parkeri breviformis*, známe od egenburgu.

Do študovanej oblasti zasahuje aj príbelský piesok (raný báden), ktorý má cyklický vývoj s trendom pozitívnej zrnitostnej gradácie. Z fosílií sa v piesku našli morské foraminifery *Globigerina obesa* a *Orbulina suturalis*, ktorej prvé objavenie je v strednom bádene. Vekový diapazón piesku je však väčší. V strhársko-trenčskej prepadline v ekvivalentoch piesku sa našla ranobádenská fauna (*Praeorbulina glomerosa* a *Globigerinoides sicanus*).

Strednomiocénne bádenské (a sarmatské) andezitové vulkanity, ktoré zakrývajú spodnomiocénne sedimenty severného svahu šahanskej antiformy, sú prevažne andezitové epiklastiká distálnych zón submarinných extrúzií (vinická formácia) a pyroklastických vulkánov (čelovská a lysecká formácia). Vulkanické centrá tohto vulkanizmu tvoria šahansko-lysecký vulkanotektonický zónu sv.-jz. smeru. Pozdĺžne zlomy tejto zóny sledujú apikálnu, resp. osovú zónu bývalej šahanskej antiformy. Vulkanické centrá sú na miestach, kde sú tieto zlomy preťaté priečnymi zlomami ssz. až s.-j. smeru. Do študovaného priestoru zo severu zasahuje distálnou zónou aj stratovulkán Javorie. Ide o andezitové epiklastiká starohutského komplexu a blýskavickej a javorskej formácie (tá je sarmatského veku).

Nové poznatky získané z vrtného a geofyzikálneho prieskumu významne prispeli k novej tektonickej interpretácii územia. Najzreteľnejšia štruktúra predterciérneho podložia je tuhárska synforma sv.-jz. smeru. Je to pokračovanie tuhárskej synklinály (Fusán, 1962) v podloží Krupinskej planiny. V jej jadre ostali uchránené pred eró-

ziou popri föderatskej skupine (obal veporika) aj zvyšky nasunutého ochtinského súvrstvia gemerika. Zdá sa, že synforma sa morfologicky ako depresia uplatňovala aj počas eocénu, keď do nej vniklo more. Eocénne sedimenty neskôr podľahli denudácii. Ich prítomnosť v danom priestore prezrádzajú obliaky organogénnych a silicifikovaných vápencov s eocénnymi numulitmi vyskytujúce sa v zlepencoch lučenského súvrstvia, ako aj preplavené eocénne veľké foraminifery.

Južne od synformy bola antiforma stredného Ipľa, ktorá neskôr (po bádene) ožila. Obe štruktúry, syn- a antiforma, vznikli na konci jury a v ranej kriede ako následok kompresnej tuhárskej fázy (Plašienka, 2002).

Predoligocénnou štruktúrou podložia Krupinskej planiny je bzovícka depresia meridionálneho smeru, ktorá vznikla ako následok kohútskej extenzie (Plašienka, l. c.).

Na tektonický vývoj a paleogeografiu Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny počas neskorého oligocénu a neogénu mali rozhodujúci vplyv šahanská antiforma, dačovolomská prepadlina a bádenské zlomy ssz.-jjv. smeru.

Jadro šahanskej antiformy tvoria metamorfity – najskôr prináležiace ku kryštaliniku kohútskej zóny veporika (dvojsľudové ruly a granátické svory, ktoré podľahli polyfázovým tektonickým procesom). Markantný je puklinový systém ssz.-jjv. smeru (ac pukliny) staršieho založenia, reaktivovaný v miocéne. Šahanská antiforma ako morfoštruktúra generovaná v oligocénnom stresovom poli s maximálnou kompresiou v sz.-jv. smere ovplyvňovala distribúciu fácií a paleogeografiu Budínskej paleogénnej panvy i mladšej ranomiocénnej Novohradsko-nógradskej panvy.

Šahanskú antiformu priečne (v sz.-jv. smere) porušila dačovolomská prepadlina, ktorá sa rozvinula v ranom miocéne v stresovom poli s vertikálnou kompresiou a s extenziou v sv.-jz. smere. Prepadlina umožnila komunikáciu priestoru na severnom svahu šahanskej antiformy s otvoreným morom v Ipeľskej kotline. Prepadlinu člení pozdĺžne zlomy na celý rad vysokých krýh a čiastkových depresií v dvoch depresiách na východnom krídle prepadliny – veľkolomskej a červenianskej. Uhoľný sloj v pôtorských vrstvách salgótarjánskeho súvrstvia má najväčšiu hrúbku a najsúvislejší vývoj v tejto oblasti.

V bádene šahanská antiforma stratila svoj morfoštruktúrny význam a bola pochovaná strednomiocénnymi vulkanitmi Krupinskej planiny. Ešte predtým celé územie – antiforma, jej predpolie aj severný svah – porušili rejuvenizované zlomy ssz.-jjv. smeru. V mieste pretínania týchto zlomov so staršími zlomami sv.-jz. smeru vznikli početné vulkanické centrá (šahansko-lysecká vulkanotektonická zóna). Mladé zlomy sa reaktivovali aj neskôr, napríklad v kvartéri, lebo v susednej Lučenskej kotline kontrolujú doliny drenážnej siete, resp. divergenciu riečnych terás.

Pôtorské vrstvy, ktoré v Ipeľskej kotline uzatvárajú tri uhoľné sloje, na severnom svahu šahanskej antiformy majú len jeden sloj, ekvivalent spodného (tretieho) sloja z revíru Bane Dolina. Tento sloj je najlepšie vyvinutý v spomínaných čiastkových depresiách, veľkolomskej a červenianskej, kde jeho hrúbka kolíše od 0,6 m do 6,7 m a hĺbka uloženia od 200 m do 650 m. Uhlie je nehomogénne. Sú v ňom polohy uhoľnej bridlice s kolísavou hrúbkou. Obsah popola, ako aj výhrevnosť vlastného hnedého uhlia je laterálne i vertikálne premenlivá. Priemerná popolnatosť kolíše od 9,9 do 6,5 %, výhrevnosť od 5,45 do 14,56 MJ . kg^{-1}. Bilančné zásoby uhlia dosahujú okolo 23 000 kt, nebilančné zásoby okolo 22 000 kt a prognózne zdroje okolo 42 000 kt.

Literatúra

Allen, J. R. L., 1985: Principles of physical sedimentology. London, Chapman & Hall, s. 1 – 272.

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der noerdlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 188.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for Geol. Excurs. X. Congr. Carpath-Balkanian Geol. Ass. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 44.

Bartek, V., Šarkan, J., Hash, J. a Skaviniak, M., 1998: Záverečná správa z úlohy Veľký Lom – Lešť, vyhľadávací prieskum, hnedé uhlie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III., C. C. a Aubry, M.. P., 1995: A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V. & Hardenbol, J. (eds.): Geochronology, time scale and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 54, s. 129 – 212.

Bezák, V., 1989: Predmetamorfný charakter hornín kohútskej zóny veporika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, č. 3, s. 247 – 250.

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, č. 1, s. 1 – 6.

Bezák, V., Hraško, Ľ., Dublan, L., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. a Pristaš, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR – Vyd. D. Štúra.

Biely, A. (ed.), 1996: Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A. (ed.), 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR – Vyd. D. Štúra, s. 1 – 77.

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" veporíd. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21, s. 109 – 125.

Biely, A., 1964: Über die „Veporiden". In: Geol. Sbor. (Bratislava), č. 15, s. 263 – 266.

Biely, A., 1989: The Geological Structure of the West Carpathians. In: Evolution of the Northern Margin of Tethys (eds. Rakús, M., Dercourt, J. a Nairn, A. E. M.) Mém. Soc. Geol. France, 154 (II), Paris, s. 51 – 57.

Blaško, D., Juriš, F., Lukaj, M. a Klubert, J., 1987: Handlová – juh, VP – uhlie. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia Západných Karpát. Bratislava, Veda, s. 1 – 183.

Ciesarik, M. (ed.), 1962: Záverečná správa s výpočtom zásob Juhoslovenská uhoľná panva – Vátovce, hnedé uhlie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ciezskovski, M., 1992: Marine Miocene deposits near Novy Targ. Magura Nappe. Flysch Carpathians (South Poland). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 43, s. 339 – 346.

Cicha I., Rögl, F., Čtyroká, J., Rupp, Ch., Bajraktarevic, Z., Baldi, T., Bobrinskaya, O. G., Darakchieva, St., Fuchs, R., Gagic, N., Gruzman, A. D., Halmai, J., Krasheninnikov, V. A., Kalac, K., Korecz-Laky, I., Krhovsky, J., Luczkowska, E., Nagy-Gellai, A., Olszewska, B., Popescu, Gh., Reiser, H., Schmid, M. E., Schreiber, O., Serova, M. Y., Szegö, E., Sztrakos, K., Venglinskyi, I. V. a Wenger, W., 1998: Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. In: Abh. Senckenberg. Naturforsch. Gesell. (Frankfurt a. Main), č. 549, s. 1 – 325.

Collinson, J. D. a Thompson, D. B., 1989: Sedimentary structures. 2nd ed. London, Chapman & Hall, s. 1 – 207.

Čechovič, V., 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 33, s. 1 – 53.

Číčel, B. a Vass, D., 1964: Mineralogicko-chemická štúdia a geologické zhodnotenie novej terrigénnej formácie na báze terciéru Ipeľskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 33, s. 131 – 138.

Dopita, M., Havlena, V. a Pešek, J., 1985: Ložiská fosilních paliv. Praha, Nakl. tech. literatury – Bratislava, Alfa, s. 1 – 263.

Fodor, L., 1992: Late Paleogene tectonics and sedimentation in the Buda and Gerencse Hills detailed studies as a bases for a working model of the entire Bakony Unit. In: Terra Nova abstr. 4, Blackwell Sci. Publ., s. 21 – 22.

Fusán, O., 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, s. od Lučenca (Stratigraphische Stellung der karbonatischen Schichten zwischen Tuhár und Ružiná, N von Lučenec). In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 219 – 222.

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 123.

Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. In: Západ. Karpaty (Bratislava), č. 15, s. 1 – 173.

Hably, L., 1985: Early Miocene plant fossils from Ipolytarnóc, N. Hungary. In: Geol. hung., Ser. geol. paleont. (Budapest), č. 44 – 46, s. 77 – 252.

Halásová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Vass, D., Elečko, M. a Pereszlényi, M., 1996: Sea ways connecting the Fiľakovo/Pétervására Basin with the Eggenburgian/Burdigalian open sea. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 2, č. 1, s. 125 – 136.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. a Walker, R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Short Course Notes No2, Dallas, SEPM.

Holcová, K., 2001a: Foraminifera and calcareous nannoplankton from the "Rzehakia (Oncophora) Beds" in the Central Paratethys. In: Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), s. 189 – 223.

Holcová, K., 2001b: New methods in foraminiferal and calcareous nannoplankton analysis and evolution of Oligocene and Miocene basins of the Southern Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, s. 19 – 41.

Holcová, K., 1996: Determination of transport of foraminiferal tests in the fossil record (the South Slovakia Basin, Middle Miocene). In: Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., 4, s. 193 – 217.

Holcová, K., Doláková, N., Vass, D., Zágoršek, K. a Zelenka, J., 1996: Morský vývoj v spodnom bádene v strhársko-trenčskej prepadline z pohľadu foraminiferových, machovkových a ostrakódových spoločenstiev a palynológie. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, s. 99 – 119.

Homola, V. (ed.), 1958: Opěrná vrtba Bušince 1 v jihoslovenském oligocénu. In: Práce Úst. naft. Výzk. (Brno), 10, 40 – 41, s. 11 – 79.

Hraško, L., Michalko, J., Határ, J., Hók, J., Vaasjoki, M. a Kotov, A. B., 1995: Upper Cretaceous granit in Western Carpathian region. In: Terra nova, 7, Abstract suppl. N° 1, s. 307.

Hricko, J. (ed.), 1990: Región Javorie – geofyzikálny výskum, časť Ábelová – Tuhár. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Jablonszky, J., 1914: Über die mediterrane Flora von Tarnóc. In: Magy. áll. földt. Intéz. Évk. (Budapest), 22, s. 227 – 274.

Kantorová, V., 1973: Morfológia a taxonómia stratigraficky významných foraminifer rzehakiových (onkoforových) vrstiev. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolus, K. (ed.), 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8, Ostrá Lúka. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Klinec, A., Palnderová, E. a Miko, O., 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 95 – 104.

Klinec, A. a Miko, O., 1973: Kryštalinikum v podloží neogénu jv. od Veľkého Krtíša (Crystalline rocks in the Neogene basement SE of Veľký Krtíš). In: Geol. Práce Spr. (Bratislava), č. 63, s. 183 – 187.

Klinec, A. a Vrána, S., 1964: Kryštalinikum v oblasti Šiah na liste Vinica (Crystalline rocks in the area of Šahy, map. sheet Vinica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. In: Zbor. geol. vied, Západ. Karpaty (Bratislava), roč. 6, s. 7 – 28.

Klinec, A., 1976: Geologická mapa 1 : 50 000 – Slovenské rudohorie – stred, Nízke Tatry – východ. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Klinec, A., Macek, J. a Dávidová, Š., 1980: Rochovecký granit v styčnej zóne gemeríd s veporidami. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 103 – 112.

Konečný, V. (ed.), 1970: Záverečná správa štruktúrneho geologického vrtu GK-4 (Bzovík). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 1998a: Geologická mapa Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V. a Mihaliková, A., 1972: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-7, Stará Huta. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V. (ed.), 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca 1 : 50 000, diel 1 – 2. Bratislava, GS SR, s. 1 – 473.

Konečný, V., Bezák, V., Halozuka, R., Konečný, P., Mihaliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, Ľ. a Onačila, D., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 304.

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 9, s. 1 – 203.

Konečný, V., Mihaliková, A., Dovina, V., Štohl, J., Marsina, K., Stankovič, J., Planderová, E., Panáček, A., Šefara, J. a Straka, P., 1985: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-2 (36-342). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V., Pristaš, J. a Vass, D., 1978: Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Kováčik, M., 1999: Západná časť Ipeľskej kotliny – podložie terciérnej panvy. In: Hraško, Ľ. et al.: Zhodnotenie vhodných geologických štruktúr na definitívne ukladanie rádioaktívnych a toxických odpadov na území SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 13.

Kováčik, M., Kráľ, J. a Bachlinski, R., 2001: The „Muráň" orthogneisses: contribution to tectonics, origin, metamorphism and Sr-isotopes constraint (Southern Veporicum, Western Carpathians). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, s. 207 – 211.

Kováčik, M., Kráľ, J. a Maluski, H., 1996: Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. (In Slovak with English summary.) In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, s. 185 – 202.

Kozur, H., Mock, R. a Mostler, H., 1976: Stratigrafische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visén und Serpukhovian (Namur A). In: Geol. Paläont. Mitt., s. 6 – 29.

Kraus, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát (Kaolinites and kaolinitic clays of West Carpathians). In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 13, s. 1 – 287.

Kuráň, J. a Zvara, J., 1967: Výpočet zásob pre dobývací priestor Pôtor k 1. 7. 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kuthan, M. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII Zvolen. Bratislava, Geofond, s. 1 – 131.

Laffers, F. (ed.), 1990: Záverečná správa z úlohy Ľuboriečka – Červeňany, hnedé uhlie, vyhľadávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lehotayová, R., 1961: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z oblasti zosuvu Handlová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maďar, D., 1998: Záverečné vyhodnotenie geofyzikálnych meraní na úlohe Veľký Lom – Lešť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M. a Buday, T. (eds.), 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, Západní Karpaty 1. Praha, Vyd. ČSAV, s. 1 – 407.

Marko, F., Plašienka, D. a Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: A review. In: Geol. Carpath (Bratislava), roč. 46, č. 1, s. 19 – 27.

Marková, M. a Meier, R., 1972: Terciérne evapority v podloží vulkanitov Krupinskej vrchoviny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 58, s. 125 – 148.

Marková, M., 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. In: Západ. Karpaty (Bratislava), 8, s. 79 – 168.

Marková, M., Planderová, E. a Polák, M., 1972: Oligocene evaporites in central West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 23, č. 2, s. 263 – 280.

Márton, E. a Fodor, L., 1995: Combination of paleomagnetic and stress data - a case studes from North Hungary. In: Tectonophysics (Amsterdam), 242, s. 99 – 114.

Márton, E., Vass, D. a Túnyi, I., 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, č. 1, s. 31 – 41.

Marunteanu, M., 1992: Distribution of the Miocene calcareous nannofossils in the Intra- and Extra- Carpathian areas of Rumenia. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 14b, 2, s. 247 – 262.

Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinates. Slovaquie centrale et des régions avoisinates. In: Knih. St. Geol. Úst. (Praha), 13A, s. 19 – 136.

Méres, Š. a Hovorka, D., 1991: Geochemistry and metamorphic evolution of the Kohút crystalline complex micaschist. In:

Acta geol. geogr. Univ. Comen., sér. Geol. (Bratislava), 47, s. 15 – 66.

Nagy, A., Vass, D., Petrík, F. a Pereszlényi, M., 1996: Tectonogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alternation study. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1/98, s. 49 – 58.

Němejc, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. In: Sbor. Nár. techn. Muz. (Praha), XXIII, Ř. B. 1, s. 1 – 32.

Noszky, E., 1940: Das Cserhát Gebirge. Geologische Beschriebung ungarischer Landschaften. In: M. kir. Földt. Int. kiadása. (Budapest), s. 1 – 283.

Oost-Albert, P. a Baas-Jaco, H., 1994: The development of small scale bedforms in tidal environments, an empirical model for unsteady flow and its applications. In: Sedimentology (Amsterdam), roč. 41, č. 5, s. 883 – 903.

Papp, A., Rögl., F. a Seneš, J. (eds.), 1973: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän d. Zentral Paratethys. M2 Ottnangien. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 841.

Papp, K., 1915: Magyar Birodalom vasércés köszénkészlete. Budapest, Franklin-Társulat nyomdája, s. 1 – 1964.

Pavai-Vajna, F., 1948: Bericht über die geologischen Aufnahmen längs des Mittellaufes der Ipoly. In: Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1939 – 1940 II., s. 547 – 616.

Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 15, s. 49 – 58.

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 125.

Plašienka, D., 2002: Alpidná tektonická progradácia a jej štruktúrny záznam v jednotkách Západných Karpát. Alpidic tectonic progradation and its structural record in the Westrn Carpathian units. DrSc theses. Bratislava, PriF UK.

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. a Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínskych metamorfovaných hornín veporika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, s. 43 – 52.

Polák, M., 1978: Litofaciálna a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 10, č. 2, s. 113 – 125.

Putiš, M., Kotov, A. B., Korikovskij, S. P., Salnikova, E. B., Yakovlevova, S. Z., Berezhnaya, N. G., Kovach, V. P. a Plotkina, J. V., 2001: U-Pb zircon ages of dioritic and trondhemitic rocks from a layered amphibolitic complex crosscut by granite vein (Veporic basement, W. Carpathians). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 52, s. 49 – 60.

Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, E. B. a Korikovsky, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok preorogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 51, s. 59 – 66.

Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. a Jablonský, J., 1990: Paleographic development of the Western Carpathians: Anisian to Oligocene: In: Rakús, M., Dercourt, J. a Nairn, A. E. M. (eds.): Evolution of the northern margin of Tetys. Vol. III. Mém. Soc. Géol. France, Nouvelle Sér. (Paris), 154 (III, pt I), s. 39 – 62.

Rásky, K., 1959: The fossil flora of Ipolytarnóc. In: J. Paleont., roč. 33, č. 3, s. 453 – 461.

Rozlozsnik, P., 1935: Die geologischen Verhaeltnisse der Gegend von Dobšiná. In: Geol. Hung., sér. geol. (Budapest), 5, s. 1 – 118.

Sander, B., 1948: Einfuehrung in die Gefuegekunde geologischer Koerper. Wien u., Innsbruck, s. 1 – 215.

Sitár, V. a Kvaček, Z., 1997: Additions and revisions to the Early Miocene flora of Lipovany (Southern Slovakia). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 48, č. 4, s. 263 – 280.

Slávik, J. (ed.), 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, Naklad. Ústř. Úst. geol., s. 1 – 510.

Stach E., Mackowski M. T., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, T. a Teichmüller, R., 1975: Textbook of coal petrology. 2nd comp. rev. ed. Gebr. Berlin - Stuttgart, Borntraeger, 1 – 428 s.

Straka, P., 1981: O veku série Foederata. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 75, s. 57 – 62.

Sztanó, O., 1994: The Tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. In: Geol. ultraiectina. Universiteit Utrecht, č. 120, s. 1 – 155.

Škvarka, L., Vass, D., Ondrejičková, A. a Elečko, M., 1989: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. In: Zpr. geol. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), s. 69 – 74.

Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečních nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. In: Věst. St. Geol. Úst. (Praha),14, s. 91 – 103.

Šutovská, K., 1993: Morský otnang v Ipeľskej a Lučeneckej kotline. In: Sbor. VII. Uhel. Konf., Praha, Prírodov. Fak., s. 201 – 202.

Šutovská-Holcová, K., Vass, D. a Kvaček, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty delty v Ipeľskej kotline. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 428 – 436.

Tomek, Č., 1993: Deep crustal structure beneath the Central and Inner West Carpathians. In: Tectonophysics (Amsterdam), 226, s. 417 – 431.

Túnyi, I., Vass, D. a Konečný, V., 2003: Anomalous paleomagnetic declinations of Karpathian and Badenian rocks, Southern Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 9, č. 4, s. 41 – 49.

Vass, D. a Beláček, B., 1997: Konvolutné deformácie v medokyšných vrstvách Ipeľskej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, s. 391 – 400.

Vass, D. a Elečko, M. (eds.), 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Monografia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 162.

Vass, D. a Elečko, M. (eds.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 196.

Vass, D. (ed.), 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 126.

Vass, D. (ed.), 1981: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Structural borehole ŠV-8). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 106.

Vass, D. (ed.), 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-442, Lučenec 2 (Explanatory notes to geologic map 1 : 25 000, sheet 36-442, Lučenec, in Slovak). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D. (ed.), 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape list 64-214, Lučenec/4 (Explanatory notes to geologic map sheet, 64-214, Lučenec/4). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D. (ed.), 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000 (Geological map of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D. (ed.), 1976: Geologické výsledky vrtov MV-2, MV-1, VV-1, VV-5 (Ipeľská kotlina). In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 6, s. 1 – 96.

Vass, D., 1963: Tectonic mobility and its efect upon the miocene sedimentation of the Ipeľská kotlina basin. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 28, s. 145 – 150.

Vass, D., 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 2, s. 145 – 198.

Vass, D., 1989: Lithostratigraphy of West Carpathians Neogene. Meeting of KBGA Comission on Stratigraphy, Paleogeography and Paleontology. Liptovský Ján 1989, Unpublished.

Vass, D., 1995a: Odraz globálnych zmien morskej hladiny na severnom okraji maďarského paleogénu vo fiľakovskej a novohradskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, s. 193 – 206.

Vass, D., 1995b: The origin and disappearance of Hungarian Paleogene basins and short-term Lower Miocene Basins in Northern Hungary and Southern Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 2, s. 81 – 95.

Vass, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc and associated basins. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 155 – 188.

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 202.

Vass, D., 2003: The reason of faults ortogonal relationship in West Carpathians Cenozoic basins and depressions. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 9, č. 1, s. 81 – 86.

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

Vass, D., Elečko, M., Kantorová, V., Lehotayová, R. a Klubert, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 19, č. 5, s. 417 – 422.

Vass, D., Hók, J., Kováč, P. a Elečko, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 2, s. 79 – 82.

Vass, D., Holcová, K., Túnyi, I. a Beláček, B., 2003: Hrušovské vrstvy – morské sedimenty vinickej formácie v Krupinskej planine (j. Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 2, s. 89 – 94.

Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J. (eds.), 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 277.

Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Fordinál, K., Halásová, E., Zlinská, A. a Hojstričová, V., 1997: Spodnomiocénne sedimenty a strednomiocénne vulkanity na svahoch šahanskej elevácie a vo veľkolomskej depresii. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Pereszlényi, M., Milička, J. a Bartek, V., 1999: Coal in Bukovinka Formation (Eggenburgian, Southern Slovakia). In: Věst. Čes. Geol. úst. (Praha), roč. 74, č. 2, s. 131 – 134.

Vass, D., Elečko, M., Fejdiová, O., Fordinál, K., Holcová, K., Hojstričová, V., Milička, J., Pereszlényi, M., Žáková, E., Žecová, K. a Zlinská, A., 1995: Spodnomiocénne sedimenty na svahoch šahanskej elevácie a v pochovanej veľkolomskej depresii. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, Ľ. (eds.), 2002: Guide to geological excursion XVIIth Congress of Carpathian – Balcan Geol. Ass. Bratislava, s. 47 – 56.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 169 – 194.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins. In: Vozár, J. (ed.): Special Volume IGSP 276, Bratislava, s. 147 – 154.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1996: Terranes of the West Carpathian – North Pannonian domain. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 1, s. 65 – 85.

Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v sz. časti veporika. In: Západ. Karpaty, Séria Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 6, s. 61 – 116.

Vozárová, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 41, č. 5, s. 475 – 502.

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-serie im Mittelteil der Veporiden. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, s. 29 – 84.

Vrána, S., 1980: Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), 25, s. 41 – 54.

Zlinská, A. a Šutovská, K., 1991: Biostratigraphy of Príbelce Member. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 3, s. 245 – 250.

Zoubek, V., 1932: Predbežná správa o mapovaní na liste Veľká Revúca (4564). In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), 7, s. 136 – 145.

Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), 12, s. 207 – 237.

Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid a veporid. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 46, s. 38 – 51.

SUMMARY

Introduction and methods of study

In the second half of 90[ties], last century the brown coal prospection was realised in the southern part of Krupinská planina Plateau, in broader vicinity of the village Veľký Lom and the former abandoned village Lešť. 31 boreholes labelled VVL deep from 251 m to 704 m were drilled in the area and a geophysical research was realised (Bartek et al., 1998). The area studied is shown on Fig. 1.

For the reconstruction of pre-volcanic geological structure beside the older knowledge gathered in the monograph of Vass, Konečný & Šefara et al. (1979) the data coming from new boreholes (VVL), and from boreholes labelled M, D and ČV (Laffers et al., 1990) have been evaluated together with results of geophysical research (Mad'ar in Bartek et al., 1998).

Lithology and Stratigraphy

Pre-Cenozoic basement

The pre-Cenozoic basement of Krupinská vrchovina Plateau and adjacent Ipeľská kotlina Depression is built up by Veporic Unit (Veporicum) and partly by the Hronic and Gemeric units (Fig. 2a) The Veporic Unit – one of the principal tectonic units of the West Carpathians during Alpine orogeny was trusted on the Tatric Unit in the north and the Gemeric Unit tectonically rest upon the Veporic in the south (see e. g. Andrusov et al., 1973). Veporic Unit was divided into two parts – the Southern and Northern Veporicum, which was based essentially on the different lithostratigraphic records of the Mesozoic cover ("envelope") formations [Biely, 1961, 1964; Biely (ed.), 1996] and the Upper Palaeozoic formations (Vozárová & Vozár, 1982, 1992). Whole area was affected by alpine deformation associated with metamorphism under greenschist facies conditions.

Veporicum in the basement of Krupinská planina Plateau and Ipeľská kotlina Depression corresponds to the Southern Veporicum part as being shown by geographic space relations and many geologic phenomena. In the investigated area base of the Tertiary formations is formed predominately from basement metamorphites, in lesser extent by granitoides and low-grade metasediments of the Southern Veporicum envelope. Generally, the areal extent of cover rocks was strongly reduced by erosion.

The crystalline fundament of Southern Veporicum is built up by:

- Metamorphic basement rocks are formed by variegated poly-metamorphosed rock-complexes consisting of garnetiferous micaschists, biotitic gneisses, amphibolites, and fyllites a. o. The scarce data indicate the Lower Paleozoic age of the basement as stated by means of palynology or geochronology. Basic metamorphic reworking represents Hercynian regional metamorphism, which underwent to greenschist – and amphibolite facies (e. g. Zoubek, 1936; Klinec, Miko, 1973).
- Granitoid magmatic intrusions, occasionally associated with high-grade metamorphites, built direct basement of the Cenozoic deposits in some places. Generally accepted age of the main mass of the Southern Veporic granitoides vary within the Carboniferous age (e. g. Cambel et al., 1990).

The basement rocks, namely the granitoid zones, are covered by the Late Paleozoic formation and the Mesozoic envelope, which is labelled as Foederata group (Rozlozsnik, 1935), Struženík series (Maheľ, 1967) or Tuhár sequence (Fusán in Kuthan et al., 1964). The Mesozoic cover is composed of shales, quartzites, dolomites, crystalline limestones and/or marble, respectively. The stratigraphic records of the Southern Veporic Mesozoic have not been proved younger as the Upper Triassic (Biely, 1964; Straka, 1981).

The Late Paleozoic formation represents the s. c. Revúca group (Vozárová & Vozár, 1982) consisting of Upper Carboniferous metasandstoneous rock-assemblage and Permian meta arcoses with variegated lithologic intercalations.

At the village Tuhár occurs outlier of the Ochtiná Group resting on the Southern Veporicum. This unit belongs conventionally to Gemericum domain and its lithologic inventory is besides phyllites, black shales and basic volcanics mostly characteristic by magnesites [e. g. Fusán in Kuthan (ed.), 1963]. Age of the Ochtiná group was determined at the Early Carboniferous (Kozur et al., 1976).

The rocks of Late Paleozoic and Mesozoic envelope extend in the core of Tuhár Synform, where they were protected against the erosion. The most complete sequence of Mesozoic Federata Group outcrops near the village Tuhár. Few boreholes in SW continuation of the Tuhar Synform axis found reduced sequence of this group (Fig. 2a, b).

On the surface the crystalline basement rocks outcrop only in the brooks valleys on the southern periphery of Krupinská vrchovina Plateau NE from the town Šahy. The diaphtorised basement metamorphites consist mostly of micaschists (Photo l), quartzitic schists and amphibolites, locally. The contour diagrams of the Alpine deformation mesostructures of those rocks are on Fig. 15. Several boreholes penetrating below the Cenozoic cover evidenced also various types of metamorphic rocks in the studied area.

The rocks of both Foederata and Revúca groups may be found also in the Bzovík Graben being overburden by the Hronic Unit, Late Cretaceous and Palaeogene rocks. (The Tuhár Synform and Bzovík Depression as tectonic Units are discussed in the chapter dealing with tectonics of area studied).

Post-nappe rocks of Krupinská planina Plateau

The oldest post-nappe rocks of the Krupinská planina Plateau are coarse clastics Late Cretaceous and Early Paleogene in age and grey shales (Huty Formation? of Podtatranská Group) Eocene in age. Both rocks sequences are restricted to the Bzovík Graben (Marková et al., 1972).

The vide-spread post-nappe sediments in the Krupinská planina Plateau basement are Oligicene and Early Miocene deposits.

Oligocene and earliest Miocene (Kiscellian and Egerian)

The new geologic exploration by the boreholes on the northern slope of Šahy Antiform – a tectonic feature having a strong influence on the lithofacies distribution during the Late Palaeogene and Early Miocene in the area studied, rendered a lot of new litho and biofacial data. The most complete section of the Oligocene and Early Miocene rocks was found in the borehole VVL-8, Veľký Lom Depression (from Skálnik Member, Oligocene to Modrý Kameň Formation, late Early Miocene in age) (Fig. 1, 5).

Skálnik Member, Kiscellian

It is a siliciclastic member. It belongs to Číž Formation as its pre-transgressive member. The Skálnik Member consists of basal coarse clastics: sand and conglomerate/breccia with boulders of Triassic quartzite followed by multicoloured plastic clay and silt usually of massive structure and of polymineral composition (illit predominate above kaolinite and chlorite, smectite is very rare; Žáková & Hojstričová in Vass et al., 1995).

In the Skálnik Member nine sedimentary cycles have been distinguished. The largest thickness of the cycles is 12 m. Five of them are of positive gradation, four are of negative ones. The whole member thickness in the VVL-8 borehole is about 80 m In predominantly clay to silt deposits there is a layer of friable sandstone thick as much as 4.1 m and two layers of pebbly mudstone with pebbles of Triassic quartzite. In the whole member fauna is missing. In its upper part there have been found some problematic features resembling the large forams. The flora fragments are present and some layers are of dark colour signalising the increased content of organic matter.

The Skálnik Member originated in the lacustrine environment with low energy (the current structures are missing). The cycles of reverse grading suggest the intervention of a small delta fan. The pebbly sandstone indicates same dynamic activity resulting in slumping into quiet lake water.

On the base of lithological similarity we correlate the deposits described with the Skálnik Member from adjacent Lučenská kotlina and Rimavská kotlina depressions Kiscellian (Oligocene) in age. But one significant difference must be mentioned: the different clay mineral composition in sequences compared. In Skálnik Member of Lučenská and Rimavská kotlina depressions the kaolinite prevails [Marková in Vass (ed.), 1982; Marková in Vass & Elečko (eds.), 1992; Kraus, 1986].

Marine formations and formation of a salt lagoon

In the Ipeľská kotlina Depression, in Dačov Lom Graben, in Krupina Depression and on the Šahy Antiform there are described marine deposits of Lučenec Formation (Egerian) and the hypersaline Krupina Formation (Kiscellian – Egerian); (Vass et al., 1979; Fig. 3a, b). Both belong to Buda Palaeogene Basin. In the borehole VVL-8 those formations are not present et all. This fact is remarkable and it need some comment. The reason of both formations shortage may be explained by two ways:

- both formations have been eliminated by the post sedimentary (post-Egerian) and pre-Eggenburgian erosion in the Veľký Lom Depression. This assumption needs a temporary rise within the Veľký Lom Depression.
- the formations mentioned have been eliminated from the sequence penetrated by borehole VVL-8 by epigenetic normal faults and than their presence in the Veľký Lom Depression is not excluded. This explanation seams to be more realistic.

Fiľakovo Formation, Lower Eggenburgian

After the extinction of the Buda Palaeogene Basin at the end of Egerian a new transgression generally from the north came into area studied as well as in the Ipeľská kotlina Depression. The seaway used by the transgression was the Dačov Lom Graben. Witness of the Eggenburgian sea transgression are the equivalents of Fiľakovo Formation appearing beside the VVL-8 borehole also in two other boreholes: D-18 and ČV-7 (Holcová in Halásová et al., 1996) within the Šahy Antiform northern slopes and/or Dačov Lom Graben (Fig. 4).

The Fiľakovo Formation of Southern Slovakia together with Pétervására Formation of Northern Hungary originated in the Fiľakovo/Pétervására basin (Vass, 1995) and/or in a bay (Sztanó, 1994). The basin was a short term (Early Eggenburgian).

The equivalents of Fiľakovo Formation in the borehole VVL-8 are sandstone/sand with intercalation of siltstone and claystone. In the upper part there are layers of fine conglomerates with pebbles of resistant pre-Cenozoic rocks. The conglomerate layers together with rising thickness of sandstone beds gave to the whole formation general trend of the coarsening upward (negative gradation). Also the cycles inside the formation show predominantly the negative gradation. The cycles are as usually bimodal: the silt grades in to sand. The sutures between the individual cycles are sharp, the transition inside the cycle are gradual. The galls of friable sandstone inside the siltstone are rare (Fig. 5). The formation contains marine forams and nannoplankton indicating marine neritic well-oxygenated environment (see Slovak text). Presence of *Helicosphaera ampliaperta* in the boreholes D-19 and ČV-7 is the proof of Eggenburgian age, but in the borehole VVL-8 typical Eggenburgian microfossils are missing (Zlinská and Žecová in Vass et al., 1995).

The sedimentary record and the microfossil assemblages point out the shallow normal marine environment. The reverse grading of individual cycles indicates the sea level fluctuation: the sea was gradually shallower and than suddenly deepened again. It may be the symptom of the deltas progradation. Generally the sedimentary environment was calm, the current structure are missing. The temporary rising of environment activity is documented by the presence of sandstone galls that may be a manifestation of basin cannibalism.

Still during the Eggenburgian the sea retired from the Fiľakovo/Pétervására Basin and basin expired definitively.

Bukovinka Formation, Late Eggenburgian

After the retreat of the Eggenburgian sea and extinction of Fiľakovo/Pétervására Basin the area studied and adjacent areas of Ipeľská, Lučenská and Rimavská kotlina depressions had rose and the sedimentation took place in the continental conditions. In such conditions the Bukovinka Formation originated. In the Veľký Lom Depression the thickness of formation attains 110.9 m (well VVL-8) and is composed of 28 sedimentary cycles, the highest is of 27 m and the lowest about 1 m. The cycles are mostly of normal gradation (Fig. 5), they are bimodal (sand and silt), and in few cases the third cycle member is clay. The transition inside the cycle is gradual; the sutures between cycles are relatively sharp.

The sedimentary cycles distribution laterally differs. In the borehole VVL-8 there are three macro cycles. Two of them, the lower ones, are of positive gradation; meanwhile the third upper cycle is of negative gradation. In the borehole VVL-1 all cycles of Bukovinka Formation are positively graded and in the lower part of the formation there is conglomerate most probably originated as river channel lag. In the borehole VVL-15p all cycles are reverse.

Within the lower portion of the formation there are layers of fine-grained rhyodacite tuff-tuffite. According to microscopic study the rock is vitro-crystaloclastic (quartz, plagioclase, biotite) heaving a fine-banded structure. Predominant volcanic material is glassy ash, the volcanic ash is partly altered into illite, kaolinite and smectite. Another type of tuffaceous rock is the tuffaceous claystone (Hojstričová & Žáková in Vass et al., 1995).

In the borehole VVL-1 there are two layers of rhyodacite tuff interbedded by coaly shale, evidently originated between two volcanic ash falls, between two eruptions in a paludal environment.

Some layers of sandstone consist the volcanic material: grains of plagioclase, biotite, fragments of spherolites, recrystalised volcanic glass, grains of ß quartz, pyroxene and apatite (Hojstričová in Vass et al., 1997).

In the Bukovinka Formation there is a coal seam of low quality, thick up to 3.8 m. The seam is split in to two beds by a bed of grey silty claystone thick 1.2 m (Vass et al., 1999). There are also some layers of coaly shale.

The sediments of Bukovinka Formation are usually bedded or laminated. Some pelitic layers are molted as a consequence of pre-diagenetic sliding. Rare pebbly sandstone also indicates the synsedimentary sliding.

The dominant colour of Bukovinka Formation lithotypes is grey and grey-green, the sediments originated in anoxic conditions under the water table in a lake.

The organic content of the formation beside the remnants of plants is represented by the freshwater molluscs, thin shelled and deformed gastropods Melanopsis sp. and unique founding of the molar M^2 of Dicroaster sp. (Fordinál and Holec in Vass et al., 1997). There are also the ostracodes and fish teeth.

The Bukovinka Formation on the northern slope of Šahy Antiform originated in lacustrine environment, under relatively calm conditions with rare current intervention. The formation upper part originated under influence of a small delta (reverse grading in the boreholes VVL-8, VVL-17b). Temporary on the lake margin the swamps originated in which the coal seams or, at least, the coaly shales came to origin. The kerogen of the coal is of type III, i. e. the methane prone kerogen originated from the higher plants, from the trees (Vass et al., 1999). The quality of coal is much more lesser as quality of coal in younger Salgótarján Formation. The very abundant leafs imprints found in Bukovinka Formation at Lipovany [Nemějc & Knobloch, in Papp et al. (eds.), 1973; Sitár & Kvaček, 1997] and in Gyulakészi and Zagyvapálfalva formations (Jablonszky, 1914; Rásky, 1985) at Ipolytarnóc (N. Hungary) descend from rain forest and testify the subtropic/tropic humid climate. The main coal forming plants as *Taxodiaceae* and *Myricaceae* were missing (because the climate was too hot?) and it is the reason of the coal low quality (Vass et al., l. c.).

The rhyodacite tuff in the area studied differs essentially from the tuff of adjacent areas. The tuff layers are less thick, of fine grain size, originated by ash fall, the ignimbrites are not present. Evidently the tuff was transported by wind on longer distance from the eruptive centres in comparison with tuff e. g. at Lipovany (Cerová vrchovina Upland) or in Ipolytarnóc.

Salgótarján Formation, Ottnangian

The Salgótarján Formation is laying discomformably on the Bukovinka Formation. The formation similarly as in adjacent areas my be subdivided in two members: the Pôtor Member and the Plachtince Clay [Vass in Vass (ed.), 1983; Vass, 2002]. The formation thickness in the area studied is up to 150 m.

Pôtor Member

The Pôtor Member is a coal bearing member of the Salgótarján Formation. The dominant deposit of the member is sand, but in the area studied there are also layers of siltstone and claystone. In the borehole VVL-1 surprisingly the pelitic sediments prevail. The coal seam is in the lower part of member and corresponds to 3rd seam in Ipeľská kotlina Depression (the coal-mine districts Dolina, Vátovce – Žíhľava, Modrý Kameň – Horné Strháre). The 2nd and 1st coal seams are present seldom. The thickness of Pôtor Member is of 45 – 52 m. The thickness of coal seam (3rd one) in boreholes studied varies between 1.4 – 3.5 m, (the graphic overview of coal seam thickness including all VVL, ČV D and M in the area is shown on Fig. 18). The detailed lithology of the member is shown on Fig. 7 and 8 (boreholes VVL-17 B and VVL-1; in other boreholes studied the thickness is tectonically reduced, Fig. 5, 6). The member consists of several sedimentary cycles. Majority of theme are of normal gradation as well as the whole Member shows the fining upward tendency.

In the borehole VVL-1 there was found unusual rich fauna. The freshwater assemblage (*Candona* sp., *Bithynia* sp.) alternate with oligo-brackish one (*Congeria* sp. *C. clavaeformis*, *C.* cf. *nucleolus*) (Fordinal in Vass et al., 1995). Beside the coal seam the fossil plants are present as coalified plant fragments and schaff as well as the sporomorphs.

On the Šahy Antiform northern slope the Pôtor Member originated in freshwater and oligohaline environment as the fauna indicate. The member lithology points out to the alluvial plain, alluvial fan environment, temporary replaced by the paludal environment.

Plachtince clay

The lithology of Plachtince Clay on the Šahy Antiform northern slope differs from those in Ipeľská kotlina Depression. While in Ipeľská kotlina Depression the lithology is monotonous clay with shaly splitting on Šahy Antiform northern slope the member thick as much as 145 m after the lithology may be subdivided into three parts (VVL-17b, Fig. 7):

- the lower part: massive siltstone with seldom layers of sandstone-deposits of calm lake;
- the middle part: cyclic alternation of the sandstone and siltstone, the positive graded cycles prevail, but the whole middle part is an upward grading sequence. The lamination, massive bedding, clay fragments, seldom mud cracks appear. The environment of origin was a river delta prograding into a lake, the water level temporary dropped (mud cracks);
- the upper part: monotonous massive clay of shaly splitting-deposits of a calm lake following the previous delta progradation. The colour of the whole member is light-grey, grey-green. In the middle part there, are several layers of light-coloured, pumice us, fine-grained rhyolite and/or rhyodacite tuff thick few cm to 1.4 m.

The Plachtince Clay in the borehole VVL-1 situated in the axial zone of Šahy Antiform is built up by monotonous clay of massive structure generated in a quiet lacustrine environment by a rapid sedimentation from the dense current after their speed rapidly fell down (Collinson & Thompson, 1989). Similar origin may be supposed for all massive clay layers in the Plachtince Clay).

The foundlings of fauna in Plachtince Clay are rare (*Congeria* sp. und seldom *Cibicidoides pseudoungerianus*; Fordinál & Zlinská in Vass et al., 1997). Marine foraminifers were transported in the lake environment behind the Šahy Antiform post mortem by currents through the Dačov Lom Graben from the SE, where (in SW corner of Lučenská kotlina Depression) the marine ingressions in the Plachtince Clay were found (Vass et al., 1987; Škvarka et al., 1989).

Modrý Kameň Formation, Karpatian

The full profile of Modrý Kameň Formation on the northern slope of Šahy Antiform was penetrated by the borehole VVL-15b (Fig. 6). It thickness is about 90 m. It is a cyclic alternation of sandstone and siltstone. Some cycles are inverse, but the whole profile is fining upward the cycles become upward thinner. There are many sedimentary structures in the formation (see bellow).

In the Veľký Lom Depression in the lower part of formation there is possible to distinguish the Medokýš Member (VVL-8, Fig. 5). The biofacies of the whole profile is the same as in the Medokýš Member, the basal member of Modrý Kameň Formation in the Ipeľská kotlina Depression.

In the borehole VVL-1 (axial zone of antiform) the Modrý Kameň Formation is uniform as in the borehole VVL-15 b but

the gradding is reverse, the thickness of sandy layers becomes thicker upward.

Sedimentary structures in Modrý Kameň Formation and their interpretation

The lithology of the Modrý Kameň Formation on the northern slope of Šahy Antiform reflects the conditions of a shallow sea. The sand/sandstone are prevailing lithotypes. The lithology is unstable and it changes on short distance.

Beside that some specific sedimentary structure has been observed, as follows:

- Rain drop impressions,
- Mud cracks,
- Hummocky cross-bedding,
- Parting lineation,
- Lenticular, wavy and patchy lamination,
- Ripple lamination and cross-bedding,
- Loading structures,
- Water escape structures.

Those sedimentary structures are more or less restricted to axial zone of Šahy Antiform and to its northern slope. The lamination, convolute bedding and biogenic structures as biotubation as well as the bioclastic sandstone and the lumachelles have been described also in Medokýš Member, the basal member of Modrý Kameň Formation on the southern slope of Šahy Antiform e. i. in Ipeľská kotlina Depression.

Raindrop impressions have been found on the upper surfaces of the silt laminae. They show pattern of shallow, small pits. The pits are scarce on the siltstone surface. They are circular in shape up to 1 cm in diameter; their depth is up to few millimetres. The pits have a slightly rose rim.

It seams the raindrop impressions originated as impact of large raindrops with the massive unconsolidated silty deposit being temporarily emerged above the water level. The rain shower was short, only few drops fall down. After the deposit dried out and in the dry state was again inundated by water and very quickly buried by a new layer of muddy deposit enabling the raindrops preservation in the rock record. During this process any wind activity when rock was dried and the wave or current activity after being flooded, are excluded.

Raindrop impressions are commonly associated with the desiccation muckrakes and indicate the extremely shallow water environment, where the bedrocks were temporarily emerged over the water level.

The hummocky cross-bedding is the typical feature of the tempestites, or of the storm dominated coast or shallow shelf. It is a relatively frequent sedimentary structure in the Modrý Kameň Formation deposited on the northern slope of the Šahy Antiform. The cross-bedding is of low angle. The hummocks are of small size: the height is of 1,2 – 2 cm, the length and/or the width is of 6 – 7 cm. The hummocks are isometric and the slope inclination is of 5°. The splitting follows the surfaces of the laminae. According to the sedimentological literature the hummocky cross–bedding occurs in the shallow marine setting. Its origin is associated with the wave action and an episodic style of deposition. It seams to be the product of a strong and complex wave activity below fair water wave base. The occurrence of such a sedimentary structure in the rock record suggests a vigorous wave activity. This is likely related to a storm activity culmination, when the wave activity is most vigorous. The hummocky cross-bedding represents a complex pattern of erosion and rapid deposition on an irregular undulating surface (Collinson & Thompson, 1989).

The sand and silt forming the hummocky cross-bedding in the Modrý Kameň Formation of the Šahy Antiform northern slope was transported to the site of deposition during storms by the wind driven currents and by the storm surge. The turbidity currents activity is less probable. The storm surge and/or wind driven currents entered the bay behind the antiform through the Dačov Lom Graben. Their energy was amplified with the shallowing of the bay. In shallow environment the storm weaves reaching the bottom destroyed the laminated structure of fine sandy-silty bottom deposits and formed the new structures, the tempestites, represented mostly by hummocky cross-bedding.

Parting lineation is a sedimentary structure developed on the bedding plane as alternation of low ranges and shallow narrow troughs. The parting lineation is generated by the transport on a flat bed. It is characteristic for unidirectional current. But the parting lineation can be generated also by the waves of large energy beneath the surf zone. The parting lineation supplies the information about the current strength indicating the upper flow regime in the shallow water, but it is not able to indicate the current polarity (Harms et al., 1975; Collinson & Thompson, 1989).

The **lenticular bedding** is represented by the small light grey lenses of the fine-grained sand inside of darker pelite. The height of the lenses is of 0.2 – 0.6 cm and width is of 2 – 3 cm. The particular case of lenticular bedding is the patchy lamination: the sandy, brighter "patches" on the bedding plane of darker pelite. It is in fact the lenticular bedding. The sandy lenses of extremely small height on the bedding plane macroscopically give the look of sandy patches.

The lenticular bedding is a sort of current bedding. The current creates from the sand low ripples being immediately covered by silt or clay. The lenticular bedding is the witness of an unstable current velocity. The event of stronger current generated the sandy ripples. The faint current or the absence of current enables the deposition of finer, pelitic deposit in that the sandy lenses are buried.

The **wave bedding** has a similar genesis, but the current generating the bedding acted for longer time. The current formed the continuous ripples. After the current faded out the ripples have been covered by pelitic material, so the ripples have been preserved in the rock record.

Some layers or sandy beds display the **ripple lamination or the cross-bedding**. The ripple lamination groups in the sets high as much at 1 – 2 cm where as the sets of cross-bedding are till 15 cm high. Both sedimentary structures originated in lower flow regime. The high of the sets is proportionate to the strength of the current. The cross-bedding originated by the stronger current as the ripple lamination.

The **parallel lamination** (rhythmites or laminites) came to existence in different dynamic conditions. The lamination usually originates by sedimentation on a flat bottom in the upper and lower flow regime, when the current speed at the bottom is changing rhythmically and for a long time. The lamination originated in the dynamic condition in the upper flow regime is typical e. g. for the beach and shallow water marine environments. That lamination is frequently accompanied by the parting lineation.

The lamination comes to existence also in subaquatic environments having reduced dynamics. Such lamination originates by the deposition of the suspension in deep and/or shallow water, when in the shallow condition, then e. g. in the near-shore lagoons.

The **convolute lamination** is a soft deformation of the laminated fine clastic deposits. It originates shortly after the deposition. The laminae of the deposit are deformed in the forms similar to folds usually into narrow or broad synclines that are themselves more curved and deformed. The convolute lamination originates by the buoyancy forces when the soft by the water saturated fine-grained deposit undergo the liquefaction. In the case of Modrý Kameň Formation on the top and on the northern slope of Šahy Antiform the liquefaction of the soft bottom deposits in a shallow bay was triggered by the strokes of storm waves on the bottom and by the shocks of bottom.

The mechanism of the convolute lamination generation was described by Allen (1988). Large convolute lamination in the Medokýš Member nearby the village of Malý Krtíš (Ipeľská kotlina Depression) has been described by Vass & Beláček (1997). The small size convolute lamination has been found in the Modrý Kameň Formation on the Šahy Antiform e. g. in borehole VVL-1.

By the **destructive activity of the benthic animals** (bioturbation) the primary sedimentary structures in sand and silt of the Modrý Kameň Formation somewhere have been destroyed. By this way also the lamination of fine-grained deposits was frequently eliminated. In the borehole VVL-30p the small cycles consisting of two components originated probably by bioturbation have been recognized. The lower layer thick 8 – 9 cm is fine-grained sand. Its primary lamination was completely destroyed by the bioturbation. The upper layer of similar thickness is massive silt.

Bioturbation may be interpreted as a symptom of shallow water well aerated environment. The total reworking of deposits by the bioturbation is well known e. g. on the tidal flats where the water level fluctuation is obvious. The water level fluctuation was probably a common feature in the lagoon on Šahy Antiform northern slope. After the water level fall the parallel lamination of fine sand-silt deposit was completely destroyed by bioturbation. The following water rise enabled the relatively rich sedimentation of massive silt evidently without the intervention of the currents or the wave activity.

The **bioclastic sandstone and lumachelles** are typical features of tempestites deposited in relatively shallow water. The lumachelles and the accumulations of broken mollusc shells were found in the well VVL-17 at village of Veľký Lom (see Fig. 1 and 7).

Fossils of Modrý Kameň Formation

The organic remainders in Modrý Kameň Formation are plentiful, particularly the tests of foraminifers, imprints and thin shells of molluscs as well as the calcareous nannoflora. Biostratigraphically significant is taxa *Uvigerina graciliformis*, its first appearance datum is in Karpatian (Cicha et al., 1998). Taxa as *Globigerina ottnangensis*, *G. angustiumbilica*, *Cassigerinella boudacensis*, *Pappina bononiensi primiformis*, and *P. parkeri breviformis* appeared in Eggenburgian, *Globorotalia acrostoma* in Ottnangian. *Globigerina woodi* in Central Paratethys appeared in Early Badenian, but Kantorová (1973) has found these taxa in Karpatian of Ipeľská kotlina Depression. Union commune a thin-shelled form tolerant to salinity drops, living in shallow marine environment is accompanying taxa in the foam assemblages (Holcová in Vass et al., 1995; Zlinská in Vass et al., 1997).

The nannoplanktonic assemblage is rich, variable with typical taxa of the NN4 zone by name *Sphenolithus heteromorphus*. Its first appearance datum is 18,2 Ma (Berggren et al., 1995), *Discoaster variabilis* firstly appearing in Karpatian (Halásová in Vass et al., 1997).

The mollusc's assemblage consists the endemic forms as *Rzehakia socialis*, *Cardium* sp., *Limnocardium* sp. *Siliqua* sp., *Melanopsis* sp., *Pisidium* sp. (Fordinál in Vass et al., 1995). Those molluscs in the borehole VVL-15b are distributed in the whole profile of Modrý Kameň Formation giving to it similar biofacial appearance as of the Medokýš Member in the Ipeľská kotlina Depression.

The Modrý Kameň Formation on the Šahy Antiform northern slope according to endemic molluscs as assemblage originated in a shallow semi-detached hyposaline lagoon. The endemic molluscs particularly the association *Rzehakia – Cardium – Siliqua* accommodated to hyposaline conditions being the autochthonous component of the whole Modrý Kameň Formation organic spectrum. The fragile shells of those molluscs are well preserved, they are not broken. The association is not reworked, and it is not redeposited from the lower into upper part of the formation.

The foraminifera assemblage particularly its planktonic component is a full marine association. The tests are by size and by form mechanically sorted. The small tests predisponible to the transport in the suspension prevail (Holcová, 1996). The foraminiferal assemblage is evidently allochthonous. The tests were transported from offshore and/or from the sea of normal salinity into the lagoon in the suspension generated by the storm events. The autochthonous portion of the foram assemblage is represented by the species of shallow environment resistant to salinity fluctuation.

New data about fossil content as well as about the sedimentary structures of the Modrý Kameň Formation confirm the correctness of the idea of Vass (in Vass et al., 1979), that on the northern slope of Šahy Antiform, i. e behind the antiform the sedimentary environment of Modrý Kameň Formation was identical as in the Ipeľská kotlina Depression i. e. in front of Šahy Antiform when the Medokýš Member deposited (Fig. 19b). Because the mollusc association with *Rzehakia socialis* in the borehole VVL-15p is spred in the whole Modrý Kameň Formation that corresponds not only to Medokýš Member, but also to Krtíš Sand and Sečianky Member, so the *Rzehakia* association persisted in the lagoon behind the Šahy Antiform also when in the Ipeľská kotlina Depression, in front (off shore) mafrine Krtíš Sand and Sečianky member deposited. The tendencies to revive an old mining about the synchronicity of the Early Miocene deposits with *Rzehakia* in the Central Paratethys (Holcová, 2001b) must be rejected, or corrected in the sense that the last appearance of rzehakias in Alpine-Carpathian fore deep in Austria and Moravia is coeval with the first appearance of rzehakias in Novohrad/Nógrad Basin.

Sedimentary environments of the Šahy Antiform northern slope during the Karpatian

The lithology and sedimentary structures of the Modrý Kameň Formation on southern slope of Šahy Antiform but not far form their axial zone and in the middle of Dačov Lom Graben in the borehole VVL 30p refer to a shallow marine environment where the dynamics of storm waves played an important role. In the sedimentary record there are frequent small, flat cross-bedding, hummocky cross-bedding, as well as the convolute bedding.

In the axial zone of Šahy Antiform (borehole VVL-1) there was a shallow marine environment with intervention of currents of different intensity (small and large cross-beddings). Episodically the sea level dropped and mud cracks, as well as impressions of raindrops originated. The bottom was emerged for a short time, Fe^{2+} was not oxygenated and the colour of deposits did not changed to be red. The fossil assemblages refer to a dynamic environment activated by storm waves. The association of foraminifers is sorted by size. Small test entered the storm suspension and they were transported from deeper sea environment into shallow one when the taxa tolerate the salinity drop were only autochthonous forams (as *Ammonia* sp., *Haynesia* sp.) together with endemic mollusc association *Rzehakia – Cardium – Siliqua*. The appearance of such a fossil assemblage in separate layers only supports the idea of salinity fluctuation. Coarsening upward of the formation and salinity fluctuation may be considered as a manifestation of a delta environment.

On the Šahy Antiform northern slope the equivalents of Modrý Kameň Formation originated in shallow marine hyposaline environment, i. e in a lagoon or semidetached bay. The open marine foraminifer assemblage sorted by size, transported in the suspension from the open sea in to lagoon points out the

influence of storm waves. Some sedimentary structures as irregular bedding, patchy lamination, horizontal lamination generated predominantly in upper flow regime. The current intervention is manifested by parting lineation on the bed surfaces corresponding with parallel lamination as an internal (inside the bed) structure. At least a part of horizontal lamination would generate by sedimentation from the suspension and suspension was created by storm waves. The storm activity witnesses are also the layers rich in bioclastic material and fragments of claystone in the sandstone originated by the erosion effect of the storm waves.

Príbelce Formatiom, Badenian

On the Šahy Antiform northern slope, as well as on its apical zone the Early Miocene rocks are covered by thick complex of Middle Miocene volcanics. Frequently between the Modrý Kameň Formation and the Middle Miocene volcanics the Príbelce Formation occurs. The areal distribution of the formation is shown on Fig. 10. The Príbelce Formation is rich in the volcaniclastic material. Before its deposition the Early Miocene rocks or formations were strongly eroded (in Modrý Kameň Formation the *Globigerinoides bisphaericus*, a marker of Late Karpatian is missing). On the eastern wing of Dačov Lom Graben the erosion removed the whole Modrý Kameň Formation and even considerable part of the Salgótarján Formation.

From the boreholes labelled VVL the Príbelce Formation was studied in detail only in the borehole VVL-17b. The sand representing the Príbelce Formation has a cyclic evolution (Fig. 7), the sand is bedded eventually cross-bedded. The grain size is fining upward. Fresh biotite and fragments of pumice represent the macroscopic volcanic component. Beside the mollusc shell fragments and shallow water foraminifers the planktonic forms: *Globigerinella obesa* (last occurrence in Early Badenian) and *Orbulina suturalis* (first appearance in Middle Badenian) were found (Zlinská in Vass et al., 1997).

Concerning the geneses the sand of Príbelce Formation originated in coastal zone of a shallow marine shelf with an unquiet cyclic sedimentation. The dynamics to the end of each sedimentary cycle faded out and after deposition of sand the thin layers and/or drapes of silt/clay deposited.

According to the foraminifers found in the boreholes drilled within the Strháre – Trenč Graben (S of Šahy Antiform) the age of Príbelce Formation was significantly precised. In the sand and/or in other rock types of the formation within the for aminifer assemblage the markers of the earliest Badenian *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerinoides sicanus* (= *Praeorbulina sicana*) and some other taxa appear (see text in Slovak) [Kantorová in Vass (ed.), 1985; Holcová et al., 1996]. Both mentioned taxa are markers of the biozone N5a, its numeric age is 16,4 – 16,1 Ma (Berggren et al., 1995).

From the biostratigraphic data follows the age of Príbelce Sand is Early Badenian and early Middle Badenian.

Volcanics of the Krupinská planina Plateau

The Krupinská planina Plateau itself (Fig. 11) is built up by several volcanic formations. The deeper structure of the Plateau is shown on the Fig. 12a, b.

Vinica Formation: Submarine andesite volcanism

After the extinction of the Šahy Antiform tectonic and paleogeographic role at the beginning of Badenian (Early Middle Miocene) the top of and nearby slopes of former antiform was broken by the longituidinal and perpendicular faults and the Šahy – Lysec Vocanotectonic Zone originated. Within the zone locations where the NE trending faults have been cut by newly formed faults of NNW direction the centres of andesite volcanic activity originated. The first manifestation of such volcanism was the submarine extrusive activity of hornblend-hyperstene andesites giving the way to Vinica Formation origin. The submarine domes underwent the gradual brecciation and dezintegration. The broad scale of epiclastic volcanic rocks came to origin. On northern slope of former Šahy Antiform the Vinica Formation is well developed (Fig. 13 and 14) with tendency to fade out torwards NE. The age of Vinica Formation is Middle Badenian.

Čelovce Formation: The Čelovce Volcano

The Vinica Formation after a periode of emersion and denudation was followed by Čelovce Formation the products of Čelovce Pyroclastic Volcano. In volcano proximal zone the andesite pyroclastic flows and pumice tuff occurs. Toward the distal zone they are replaced by epiclastic andesite rocks. As was documented by boreholes labeled VVL (Fig. 13 and 14) the andesite vocanoclastics of Čelovce Formation are present on northern slope of former Šahy Antiform. The age of Čelovce Formation is Middle-Late Badenian.

Lysec Formation: The Lysec Volcano

During Late Badenian in the eastern part of Šahy – Lysec Volcanotectonic Zone pyroclastic Lysec Volcano originated. The studied area was in the volcano distal zone where the epiclastic rocks of amphibole-pyroxene and amphibole andesites occur (Fig. 13 and 14).

Stratovolcano Javorie, Badenian, Sarmatian

From the north into the area studied the distal zone of Stratovolcano Javorie penetrates. The lower formations (Badenian in age) is represented by Stará Huta Complex (products of the explosive-effusive activity of the pyroxene and amphibole-pyroxene andesites represented by epiclastic volcanic rocks) and Blýskavica Formation of basic pyroxene andesite to basalt-andesite represented in the area studied by epiclastic andesite rocks (Fig. 13 and 14).

The upper formation of Javorie Stratovolcano (Sarmatian age) represents Javorie Formation. The formation is build up by products of pyroxene, amphibole-pyroxene andesite explosive-effusive activity. The distal zone of the stratovolcano entering into Krupinská planina Plateau from the north is built up by epiclastic volcanic rocks (Fig. 13 and 14).

New data concerning the tectonics of Ipeľská kotlina Depression and Krupinská planina Plateau

In the structure of Ipeľská kotlina Depression and Krupinská planina Plateau pre-Cenozoic basement as the youngest folded structures the synclines and anticlines, or syn- and antiforms of NE – SW direction have been described. (Vass et al., 1979). Beside those folded structures the pre-Cenozoic basement structure is complicated by the depressions confined by the faults. On of them is the Bzovík Depression of meridional direction and second of NW – SE direction is situated west of the village Ábelová (Fig. 2). Both types of structures: folded and faulted have been defined by the areal distribution of pre-Cenozoic, partly of Palaeogene Formations on the recent surface but mostly in the deep boreholes.

Tuhár Synform

The most remarkable and/or most significant folded pre-Cenozoic basement structure is the Tuhár synform (Tuhár Synkline; Fusán, 1962) of NE – SW direction. In its core protected

against the erosion there are rocks of Foederata Group (the Mesozoic tegument of Southern Veporicum).

Several boreholes drilled in covered area of Tuhár Synform reached the Lower Triassic quartzites. Only two boreholes between villages Dačov Lom and Príboj (to the W of Ábelová, Fig. 2) reached the carbonates of Middle and/or Upper Triassic. Low frequency of carbonates in the boreholes reflects the denudation rests of carbonates small in extension and of lesser thickness. The denudation was post Cretaceous.

It seams the synform was still active during the Eocene, when the see entered the synform. The Eocene marine deposits have not been found in the synform, but the redeposited material: pebbles of organogene and silicified carbonates with Eocene *Nummullites* were found in the conglomerates of Lučenec Formation (Egerian) as well as redeposited Eocene large foraminifers (Marková. 1967; Vaňová in Vass et al., 1979).

Antiform of Middle Ipeľ River

To the south and parallel to Tuhár Synform there was the Antiform of Middle Ipeľ River (Vass et al., 1979). The antiform according to deep boreholes and few outcrops is built up by high-grade metamorphites (micashists, gneiss and hornblendites) of Southern Veporicum and/or Hron Complex (Klinec, 1966), Early Paleozoic in age. Cenozoic sediments of the Ipeľská kotlina Depression are floored by those rocks (Vass et al., 1979).

The Tuhár Synform and the Antiform of Middle Ipeľ came to existence at the end of Jurassic, and in Early Cretaceous as consequence of the Tuhár compressional phase. The some compression caused the Gemericum overthrust on the Veporicum (Plašienka, 2002). Nearby Tuhár village to the west of village Ružina there an overthurst outlier of Gemericum Ochtiná Formation rests on Southern Veporicum [see e. g. Vass (ed.), 1992].

Bzovík Depression

The Bzovík Depression a faulted structure in the Krupinská Planina Plateau basement is of meridional direction and it obliterates in oblique direction the Tuhár Synform so it is younger as synform (Fig. 2). The faulting giving way to Bzovík Depression origin is a consequence of the Kohút extensional phase. The phase triggered by the extensional collapse of thickened continental crust of the Slovak – Carpathian orgene wedge in Senonian. (Plašienka, 2002). The Bzovík Depression was mapped by the geophysics. The depression would be filled by Eocene marine deposits, but the borehole GK-4 at Bzovík village the presence of such deposits did not verified. The depression is filled up by the continental deposits of Late Cretaceous and Palaeogene (Palaeocene – Eocene) (Marková et al., 1972).

Another less expressive faulted structure is a graben west of Ábelová (Fig. 2). It is a kind of germ of younger Dačov Lom Graben but it is situated asymmetrically to its axis. The faulted graben west of Ábelová is proved by two borehole M 87 and M 107 nearby the villages Červeňany and Horný Tisovník, respectively (Vass et al., 1979).

The most impressive and important results of Late Palaeogene, Early and Middle Miocene tectonic activity having a significant influence on the tectonic and paleogeographic evolution of the Ipeľská kotlina Depression and Krupinská planina Plateau are as follows:

- Šahy Antiform,
- Dačov Lom Graben,
- Badenian Strháre – Trenč Graben and other faults of NNW – SSE fault system.

Šahy Antiform

The Šahy Antiform is folded and faulted structure generated in Oligocene replacing the former Tuhar Synform (the areal coincidence of axes of both structures is figured on Fig. 2). The Šahy Antiform significantly influenced the spatial distribution of the lithofacies during the late Oligocene and Early Miocene (from Kiscellian to Karpatian; Vass et al., 1979).

The spatial configuration of the Cenozoic sediments and its facies distribution controlled by the Šahy Antiform itself, shows that the axis of antiform was inclined to the NE. The Veporic crystaline of the antiform axial zone NE of the town of Šahy is covered directly by the Modrý Kameň Formation (Karpatian), meanwhile in the northeastern continuation of the antiform the rocks of Veporicum are covered by older Lučenec (Egerian) and Číž (Kiscellian) formations (Vass et al., 1976, 1979).

The core of Šahy Antiform is built up by metamorphites of the Kohút Zone, the southernmost part of the South Veporicum. Those rocks outcrop in the valley of Berinček – and Olvársky potok brooks (NE of Šahy) and they show the only possibility to measure directly their mesoscopic structural elements. The measurements have been done by one of co-authors (Kováčik).

Metamorphites measured underwent to the polyphase tectonic processes, which can be outlined into three time-periods: basic dynamo metamorphism during Hercynian period (1.); pervasive Alpine shear deformations (2.) and Middle Miocene fault-tectonics (3.). The foliation planes are conformably inclined under shallow to middle angles to the NW (310 – 340°/35 – 45 °) and they represent a superimposed diaftoritic (phyllonitic) foliation s_2. The b-axes of microfolds pass subhorizontally mostly in ENE – WSW directions (50 – 230 ° to 80 – 260 °), the course of lineation is similar. In places, micas oriented along the b-axes of microfolds express the stretching lineation testifying propagation of the linear anisotropy. Crossing of two lineations or subordinate cleavage foliation planes appear seldom, too. Dominant cleavage foliation (s_2) and the linear structures show many features in common with the Alpine (Cretaceous) tectodeformation of the Veporicum Unit. Mentioned structural data illustrates contour diagrams on Fig. 15.

In Southern Veporicum domain the deep of phyllonitic foliation to NW is rare, contrary the deeps to S and SE are dominant. The reason of the opposite strike of dip of Šahy Antiform metamorphites may be caused by block rotation along the horizontal axis, resulting in formation of a half-horst structure. Another explanation of the NWN – NW dipping of basement structures may stem from parallelisation with the northerly dipping southern flank of the "Tuhár tectonic fan". Apart from a structural interpretation, this basement inclination signalizes an extensional normal faulting of Šahy Antiform towards north in time of its formation.

In phyllonitised metamorphites relic steeply deep structures with usually coarse grain banding are to be recognized, locally (Photo 1). The pre-Alpine domains of X-dm in size presumably express traces of Hercynian metamorphic foliation (s_1). Further reliable indicator of the Hercynian metamorphism represents 0.5 – 1 cm large metablasts of garnet. They were frequently cataclased by the Alpine shear deformations and their relic fragments were stretched into ellipsoid-shaped form. This micro-phenomenon together with mesoscopic deformational structures point out the transpressive-extensional regime of the Alpine diaphtoresis.

The expressive joint system in the crystalline rocks is subvertical and it is oriented in the NNW – SSE (NW – SE) direction. It may be classified according to Sander (1948) as *ac* joint system perpendicularly oriented to the genetically related fold b–axes and lineation. This Cretaceous linear fabrics and associated joint system were reactivated later on, again (e. g. during Badenian).

In the Early Eggenburgian the maximum compression rotated to vertical position and the NE – SW extension enabled the opening of Dačov Lom Graben having the axis between town of Veľký Krtíš and Dačov Lom village. The Graben was one of the sea straits used by the Eggenburgian sea to penetrate from the N, NW (from the Early Eggenburgian basins of Outer Carpathians) into the Fiľakovo/Pétervására Basin and/or a sea bay (Vass, 1995b; Sztanó, 1994). The sea strait in Dačov Lom Graben is proved by erosional rests of Early Eggenburgian marine deposits within the Graben (Fig. 4).

The Šahy Antiform had the influence on distribution and thickness of Bukovinka Formation continental deposits and rhyodacite tuffs, Late Eggenburgian in age. In the axial zone of antiform the sediments and tuff of Bukovinka Formation are missing (see map No. 5 in Vass et al., 1979).

The Šahy Antiform during the Ottnangian and Karpatian was the NW margin of the Novohrad/Nógrad Basin. Only the Dačov Lom Graben permitted the transgression to reach the northern slope of antifoam.

Dačov Lom Graben

During Early Miocene the Šahy Antiform was broken down by the faults of NW direction i. e. perpendicular to the antiform axis (Vass et al., 1979). Those faults were originated or reactived in the paleostress field having the extension in NE – SW direction and the compression was in vertical position (Vass et al., 1993). Among the reactivated faults there were some older faults e. g. the Oligocene faults confining the embryonic Dačov Lom Graben (Fig. 16).

The north-eastern marginal fault of the Dačov Lom Graben is the fault running from northern vicinity of the settlement of Príboj to village of Ľuboriečka. The opposed fault at southwestern graben margin is the fault running from the village of Horné Plachtince, passing the village Dolné Plachtince and going father towards SE. Beside the marginal faults there are other parallel faults dividing the Dačov Lom Graben and breaking the Šahy Antiform. By those faults the antiform is divided into several segments (both faults and segments are shown on Fig. 17). From the mutual configuration of the segments in space results that some of faults beside the normal they had also the dextral strike-slip component of movement. Likely by the dextral strike-slip the Červeňany (partial) Depression was shifted to the southeast being originally the continuation of the Veľký Lom (partial) Depression.

Some faults breaking down the Šahy Antiform are sinistral strike-slips but mostly these faults are of NNW direction and they were generated in Badenian (so they are younger then faults of Dačov Lom Graben).

The gravity map constructed on the base of Pôtor Member (Mad'ar, 1998) enables to define more faults of Dačov Lom Graben, than those figured on Fig. 17 all important faults of Dačov Lom Graben are presented in Fig. 18 and there are also the newly defined partial depressions within the Dačov Lom Graben.

Partial depressions of the Dačov Lom Graben and their significance for the paleogeography on the Šahy Antiform northern slope

Within the Dačov Lom Graben there are four partial depressions (Fig. 18). The largest of them is the Veľký Lom Depression. The thickness of Salgótarján Formation within depression reach 200 m – similar thickness of the formation is in Ipeľská kotlina Depression e. g. on southern slope of Šahy Antiform, but in Veľký Lom Depression only 3rd (lower) coal seam of the Pôtor Member thick as much as 4 m (borehole VVL-27, NW of village Veľký Lom; Bartek et al., 1998) is well developed. The 3rd coal seam maximum thickness in the Ipeľská kotlina Depression is similar: 5 m (SE of the town of Modrý Kameň; Čechovič, 1952). The Veľký Lom Depression subsided during the Early Eggenburgian because the borehole VVL-8 situated at the western depression edge penetrated the equivalents of Fiľakovo Formation thick as much as 35.4 m (Fig. 5). During Late Eggenburgian within the depression a swamp persisted in which a coal seam of lesser quality originated.

In Červeňany and Macocha partial depressions the 3rd coal seam of Pôtor Member is thick 5 m and/or 2.6 m, respectively. During the Karpatian the Dačov Lom Graben was a strait connecting the open sea of Ipeľská kotlina Depression with the semidetashed lagoon or bay on the Šahy Antiform northern slope. The Modrý Kameň Formation deposited in the lagoon. Its bio and lithofacial evolution is strongly influenced by peculiar environmental conditions (see Fig. 5 to Fig. 9 and Fig. 19a, b). The highest thickness of Modrý Kameň Formation – more than 200 m is in the Depression of Imrovka. Even in the Veľký Lom Depression the Modrý Kameň Formation thickness is relatively high, higher as on the Príboj High Block, but also the Veľký Lom Depression together with the whole eastern wing of Dačov Lom Graben were intensively truncated. The erosion was so deep, that on the Príboj High Block and particularly in Červeňany Depression the Modrý Kameň Formation is partially and/or completely removed. The erosion e.g. at the village Ľuboriečka removed even the upper part of the Salgótarján Formation, Ottnangian in age.

Comments to tectonic control of the 3rd (lower) coal seam of Pôtor Member distribution on northern slope of Šahy Antiform

According to spatial distribution of the coal-bearing Pôtor Member and its coal seams Vass (in Vass et al., 1979) expressed the opinion that the Pôtor Member coal seams are well developed particularly in the Dačov Lom Graben and the 3rd, or lower seam interference toward north within the Dačov Lom Graben is the largest. The coal prospection on the northern slope of Šahy Antiform confirms such opinion. On the antiform northern slope only 3rd coal seam of Pôtor Member within the Dačov Lom Graben spreads.

The distribution of the 3rd coal seam within the Dačov Lom Graben on Šahy Antiform northern slope is strongly asymmetric. The 3rd seam thickness is the largest in the Červeňany and Veľký Lom partial depressions. Towards western margin of Dačov Lom Graben its thickness fades out (Fig. 18).

The position and tectonic boundaries of the Červeňany Depression intricate the structure of Dačov Lom Graben eastern wing. There are two possibilities to explain that structure:

- The eastern marginal fault of the Dačov Lom Graben is not the fault running near the settlement Príboj but the Mašková Fault [Vass & Elečko (eds.), 1992] in the western part of adjacent Lučenská kotlina Depression.
- The Červeňany Depression, as is mentioned above, was originally the continuation of the Veľký Lom Depression towards north and to the recent position it was brought by dextral strike-slip, so the depression is recently out of Dačov Lom Graben.

Badenian faults and Strháre – Trenč Graben

Synsedimentary Badenian faults have NNW – SSE direction confining and longitudinally dividing the Strháre – Trenč Graben was described by Vass (1963). Later on in the Ipeľská kotlina Depression a set of horsts and grabens with confining faults of NNW – SSE direction, as the youngest fault system in the depression, was described (Vass et al., 1979). The same faults disturb also the volcanics of Krupinská planina Plateau. The brittle deformations analysis of Early Badenian volcanics pointed out that the faults mentioned were reactived in the Early

Badenian. Its origin is much older (Cretaceous) as one of co-authors (Kováčik), who has studied the joint systems in the rocks of pre-Cenozoic basement, suggests. One joint system is in genetic relationship with the alpidic structural elements of Veporicum (it is perpendicular to b-axises of folds and to the lineation).

The faults of NNW direction disturbing the faults of Dačov Lom Graben are oblique elements (Fig. 17, 18) and usually control the drainage net of the region. When the faults cross the former Šahy Antiform they diminish the high of throw and some of them fade out (Ciesarik et al., 1962; Vass et al., 1979). The antiform in Badenian lost its tectonic and paleogeographic function but it was resistant to the younger fault disturbances. According to Maďar (1998) the faults of NNW direction crossing the former antiform axial zone, change its direction from NNW to meridional (N – S).

Badenian syngenetic activity of NNW trending faults beside the sedimentary evolution of the Strháre – Trenč Graben is proved by the volcanic centres of andesite volcanism, Middle Miocene in age. The volcanoes, domes, necks of Vinica, Opava and Lysec formations are situated on the crossing of faults of NE and NNW direction. The volcanic centres are distributed along the axis of former Šahy Antiform and they together with faults of NE and NNW directions form a new structural element: the Šahy – Lysec Volcanitectonic Zone (Konečný in Vass et al., 1979). Some faults of NNW direction show the strike-slip component of movement. The strike-slips triggered the local block counter clockwise rotation (Túnyi et al., 2003).

After the fading out of the volcanic activity on the Šahy – Lysec Volcanitectonic Zone, in the paleostress field with maximum compression in NW – SE direction the Middle Ipeľ Antiform began to rise. Its axis is situated southward of the Šahy – Lysec Volcanitectonic Zone, in the Ipeľská kotlina Depression in the valley of the Ipeľ River. In the axis of that antiform the deposits of Lučenec Formation (Eggerian) outcrop. On its northern slope there are erosive remnants of the Lower Miocene deposits and of the Middle Miocene Vinica, Opava and Lysec volcanic formations. The southern external portions of those formations were removed by the erosion and the recent structure of formations is asymmetric. The eruptive centres are near or on the southern recent margin of the formations (Fig. 22). The northern parts all of those formations are well preserved and they built up the Krupinská vrchovina Plateau or at least its mayor part.

Geophysical research

The coal prospection in the northern slope of Šahy Antiform beside the deep boreholes also the geophysical methods used as follows:

- vertical electric sounding,
- symmetric resistivity profiles,
- induced polarisation,
- magnetometry,
- areal gravimetry and gravimetry in individual sections.

Geophysical research was realised using the geographic information system (GIS) comprising all available geological and geophysical data and mutually syplemented by new data obtained during the coal prospection.

The geophysical data were used for the following procedures:

- Calculation of the Badenian volcanic gravity effect,
- Calculation of the stupped gravity map of pre-Badenian basement,
- Definition of the regunal gravity field and calculation of the residual gravity field,
- Calculation and interpretation of pre-Cainozoic basement relief (Fig. 23).

The most important results of a complex geologic-geophysical interpretation with respect to coal prospection are:

- Map of the Salgótarján cola-bearing formation thickness including the fault tectonics (Fig. 25).
- Map of the Pôtor member base (Fig. 24).

Coal on the northern slope of Šahy Antiform

The coal-measures of Pôtor Member, Salgótarján Formation Ottnangian in age in full development (3 coal-seams) are spread on southern flank of Šahy Antiform, in Ipeľská kotlina Depression. The coal was exploited in Mine Dolina. The northern margin of the coal field corresponds to axial zone of Šahy Antiform (Fig. 26). Inspite of it the coal-bearing Pôtor Member thick as mach as 50 m also on the northern flank of the Antiform occurs.

The member is built up by sandy-clay, sand/sandstone and there is only one coal-seam laying on its base: i.e. the equivalent of the lower (3rd) coal-seam (Fig. 28, 29). At the top and somewhere in the middle of the member there are layers of coal shale thick less as 1 m representing the equivalents of upper (Fig. 30) as well as the middle coal-seams.

The coal is well developed in two partial depressions (Veľký Lom and Červeňany depressions) in frame of the Dačov Lom Graben.

In the Veľký Lom Depression the coal-seam is in depth 200 – 640 m (mostly in depth 400 – 600 m). The seam thickness varies from 1.5 to 4 m. The grade of coalification corresponds to the brow-coal ortophase. The coal is unhomogenous having the coal shale intercalation of different thickness and in coal itself the ash contents and/or caloricity are variable (Fig. 28). The coal quality parameters are in Tab. 1 (2nd column). The chemical composition of the ash is in Tab. 2 (1st column). The contents of CO_2, FeO and sulphur in coal of dry state are in Tab. 3.

The parameters of coal organic-geochemistry according to Rock-Eval pyrolysis is as follows (Tab. 7):

T. O. C. as from 6.26 % to 49.9 %, s_2 (bounded hydrocarbons): 7.68 –4 8,14 mg . g^{-1}, HI (hydrogene index): 75 – 266 mg . g^{-1}, T_{max} (maximum temperature of pyrolysis): 388 – 428 °C and R_c (vitrinite reflectance): 0,36 – 0,49 %.

According to quantitative parameters of Rock-Eval pyrolysis the organic matter of the coal is of terrestrial origin (dry land plants, Fig. 32): According to the microscopic photometry the coal matter is composed by the vitrinite macerates, particularly by humotelinite. The grade of qualification corresponds to subbituminous B coal (Muttbraunköhle).

The contents of trace elements determined by semiquantitative analyse are in Tab. 5. The coal energetic value is expressed as caloricity in natural (wet) state (Tab. 1). The reserves of the coal are in Tab. 4 (2nd column).

In the Červeňany Depression the coal is buried by 500 to 650 m thick column mostly of neovolcanics. The seam thickness varies from 0.6 to 6.70 m. The coal-seam simplified litholoty is in Fig. 29. According to the coal-petrography it is semidetritic, sylodetritic to detroxylitic brown-coal. The quality parameters are in Tab. 1 (3rd column), the chemical composition of ash is in Tab. 2 (2nd column). The contents of trace elements are in Tab. 6. Mean index of qualification is 26, 68, the mean contents of C are 63.34 (hemiphase of qualification is sense of Bouček, 1962). The coal energetic value expressed as caloricity in natural (wet) state varies from 5.45 to 13.16 MJ . kg^{-1}.

The reserves of the coal are in Tab. 4 (3rd column).

Recently the coal on northern flank of the Šahy Antiform is out of any interest to be exploited. The main reason is the depth of coal-seam buried by thick complex of Krupinská planina Plateau volcanics.

Geochemical evaluation of the coal and coal matter in Salgótarján and Bukovinka formations on the base of the Rock-Eval pyrolysis and microphotometry

The evaluation was realised by the analyses of TOC (total organic carbon) and TIC (total inorganic carbon) content, by the Rock-Eval pyrolysis (Espitalié et al., 1977) and by the microphotometry of the selected samples from the boreholes VVL 1, 5 and 8.

Method, abbreviations and symbols

The TOC and TIC analyses and Rock-Eval pyrolysis have been performed in standard conditions of the Czech Geological Institute, branch Brno laboratories. The explanations to the Rock-Eval pyrolysis parameters:

S_1 – contents of free hydrocarbons (HC) (mg HC/g rock), S_2 – contents of bounded HC (mg HC/g rock), T_{max} – temperature of maximum pyrolysis effect (°C), HI – hydrogen index (S_2/TOC). 100 (mg HC/G TOC), PI – productivity index ($S_1/S_1 + S_2$), GP – genetic potential ($S_1 + S_2$).

Conditions of the microphotometry: monochromatic light (λ = 546 nm), circular photometric field (r = 1 mm) and calibration standard (R_o = 1.24 %).

Quantitative parameters of the coal matter (Tab. 7)

The studied samples come from the coal-bearing Salgótarján Formation, Ottnangian in age and Bukovinka Formation, Late Eggenburgian in age with exception of two samples from Skálnik Member of Číž Formation, Kiscellian in age. Coal seams of Salgótarján Formation occur in the Pôtor Member. Mostly the coal was sampled from the Pôtor Member and the average of TOC contents is of 23-weight % and maximum is of 44-weight %. The Plachtince Member is built up by the clay/claystone with rare layers of coaly shales, the shales have been sampled. The average TOC content is of 4.5 weight % and the maximum is of 6.6 weight %. The TIC contents is low, in the Pôtor Member varies from 0.0 to 2.46 weight %, in the Plachtince Member from 0.11 to 2.70 weight %.

In the Bukovinka Formation the occurrence of the coal seam is exceptional. The borehole VVL 8 in the depth 553 – 558.8 m penetrated a coal seam split into two banks (Fig. 5). The TOC contents vary from 5.62 to 47 weight %. Two samples of low TOC contents correspond to coal shale intercalations. The TIC contents are low – 0.0 – 3.04 (exceptionally 5.13) weight % (Tab. 7).

The principal parameters of the Rock-Eval pyrolysis: S_1 and S_2 in all measured samples depend on the TOC content (Tab. 7). T_{max} values and low values of PI perform the almost immature state of the organic matter. The hydrogen contents expressed by HI in relation to the T_{max} perform the kerogen type III (Fig. 32), it means the organic matter in measured samples comes from higher woody plants.

Extent of thermal maturation and geohistoric model

The extent of thermal organic matter maturation has been established on the base of vitrinite reflectance (R_o). The mean values of R_o are in Tab. 7 and Fig. 33. R_o between 0.32 and 0.52 % corresponds to low-grade organic matter thermal maturation (ortholignite). After the USA ASTM classification the maturation corresponds to lignite – sub bituminous coal and after the German DIN classification corresponds to Mattbraunkohle.

After the geohistoric model (Fig. 35) the measured stage of thermal maturation was not originated in recent depth and thermal conditions. The rock studied underwent the thermal maturation being buried by relatively thick column of the Modrý Kameň Formation (Karpatian in age) deposits. Those deposits have been strongly removed by the post Karpatian erosion (about 700 to 1 000 m of sediments were removed; Vass & Šucha, 1994) as a result of the post-Karpatian and pre-Badenian regional uplift. The Middle Miocene volcanics covering recently the studied rocks did not affect the stage of thermal maturation (Fig. 34 and 35).

Geochemical evaluation of the coal and coaly matter in Salgótarján and Bukovinka formations based on Rock-Eval pyrolysis and microphotometry

The evaluation was realised using TOC, TIC analyses, Rock-Eval pyrolysis and microphotometric measurements of selected samples from the VVL 1, 5 and 8 wells.

Thermal maturation level and geohistoric model

The extent of thermal organic matter maturation has been evaluated on the base of vitrinite group macerals measurements – mainly humotelinite. Organic petrology was also used for coal rank determination as wel as for geological reconstrustion of the sediments. Mean values of vitrinite reflectance are given in Tab. 7. Fig. 33a shows continual coalification increase in Pôtor and Plachtince Mbs. within the Salgótarján Fm. (Ottnangian) in VVL 1 well, while in VVL 8 a discordance in coalification between Plachtince and Pôtor Mbs. and also between Pôtor Mb. (Ottnangian) and Bukovinka Fm. (Eggenburgian, Fig. 33b). This is most probably caused by different geotectonic position of both wells.

Generally is the thermal maturation extent of Ottnangian as well as Eggenburgian sediments (VVL 1 and VVL 8 wells) in respect to actual depth position relatively high in comparison to other sedimentary areas in Western Carpathians even after considering eroded sediments. This may be explained by considerable higher thickness of eroded sediments as supposed by presented model or by the possibility of additional heating during Badenian volcanic activity inof the Šahy – Lysec Volcanotectonic Zone (Konečný in Vass, 1979). After presented model the deepest burial and most intensive thermal maturation was observed in Bukovinka Fm., Eggenburgian in age.

The mean values of R_o between 0.32 and 0.52 % (Tab. 7) correspond after STN (Slovac Technical Norm) to low-grade coalification – ortholignite, after German DIN classification to Mattbraunkohle and after the USA ASTM classification to lignite – sub bituminous coal.

Acknowledgements:

The paper was supported by the Agency for Science and research, Project No 541 – 011305 and by Grants No 2/6045, 2/6093.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 113

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2007.

Vedúca redaktorka: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 350 kusov. Tlač a knihárske spracovanie ALFAPRINT Martin.