

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
SEVERNEJ ČASTI
SLANSKÝCH VRCHOV
A KOŠICKEJ KOTLINY

1 : 50 000

MICHAL KALIČIAK et al.

MICHAL KALIČIAK

Spoluautori:

VLADIMÍR BAŇACKÝ, STANISLAV JACKO, JURAJ JANOČKO,
STANISLAV KAROLI, JOZEF MOLNÁR, ĽUBOMÍR PETRO,
ZORA PRIECHODSKÁ, VLADIMÍR SYČEV, LADISLAV ŠKVARKA,
JOZEF VOZÁR, ADRIANA ZLINSKÁ, BRANISLAV ŽEC

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE SEVERNEJ ČASTI
SLANSKÝCH VRCHOV A KOŠICKEJ KOTLINY

V MIERKE 1:50 000

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKY ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Odborný recenzent: Prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, DrSc.

Redakčný okruh:

RNDr. Augustín BEGAN, CSc., RNDr. Jozef BEŇKA, CSc., RNDr. Vladimír DOVINA, CSc., RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Rudolf GABČO, RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Igor MODLITBA, RNDr. Dušan ONAČILA, RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Jozef SALAJ, DrSc.

OBSAH

Úvod (M. Kaličiak)	7
Geomorfologické členenie	7
Regionálny geologický prehľad	10
Prehľad geologických výskumov	12
Geologický vývoj (M. Kaličiak, V. Baňacký, S. Jacko, J. Janočko, S. Karoli, J. Molnár)	16
Litológia, stratigrafia, magmatizmus	27
Staršie paleozoikum - kryštalinikum (S. Jacko)	27
Lodinský komplex	27
Komplex Bujanovej	28
Mladšie paleozoikum - perm (J. Vozár)	29
Brusnianske súvrstvie	29
Predajnianske súvrstvie	30
Mezozoikum	31
Mezozoikum bez známej tektonickej príslušnosti (J. Molnár)	32
Mezozoikum Čiernej hory (S. Jacko)	32
Spodný trias (lúžnianske súvrstvie)	32
Stredný trias (anis-ladin)	33
Stredný-vrchný trias (anis-norik)	33
Vrchný trias	34
Jura	36
Mezozoikum bradlového pásma (J. Molnár)	36
Paleogén (J. Molnár)	39
Paleogén bradlového pásma	39
Magurské flyšové pásmo - krynická jednotka	40
Malcovské vrstvy	40
Strihovské vrstvy	42
Zlínske vrstvy	43
Belovežské vrstvy	43
Vnútrokarpatský paleogén	43
Borovské súvrstvie	43
Hutianske súvrstvie	44
Zuberské súvrstvie	44
Bielopotocké súvrstvie	48
Neogén (S. Karoli, A. Zlinská)	48
Egenburg	49
Prešovské súvrstvie	49
Čelovské súvrstvie	52
Karpát	54
Teriakovské súvrstvie	55
Soľnobanské súvrstvie	59
Kladzianske súvrstvie	61
Báden	64
Nižnohrabovské súvrstvie	64
Mirkovské súvrstvie	66
Vranovské súvrstvie	67

Zoudzské súvrstvie	68
Lastomírske súvrstvie	68
Kľčovské súvrstvie	69
Vrchný bádén (M. Kaličiak, B. Žec)	73
Vrchný bádén - spodný sarmat (M. Kaličiak, B. Žec)	75
Formácia Ošvárska	75
Spodný sarmat (M. Kaličiak, S. Karolí)	77
Stretavské súvrstvie	77
Stredný sarmat (M. Kaličiak, B. Žec)	80
Formácia Lysá stráž - Oblík	80
Brestovská formácia	85
Spodný sarmat - spodný panón	88
Formácia Šebastovka	88
Formácia Šťavica	91
Zlatobanská formácia	95
Formácia Vechec	106
Formácia Rankovských skál	108
Formácia Makovica	111
Strechovská formácia	119
Vrchný sarmat - panón	129
Klečenovská formácia	129
Kochanovské súvrstvie	131
Kvartér (V. Baňacký, J. Janočko)	132
Starý pleistocén	132
Stredný pleistocén	132
Mladý pleistocén	139
Pleistocén nečlenený	142
Pleistocén - holocén	143
Holocén	144
Kvartér nečlenený	145
Tektonika	147
Predterciérne komplexy Čiernej hory (S. Jacko)	147
Bradlové pásmo paleogén (J. Molnár)	147
Neogén (M. Kaličiak, S. Karolí)	148
Kvartér (V. Baňacký, J. Janočko)	152
Hydrogeológia (L. Škvarka)	157
Geofyzikálna preskúmanosť (V. Syčev)	166
Nerastné suroviny (M. Kaličiak)	170
Rudné suroviny	170
Nerudné suroviny	173
Pevné palivá - lignitové uhlie	176
Zemný plyn	177
Oxid uhličitý	177
Geofaktory životného prostredia (Ľ. Petro)	182
Významné geologické lokality (M. Kaličiak)	189
Literatúra	196
1:50 000 Geological Map Commentary Northern Part of Slanské vrchy Mts. and of Košická kotlina Basin	208
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám	228

ÚVOD

Geologická mapa severnej časti Slanských vrchov, Košickej kotliny a priľahlých území v mierke 1 : 50 000 zobrazuje jeden z najvýznamnejších regiónov v oblasti východného Slovenska. Územie zobrazené na geologickej mape tvoria horninové komplexy staršieho a mladšieho paleozoika, mezozoika, paleogénu, neogénu, kvartéru a administratívne patrí do okresov Košice, Košicevidiek, Prešov, Bardejov, Svidník, Vranov a Trebišov.

Geologická mapa je výsledkom práce kolektívu autorov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorí pri jej zostavení použili vlastné mapové podklady a výsledky terénneho i laboratorného výskumu. Na zostavení mapy sa tiež podieľali pracovníci Katedry geológie a mineralógie BF VŠT v Košiciach (oblasť Čiernej hory).

Autorský kolektív zároveň zhodnotil a využil výsledky prác jednak ďalších pracovníkov - špecialistov GÚDŠ (V. Gašparíková, E. Planderová, Z. Priechodská, M. Vaňová, A. Zlinská), ako aj podklady starších prác iných geologických organizácií, ktoré sú uvedené v zozname literatúry.

Hlavnou náplňou vysvetliviek je objasnenie geologického vývoja a geologickej stavby územia s využitím najnovších poznatkov. Vysvetľujúci text o geologickom vývoji a stavbe územia dopĺňajú kapitoly o geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeológii a nerastných surovinách.

Vo vysvetlivkách sú zhrnuté aj geofaktory životného prostredia s hlavným dôrazom na svahové deformácie.

Vysvetlivky sú ilustrované obrázkami v texte, ako aj písomnými, grafickými a fotografickými prílohami.

GEOMORFOLOGICKÉ ČLENENIE

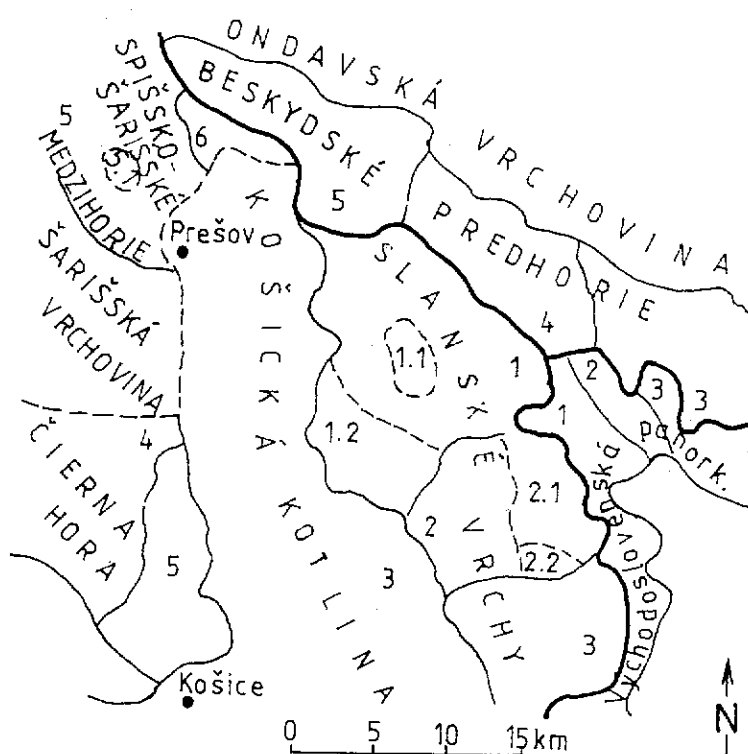
Skúmané územie má výraznú morfológickú tvárnosť a členitosť, ktoré sú odrazom geologickej stavby. Geologická stavba územia reprezentovaná rôznymi litologickými typmi hornín podmienila vývoj a charakter súčasného reliéfu, ktorý bol modelovaný hlavne v podmienkach periglaciálnej klímy v pleistocéne.

Podľa E. Mazúra et al. (1986) je tu zastúpených niekoľko geomorfologických jednotiek (obr. 1).

Prevažnú časť územia zaberá Košická kotlina s podcelkom Toryskej pahorkatiny. Košickú kotlinu tvoria molasové neogénne sedimenty, miestami s výrazným pokryvom kvartérnych sedimentov, hlavne periglaciálnych kužeľov so zdrojovou oblasťou v Slanských vrchoch.

Pre kotlinovú Toryskú pahorkatinu je charakteristický mierne modelovaný a zvlnený reliéf s prechodmi do nivných rovín

v údolí riek Torysa, Olšava a Sekčov, ktoré dosahujú šírku 1 až 1,5 km. Prechod medzi rovinným územím riečnych nív a kotlinovou pahorkatinou tvoria terasové stupne uvedených tokov. Zo západu kotlinu ohraničuje Čierna hora, Šarišská vrchovina a Spišsko-šarišské medzihorie. Východnú časť Čiernej hory s podcelkom Hornádskeho predhoria tvoria jednak neogénne sedimenty (južná časť) a jednak predterciérne horninové komplexy (severná časť).



Obr. 1 Geomorfologické členenie (podľa E. Mazúra - M. Lukniša, 1980)

Slanské vrchy: 1-Šimonka, 1.1-Zlatobanská kotlina, 1.2-Olšavské predhorie, 2-Makovica, 2.1-Banské predhorie, 2.2-Banská kotlina, 3-Mošník

Košická kotlina: 3-Toryská pahorkatina

Východoslovenská pahorkatina: 1-Podslanská pahorkatina, 2-Toplianska niva, 3-Vranovská pahorkatina

Čierna hora: 4-Sopotnické vrchy, 5-Hornádske predhorie,

Spišsko-šarišské medzihorie: 5-Šarišské podolie, 5.1-Šarišský vrch, 6-Stráže

Beskydské predhorie: 3-Mernická pahorkatina, 4-Hanušovská pahorkatina, 5-Záhradnianska brázda

Podobne ako v Toryskej pahorkatine tu prevládajú mierne modelované tvary terénu, ktoré však hlavne v severnej časti strmo prechádzajú do rovinného územia riečnych nív Hornádu a Torysy. Severne od Čiernej hory zasahuje na toto územie východná časť Šarišskej vrchoviny, ktorú tvoria prevažne pieskovcovo-ílovcové horniny vnútrokarpatského paleogénu.

Šarišská vrchovina v porovnaní s Košickou kotlinou tvorí stupňovitú vyvýšeninu a v porovnaní s Čiernou horou sa prejavuje ako členitá depresia, ktorej najvyššími bodmi sú Malkovská hôrka (480 m n.m.) a Štrbavá hora (469 m n.m.). Najnižšie položené miesto je v doline Svinky (280 m n.m.).

Charakteristickým morfológickým znakom sú chrby pretiahnuté v smere S - J, oddelené hlboko zarezanými dolinami s nevyrazne vyvinutou riečnou nivou.

Na severe Šarišská vrchovina prechádza do Spišsko-šarišského medzihoria s podcelkami Šarišské podolie a Stráže. Šarišské podolie je budované horninami vnútrokarpatského paleogénu a má charakter pahorkatiny až vrchoviny s nadmorskou výškou 300 - 450 m. Morfológicky výrazný podcelok Stráže tvoria extruzívne andezitové telesá s nadmorskou výškou 500 - 600 m.

Košickú kotlinu na východe obmedzuje vulkanický komplex Slanských vrchov. Typický stredohorský reliéf Slanských vrchov kontrastuje s hladko modelovaným reliéfom Košickej kotliny. Súčasná morfológická tvárnosť Slanských vrchov je odrazom geologickej stavby (rôzne formy vulkanických telies) a nerovnomerných pohybov pozdĺž mladých zlomov. Prevažne pozitívne neotektonické prejavy vyvolali rozsiahle erózne procesy, ktorých výsledkom sú hlboko zarezané doliny, strmé stráne a rôzne prírodné výtvyry, ktoré zvyrazňujú morfológickú pestrosť územia. Nadmorská výška v pohorí značne kolíše. Najvyšším bodom v Slanských vrchoch je Šimonka (1 092 m n.m.).

Slanské vrchy sa delia na podcelky Šimonky, Makovice a Mošníka. V rámci podcelku Šimonky je vyčlenená Zlatobanská kotlina, Olšavské predhorie a Lúčinská kotlina a v podcelku Makovica Banské predhorie a Banská kotlina.

Po obvode východnej časti Slanských vrchov sa rozkladá Podslanská pahorkatina, ktorá tvorí podcelok Východoslovenskej pahorkatiny. Územie je tvorené neogénnymi sedimentami a kvartérnymi periglaciálnymi kužeľmi. Vyznačuje sa mierne až stredne zvlneným reliéfom s nadmorskou výškou 125 - 350 m. Na severe pahorkatina prechádza do Toplianskej nivy širokej až 1,5 km a do Vranovskej pahorkatiny.

Územie severne a severovýchodne od Košickej kotliny a Slanských vrchov zaberá Beskydské predhorie, ktoré tvorí výrazný krajinný celok v oblasti Nízkych Beskýd a je členené na tri podcelky.

Západný úsek tvorí Záhradnianska brázda budovaná prevažne sedimentami spodného miocénu a sčasti sedimentami vnútrokarpatského paleogénu a bradlového pásma. Územie má charakter pahorkatiny s nadmorskou výškou 250 - 350 m. Strednú časť predhoria tvorí podcelok Hanušovská pahorkatina budovaná prevažne ílovcovo-pieskovcovým súvrstvom vnútrokarpatského paleogénu. Východnú časť tvorí podcelok Merníckapahorkatina, ktorej reliéf je

vyvinutý na ílovcovo-pieskovcovom súvrství paleogénu. Má heterogénny charakter a tvorí hlbšie členenú podvrchovinu.

Morfologicky veľmi výrazným fenoménom Beskydského predhoria je bradlové pásmo. Geologická stavba bradlového pásma podmienila selektívnu eróziu a denudáciu, ktorej výsledkom sú nápadné morfológické elevácie, tvorené odolnejšími slieňovcami a vápencami vrchnej kriedy.

Severovýchodnú časť skúmaného územia tvorí Ondavská vrchovina s reliéfom typu vrchoviny až pahorkatiny.

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Geologická stavba územia má pomerne zložitý, heterogénny charakter. Na povrch tu vystupujú horniny staršieho paleozoika, mladšieho paleozoika, mezozoika, paleogénu, neogénu a kvartéru. Z hľadiska nového regionálneho geologického členenia Západných Karpát (D.Vass et al., 1988) územie pozostáva z masívu Čiernej hory, šarišského úseku bradlového pásma, šarišského a chmeľovsko-benatínskeho vnútrokarpatského paleogénu, krynického flyšu vonkajšieho flyšového pásma, molasových neogénnych sedimentov čelovskej depresie, prešovskej kotliny, trebišovskej panvy a z neogénnych vulkanitov Slanských vrchov.

Masív Čiernej hory zasahuje na mapované územie svojou východnou časťou. Staršie paleozoikum (kryštalínikum) je tu zastúpené lodinským komplexom (ruly s polohami amfibolitov) a komplexom Bujanovej (biotitické granodiority až tonality, stromatitické až nebulitické pararuly).

Obal kryštalínika tvoria hlavne terigénne sekvencie permu, spodného triasu a vo vrchnejších častiach karbonáty stredného a vrchného triasu. Najvrchnejším zachovaným členom sú karbonáty liasu.

Šarišský úsek bradlového pásma v SV časti územia medzi Slivníkom a Michalkom tvorí súvislé lineárne pásmo SZ-JV smeru. Bradlové pásmo je v osovej časti budované bradlovým mezozoikom, ktoré po obidvoch stranách lemuje bradlový paleogén s charakteristickým flyšovým vývojom pročských vrstiev (B.Leško, O.Samuel 1968), resp. pročsko-jarmutskou paleogénnou litofáciou (J.Nemčok 1980). Styk severného pruhu bradlového paleogénu s bradlovým mezozoikom je tektonický a charakterizuje ho takmer súvislý výskyt pestrých ílov a ílovcov. Celý úsek bradlového pásma, hlavne jeho západná časť, je segmentovaný priečnymi SV-JZ zlomami na samostatné kryhy.

Severne a severovýchodne od bradlového pásma vystupuje krynická jednotka vonkajšieho flyšového pásma. Jej styk s bradlovým paleogénom je tektonický.

Územie južne od bradlového pásma je budované vnútrokarpatským paleogénom. Bazálnu litofáciu tvorí borovské súvrstvie reprezentované karbonátovými zlepencami v južnej časti šarišskej vrchoviny. Vyššiu litofáciu predstavuje ílovcovo-prachovcové hutianske súvrstvie, vystupujúce na povrch JZ od Bystrého. Najrozšírenejšou litofáciou je flyšové zuberské súvrstvie,

ktoré buduje prevažnú časť šarišského a chmeľovsko-beňatínskeho vnútrokarpatského paleogénu. Najvrchnejšou litofáciou je bielopotocké, prevažne pieskovcové súvrstvie, ktoré vystupuje v oblasti Šarišskej vrchoviny.

Prevažnú časť skúmaného územia tvorí neogén. Je súčasťou Východoslovenskej neogénnej panvy patriacej do skupiny vnútrohorských molasových panví. Jej výplň podľa D. Vassa (1981) tvorí hlavná molasa (egenburg - sarmat). Organickou súčasťou neogénnej panvy sú aj neovulkanity. Produkty neogénneho vulkanizmu sú čiastočne súčasťou molasových sedimentárnych súvrství (egenburg - spodný sarmat), ale prevažne tieto súvrstvia prekrývajú (Slanské vrchy).

Neogénne molasové sedimenty vystupujú na povrch jednak v Košickej kotline, ale aj východne od Slanských vrchov. Sedimenty egenburgu vystupujú v SZ časti panvy a zastúpené sú dvoma litostratigrafickými jednotkami. Čelovské súvrstvie, ktorého súčasťou sú aj ryolitové vulkanoklastiká (J. Slávik et al. 1960), tvorí výplň čelovskej depresie SV od pozdĺžnej paleogénnej kapušianskej hráste. Prešovské súvrstvie vystupuje v nadloží vnútrokarpatského paleogénu, hlavne severne od Prešova.

Najväčšie rozšírenie na povrchu majú sedimenty karpátu vystupujúce predovšetkým v Košickej kotline, ale aj pozdĺž severného okraja panvy (na SV od Slanských vrchov). Sedimenty karpátu sú zastúpené 3 litostratigrafickými jednotkami. Najnižšou litostratigrafickou jednotkou je teriakovské súvrstvie vystupujúce na povrch v SZ časti panvy a v oblasti Hlinného severovýchodne od Slanských vrchov. Pri Solivare útržkovite vystupuje na povrch soľnobanské súvrstvie. Najrozšírenejšiu litostratigrafickú jednotku reprezentuje kladzianske súvrstvie v Košickej kotline medzi Prešovom a Budimírom. Súčasťou sedimentárnych súvrství karpátu (teriakovské súvrstvie) sú hrubé polohy ryolitových vulkanoklastík zistených v oblasti Zlatej Bane v podloží mladších andezitov sarmatu. Na povrchu útržkovite vystupujú na JZ od Fintíc.

V nadloží karpátu vystupujú sedimenty spodného až stredného bádenu. V oblasti Košickej kotliny je to mirkovské súvrstvie a východne od Slanských vrchov nižnohrabovské súvrstvie s polohami nižnohrabovských ryodacitových tufov.

Vyššou litostratigrafickou jednotkou bádenu (vrchný báden) je klčovské súvrstvie vystupujúce na povrch hlavne v Košickej kotline, ale i východne od Slanských vrchov. V jeho bazálnej časti vystupuje horizont ryolitových kráľovských tufov.

Sedimenty sarmatu reprezentuje stretavské súvrstvie v bazálnej časti s ryolitovými rankovskými tufmi a kochanovské súvrstvie vystupujúce v južnej časti skúmaného územia. Významným prvkom v geologickej stavbe územia je vulkanický areál Slanských vrchov, ktorý je tvorený súvislým vencom andezitových vulkánov a stratovulkánov. Hlavné vulkanické štruktúry predstavujú stratovulkány Strechový vrch, Makovica, Zlatá Baňa a Šťavica, ku ktorým sa pridružujú menšie parazitické andezitové vulkány: Košický Klečenov, Vechec, Rankovské skaly, Dšvárska a Šebastovka. Andezitové stratovulkány a vulkány vznikli v ob-

dobí vrchný bádén až spodný panón a sú tvorené centrálnymi vulkanickými intrúziami alebo andezitovými nekmi, relikdami vulkanických kužeľov a stratovulkanických plášťov.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Skúmané územie, zobrazené na geologickej mape patrí k najpreskúmanejším regiónom na východnom Slovensku. Stupeň geologickeho poznania je tu však veľmi nerovnomerný, čo vyplýva predovšetkým z prioritného výberu záujmových území pre vyhľadávanie a prieskum nerastných surovín.

Predpoklady pre systematický geologický výskum a prieskum zameraný na vyhľadávanie nerastných surovín boli vytvorené až po roku 1948. Základy moderného štúdia vulkanologicko-geologickej problematiky vo východoslovenských neovulkanitoch boli položené už v priebehu 2. svetovej vojny. M. Kuthan už v roku 1941 publikoval svoje poznatky o starom a opustenom ložisku ortuťových rúd na Dubníku. V roku 1941 autor publikoval tiež súbornú prácu o ložisku Merník. V roku 1943 vydal geologickú mapu 1 : 25 000 - list Zlatá Baňa zo severnej časti Slanských vrchov a syntetizujúcu prácu o vulkanizme karpatského orogénu a vulkanologických štúdiách v severnej časti Prešovských hôr autor publikoval v roku 1948. Veľká pozornosť bola venovaná štúdiu petrografického charakteru vulkanických hornín a ich chemizmu. Tejto problematike sa venoval J. Šalát (1955, 1956, 1957, 1963). Autor publikoval otázky petrografického a petrochemického charakteru vulkanických hornín a vyčlenil ryolity, ryodacity, autometamorfované andezity staršej vulkanickej fázy a andezity mladšej vulkanickej fázy.

Prvú ucelenú predstavu o geologickej stavbe územia, o geologickej vývoji, tektonike, stratigrafii, paleogeografii i nerastných surovinách prinieslo zostavenie prehľadnej geologickej mapy 1:200 000 - list Košice - Zborov s vysvetlivkami (A. Matejka a kol. 1964). V tomto diele autori predložili syntézu dovtedy známych geologických faktov a poznatkov o tomto území. Po zostavení prehľadnej geologickej mapy, ktorá predstavuje medzník v histórii geologických výskumov, boli ďalšie geologické práce zamerané hlavne na vyhľadávanie nerastných surovín v perspektívnych rajónoch tohto územia. Hlavná pozornosť bola zameraná predovšetkým na oblasti budované neogénnymi molasovými sedimentami Východoslovenskej neogénnej panvy a neogénnymi vulkanitmi. Staršia literatúra do roku 1964 je kompletne uvedená vo vysvetlivkách ku generálnym mapám.

V roku 1964 začal rozsiahly plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum s cieľom overiť elevačné štruktúry vhodné pre akumuláciu prírodných uhľovodíkov.

Výsledky tohto prieskumu priniesli množstvo nových geologických poznatkov o charaktere predneogénneho podložia, o geologickej stavbe molasovej výplne panvy, litológii, stratigrafii a tektonike, ktoré mali uplatnenie v ďalšom období geolo-

gických výskumov v tejto oblasti. Výsledky súborne zhodnotil J. Čverčko (1973). Súbežne s vrtným prieskumom sa v Košickej kotline realizoval aj geologický výskum. Základné geologické mapy v mierke 1:25 000 z vybraných častí územia zostavil J. Janáček (1965, 1968, 1972).

Geologické poznatky o charaktere predterciérneho podložia, litológii a stratigráfii neogénnych molasových sedimentov, paleogeografii, tektonike a o nerastných surovinách, priebežne doplnované o nové geologické údaje geologického výskumu, prieskumu a geofyziky, sú publikované hlavne v prácach: T. Buday et al. (1965), T. Buday et al. (1967), J. Čverčko (1974, 1977), J. Čverčko (1974, 1977), J. Čverčko et al. (1968), J. Čverčko - R. Rudinec (1969), D. Ďurica (1982), O. Fusán et al. (1971), J. Gašparík (1979), P. Grecula et al. (1977), J. Janáček (1967), J. Janáček et al. (1969), J. Janáček et al. (1975), R. Jiríček (1972), J. Nemček - R. Rudinec (1973), R. Rudinec (1978), R. Rudinec - J. Slávik (1970), J. Slávik (1967, 1973), J. Slávik - R. Rudinec (1973), J. Slávik et al. (1967), J. Švagrovský (1964), D. Vass (1981), D. Vass - J. Čverčko (1985).

Nové poznatky, hlavne o litológii sedimentárnych súvrství poskytli práce zamerané na prieskum nerastných surovín (Z. Barák 1971, 1973; E. Dobra 1970; J. Návesniak 1976 a iní). K poznaniu paleogeografického vývoja, litológie, stratigrafie a tektoniky neogénnych molasových súvrství v značnej miere prispeli nové výskumné práce, ktoré si vyžadovalo zostavovanie základných geologických máp 1:25 000 z tejto oblasti (M. Kaličiak a kol. 1984; S. Karoli a kol. 1985, 1986; S. Karoli - A. Zlinská 1988).

Intenzívny a systematický, hlavne geologický prieskum v oblasti Slanských vrchov sa začal v roku 1964, a to šlichovou prospekciou (J. Slávik). Následne sa v severnej časti Slanských vrchov začalo aj nové účelové geologické mapovanie v mierkach 1:10 000 a 1:25 000. Severovýchodnú časť Slanských vrchov (JZ od Hermanoviec zmapoval G. Mikita (1967), oblasť širšieho okolia Zámutova M. Kaličiak (1968) a širšiu oblasť Zlatej Bane J. Tžsér (1972). Dosiahnuté geologické výsledky s geologickou mapou S časti Slanských vrchov publikovali J. Slávik a J. Tžsér (1973). Dešifrovať geologickú stavbu predterciérneho podložia, stavbu vulkanických komplexov a distribúciu nerastných surovín veľmi dobre umožňuje práca J. Slávika (1974).

Mineralogická šlichová prospekcia, ktorú zhodnotil J. Tžsér (1972), sa stala základom pre vyhľadávací prieskum ortuťových rúd na Dubníku. Tento vyhľadávací prieskum s výpočtom zásob zhodnotil J. Tžsér a kol. (1981).

V roku 1974 sa začal aj rozsiahly vyhľadávací prieskum na polymetalické rudy v oblasti Zlatej Bane (M. Kaličiak) a súčasne aj účelové geologické mapovanie ostatnej časti Slanských vrchov. Výsledkom bolo dešifrovanie základnej geologickej stavby pohoria s vymedzením samostatných vulkanických štruktúr - vulkanických aparátov, a to v oblasti Zlatej Bane (M. Kaličiak 1977), Makovice a Strechového vrchu (M. Kaličiak in P. Grecula et al. 1977). Vymedzenie centrálnych vulkanických zón jednot-

livých vulkanických štruktúr sa stalo podkladom pre vyhľadávajúci geologický prieskum, ktorý ešte nie je ukončený a zhodnotený. Pri týchto geologických prácach sa zistilo veľké množstvo originálnych údajov a poznatkov o geologickej stavbe, tektonike, časovom vývoji vulkanizmu, petrografii, mineralógii a ložiskových pomeroch. Čiastkové výsledky sú zhrnuté v publikovaných prácach viacerých autorov, ale i nepublikovaných archivovaných správach.

Veľká pozornosť sa venovala časovému vývoju neogénneho vulkanizmu. Realizoval sa rádiometrický výskum vulkanických hornín, ktorého výsledky sú zhrnuté v publikovaných prácach J. Slávika et al. (1976), D. Ďuricu et al. (1978), D. Vassa et al. (1978) a najnovšie M. Kaličiaka a I. Repčoka (1987) a I. Repčoka et al. (1988).

Geologicko-štruktúrnú analýzu zlatobanského andezitového stratovulkánu podal a etapovitost' vývoja vulkanizmu v čase a priestore definoval M. Kaličiak (1980). Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli ozrejmil M. Kaličiak a R. Ďuďa (1981). Celkovú mineralogickú charakteristiku rudného rajónu Slanských vrchov (S časť) spracoval v monografii R. Ďuďa et al., 1981. Čiastkové výsledky týkajúce sa hlavne geologických, geochemických a mineralogických výskumov uverejnil M. Kaličiak (1977 a, b, c), R. Ďuďa et al. (1977), R. Ďuďa - J. Krištín (1978), O. Ďurža - R. Ďuďa (1981), Ľ. Divinec - P. Volko (1986) a J. Tözsér et al. (1980).

Problematiku tektonickej stavby širšieho okolia vo vzťahu k vulkanickým štruktúram Slanských vrchov široko rozvádza P. Grecula et al. (1977), reliéf predterciérneho podložja v severnej časti Slanských vrchov charakterizoval L. Pospíšil a M. Kaličiak (1979). Metalogenetická charakteristika rudného rajónu Slanských vrchov je uvedená v práci M. Kaličiaka et al. (1981) a v monografii J. Buriana et al. (1985). Problematike vulkanických štruktúr a vývoja neogénneho vulkanizmu, jeho vzťahu k blokovej tektonike a problematike paleovulkanickej rekonštrukcie andezitových stratovulkánov sa v svojich prácach venoval M. Kaličiak (1988), M. Kaličiak et al. (1988 a,b).

Kvalitatívne odlišný charakter majú geologické práce z územia masívu Čiernej hory, vnútrokarpatského paleogénu, bradlového pásma a magurského flyšu. Okrem lokálnych geologickoprieskumných prác zameraných na vyhľadávanie a prieskum nerastných surovín sa od zostavenia prehľadnej geologickej mapy 1:200 000 v týchto územiach nerealizoval žiaden rozsiahlejší prieskumný program. Geologické práce, ktoré sa tu urobili, majú takmer výhradne výskumný charakter. Základné otázky geologickej stavby masívu Čiernej hory uvádza M. Maheř et al. (1967). Novšie poznatky o litostratigrafickom výskume kryštalinika publikoval S. Jacko (1983), o permskom vulkanizme S. Jacko (1981), o mezozoiku S. Jacko (1983). Permské súvrstvia charakterizovala a s výskytmi v Západných Karpatoch ich korelovala A. Vozárová a J. Vozár (1978, 1988). Základnou prácou týkajúcou sa hlavných aspektov geologickej stavby východoslovenského flyšu, včítane bradlového pásma, je monografická štúdia B. Leška a O. Samuela (1968). Základné otázky geologic-

kej stavby, litostratigrafie, tektoniky a sedimentológie v oblasti paleogénu a bradlového pásma sa podrobne rozoberajú v ďalších publikovaných prácach. Geologická problematika stavby bradlového pásma je uvedená v práci B. Leška et al. (1964), B. Leška (1965), B. Leška et al. (1966), R. Marschalka (1975), J. Nemčoka (1980). Problematikou stavby paleogénnych súvrství v tejto oblasti i širšom okolí sa zaoberajú práce Z. Stránika (1965), J. Nemčoka et al. (1968), J. Nemčoka (1970), J. Nemčoka a R. Rudinca (1979, 1983), R. Marschalka (1966, 1981), P. Grossa et al. (1984). Geologické výsledky ōporného vrhu Hanušovce-1 zhodnotil B. Leško a kol. (1985). Hlavné výsledky geologickoprieskumných prác zamerané na nerastné suroviny sú zhrnuté v archivovaných správach M. Čuchráča a kol. (1965), M. Macka a kol. (1967), I. Križániho - J. Valka (1985), P. Bača (1987).

Veľmi rozdielny je stupeň poznatkov o kvartéri územia. Geomorfologické pomery východného Slovenska sú uvedené v práci J. Karniša - J. Kvitkoviča (1972) a geomorfologické pomery v okrese Prešov spracovali J. Harčár a R. Novodomec (1982). Regionálny prehľad kvartéru z tejto oblasti publikoval I. Vaškovský (1977). Kvartérnymi sedimentami Košickej kotliny sa zaoberal J. Pristaš, geomorfológiou a neotektonickou charakteristikou Košickej kotliny J. Kvitkovič in D. Vass a kol. (1982). Kvartérne sedimenty západných svahov severnej časti Slanských vrchov a prejavy kvartérnej tektoniky opísal J. Janočko (1987, 1988), kvartér východne od Slanských vrchov a neotektonické prejavy spracoval V. Baňacký (1974, 1983).

Podstatne menej pozornosti sa v minulosti venovalo svahovým deformáciám. Zo širšieho pohľadu sa tejto problematike týkajú práce J. Malgota (1969, 1973, 1975), A. Nemčoka a kol. (1977) a A. Nemčoka (1982).

Svahové deformácie v severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny najnovšie opísal Z. Spišák a kol. (1987).

Veľká pozornosť bola venovaná hydrogeologickému výskumu a prieskumu územia. Rozsiahly hydrogeologický výskum a prieskum sa robil hlavne v oblasti Slanských vrchov, Košickej kotliny i Šarišskej vrchoviny.

Hydrogeologický výskum v Slanských vrchoch zhodnotil L. Škvarka (1972). Hydrogeologické pomery širšieho okolia sú spracované v rámci hydrogeologickej mapy 1:200 000, list Michalovce (L. Škvarka a kol. 1976).

Na hydrogeologický výskum v Slanských vrchoch nadväzoval vyhľadávací hydrogeologický prieskum, ktorý zhodnotil M. Haluška (1980). Podrobnú hydrogeologickú charakteristiku neovulkanických komplexov Slanských vrchov publikoval M. Haluška in I. Bajo et al. (1983).

Hydrogeologický výskum a vyhľadávací prieskum bol realizovaný aj v oblasti Čiernej hory (J. Frankovič 1981), v Šarišskej vrchovine (M. Chochol a kol. 1984) a hlavne v oblasti Košickej kotliny. Výsledky tohto prieskumu sú zhodnotené hlavne v správach J. Frankoviča (1964), Ľ. Cibuľku (1970, 1971), J. Frankoviča a V. Banského (1971). Hydrogeologické pomery v tejto oblasti sú celkovo zhrnuté v hydrogeologickej mape 1:200 000, list Košice (V. Hanzel a kol. 1975).

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

Najstaršie horninové komplexy a litostratigrafické sekven-
cie Čiernej hory vystupujú na povrch v juhozápadnej časti re-
giónu a sú zastúpené kryštalinikom, mladším paleozoikom (perm)
a mezozoikom.

Litostratigrafické jednotky kryštalinika - lodinský kom-
plex a komplex Bujanovej - sú tektonicky superponované. Horniny
podložného lodinského komplexu vznikli v synkinematickej (pred-
granitoidnej) metamorfnej etape variského orogénu z peliticko-
-psamitickej sekvencie obsahujúcej nesúvislé polohy bazaltového
vulkanizmu a ich fylonitizácia je prevažne alpínska (S. Jacko
1978).

Komplex Bujanovej je tvorený prevažne strednozrnným biotitickým
granodioritom. Lokálne xenolity rúl a stromatiticko-nebulitic-
kých migmatitov obvykle prechádzajú do biotitických granodiorit-
tov prostredníctvom tonalitových zón. Sú produktom periplutonic-
kého účinku biotitického granodioritu.

Mladšie paleozoikum reprezentovali kontinentálne klastické
sedimenty, rozčlenené na dve litostratigrafické jednotky, kore-
lované s brusnianskym a predajnianskym súvrstvom Ľubietovskej
skupiny (A. Vozárová 1979). Charakter litofácií odzrkadľuje
sedimentačné prostredie plytkých alúvií s nízkou sínusoidou di-
vokých riek. Sedimentačné textúry v spodnej litostratigrafickej
jednotke korelovanej s brusnianskym súvrstvom sú charakterizo-
vané opakujúcimi sa malými sedimentačnými cyklami. Mineralogic-
ká nezrelosť sedimentov a typy sedimentačných textúr svedčia
o rýchlom transporte v trakčných prúdoch, čo je charakteristic-
ké pre zlomovo obmedzené sedimentačné bazény situované v tekto-
nicky aktívnych zónach. Sedimenty brusnianskeho súvrstvia do-
kladajú okrajové litofácie pôvodného sedimentačného bazénu.
Odrazom intenzívnej synsedimentárnej tektoniky je i sprievodný
acidný a intermediárny vulkanizmus, ktorý poskytoval značné
množstvo epiklastického detritu do sedimentačného bazénu. Sedi-
menty predajnianskeho súvrstvia reprezentujú uloženiny distál-
nej časti pôvodného sedimentačného bazénu. Sú slabo štruktúr-
ne vytriedené, menšej hrúbky a väčšej plošnej rozlohy a s ostrými
i pozvoľnými prechodmi. Zodpovedajú uloženinám spodnej časti
alúvií divokých riek spojených s aluviálnou rovinou, prípadne
s jazernými uloženinami. Mladopaleozoický sedimentačný bazén
bol založený na kontinentálnej kôre a vyplnený zmiešaným klas-
tickým detritom pochádzajúcim z kontinentálneho bloku i zo syn-
sedimentárnych vulkanických centier.

V nadloží sedimentov mladšieho paleozoika vystupuje mezo-
zoický komplex hornín so stratigrafickým rozpätím spodný trias
- spodná jura. Na jeho báze vystupuje súbor oligomiktných zle-

pencov, pieskovcov a bridlíc, ktorý bol korelovaný s lúžňanským súvrstvom, definovaným O. Fejdiovou (1980), a zaradený do triasu. Ide o kontinentálne sedimenty. Smerom do stratigrafického nadložia bolo kontinentálne sedimentačné prostredie postupne vystriedané lagunárnym a plytkošelfovým sedimentačným prostredím. Sedimenty sú jemnozrnné, dobre mineralogicky a štruktúrne vytriedené, tenkovrstevnaté. Lagunárne sedimentačné prostredie dokladajú i polohy karbonatických sedimentov vo vrchnej časti lúžňanského súvrstvia.

Stredný trias je reprezentovaný mocným komplexom dolomitov, lokálne prechádzajúcich do dolomitických vápencov. Sú to sedimenty neritického mora, ktoré bez prerušenia prechádzajú do vrchného triasu. Koncom stredného triasu v dôsledku starokimerských pohybov, ktoré mali charakter kolísavých pohybov, sa more splytčilo a začali sa usadzovať súvrstvia pieskovcov a bridlíc, tzv. lunzské vrstvy. Po lunzských vrstvách sa v bázéne usadzovali dolomity (hlavný dolomit), ktoré sú od strednotriasových dolomitov litofaciálne odlišné. Považujú sa za fáciu plytkého mora a fáciu širokej, plochej lagúny. Keuper je zastúpený pestrými bridlicami s vložkami kremencov, pieskovcov a svetlých lavicovitých dolomitov. Tento vývoj zodpovedá morskkej regresii, lagunárno-terestrickému prostrediu. Relikty jurských sedimentov predstavujú bazálnu litofáciu liasu.

Výrazným štruktúrno-tektonickým prvkom v geologickej stavbe územia je bradlové pásmo. Sedimentácia v oblasti bradlového pásma prebiehala nepretržite od strednej kriedy do paleogénu. Spodnokriedové a staršie sedimenty sa tu zachovali len vo forme úlomkov a olistolitov v hruboklastických fáciách vrchnej kriedy a bradlového paleogénu. Sedimentácia v strednej kriede (alb - cenoman) mala flyšoidný vývoj s uložením škvrnitých slieňovcov, ílovitých vápencov a vápnitých pieskovcov. Táto sedimentácia končí v spodnom turóne uložením pestrých ílov a ílovcov.

Po spodnom turóne tu došlo k výrazným vrásnivým pohybom (subhercýnska fáza vrásnenia - A. Matějka 1964). Nová morská transgresia v oblasti bradlového pásma sa začala v konaku až spodnom santóne sedimentáciou pestrých slieňov, slieňovcov a brekcií s materiálom jurských až strednokriedových sedimentov.

Na skúmanom území nie sú priame dôkazy o prerušení sedimentácie medzi kriedou a paleogénom vplyvom laramskej fázy vrásnenia a predpokladáme, že vrchnokriedová sedimentácia tu prebiehala nepretržite do paleogénu. V spodnom paleocéne došlo k značným paleogeografickým zmenám. More zaplavilo vyvrásnené a denudáciou postihnuté bradlové pásmo, ktoré sa stalo južnou okrajovou zónou flyšovej geosynklinály. V spodnom paleocéne sa začali usadzovať flyšové, pomerne hrubodetritické sedimenty pročského súvrstvia, ktorého klastický materiál tvoria horniny pochádzajúce z paleozoických a mezozoických jednotiek centrálnych Západných Karpát a bradlového pásma. V spodnom a strednom eocéne pokračovala v priestore bradlového pásma flyšová sedimentácia (pieskovce, zlepence), ktorú koncom

lutétu vystriedala pelitická sedimentácia (pestré íly, ílovce). Flyšová sedimentácia opäť pokračovala až do vrchného eocénu.

Územie južne od bradlového paleogénu, kde neskôr začal sedimentovať vnútrokarpatský paleogén, bolo v paleocéne súšou. Morská transgresia sa tu začala už v spodnom eocéne sedimentáciou premenlivo hrubých polôh bazálnych zlepencov, brekcií a pieskovcov borovského súvrstvia s prevahou karbonátov. Neskôr sa v strednom eocéne (ojedinele už aj v spodnom eocéne) začali usadzovať prevažne ílovcovo-pieskovcové sedimenty (hutianske súvrstvie) a táto sedimentácia miestami pokračovala až do vrchného eocénu. Na iných miestach v strednom eocéne sa usadzovali mohutné polohy ílovcovo-pieskovcových rytmických sedimentov zuberského súvrstvia. Táto sedimentácia pretrvala miestami až do spodného oligocénu.

V čase tektonického nekludu vo vrchnom eocéne sa vynorili bazálne vrstvy a mezozoický podklad, ktoré poskytli úlomkový materiál pre vznik nesúvislých polôh zlepencov typu podmorských náplavových kužeľov (pucovské zlepence). Sedimentácia vnútrokarpatského paleogénu sa skončila vo vrchnom eocéne až v spodnom oligocéne uložením hrubých polôh prevažne pieskovcov (bielopotocké súvrstvie). Na území severne od bradlového pásma sa sedimentácia začala v spodnom eocéne (belovežské vrstvy). Na báze sa tu nachádzajú prevažne detritické fácie, ktoré občas postupne prechádzajú do drobnorytmických flyšových sedimentov a vo vyššom strednom eocéne do pelitických facií. Pelitický vývoj belovežských vrstiev postupne prechádza do strihovských vrstiev, v ktorých prevládajú jemnozrnné až strednozrnné pieskovce. Stredný eocén v strihovských vrstvách zastupujú pestré červené íly až ílovce a ílovce zlínskeho typu. Po sedimentácii pelitických vrstiev sa splytčil sedimentačný bazén, v ktorom sa usadzovali sedimenty malcovských vrstiev tvorené na báze karbonatickými zlepencami a brekciami s numulitmi vrchnoeocénneho veku. Miestami sa vyskytla sedimentácia vrstiev menilitového typu. Sedimentácia sa končí vo vyššom vrchnom eocéne uložením prevažne pelitických sedimentov s vložkami sľudnatých a ílovitých pieskovcov.

Významným obdobím v geologickom vývoji územia bol vznik neogénneho sedimentačného priestoru, ktorý sa začal formovať na rozhraní oligocénu a miocénu. Zárodočný sedimentačný bazén sa sformoval v egeri v SZ časti panvy pozdĺž zlomov smeru V - Z. Následne časť sedimentov egeru v dôsledku výzdvihu flyšových Karpát denudovala a zachoval sa len malý relikt v okolí Prešova (J. Nemček - R. Rudinec 1983). Podľa D. Vassa (1981) egerská perióda sedimentácie náleží ešte ranej molase, ktorej vývoj ukončili prvé vrásnivé pohyby vo vonkajšom flyši. Vlastná východoslovenská vnútrohorská molasová panva vznikla v egenburgu a jej výplň tvorí hlavná molasa v rozpätí egenburg - sarmat. Viaceré skutočnosti týkajúce sa vývoja panvy i poznatkov o stavbe panvy a jej podložia nasvedčujú, že panva sa roztvárala a vyvíjala ako panva typu "pull-apart" (D. Vass in V. Baňacký a kol. 1987). Začala sa roztvárať v egenburgu, a to v pomerne úzkej zóne pozdĺž bradlového pásma. Jej subsi-

denciu kontrolovali synsedimentárne zlomy v smere ZSZ - VJV. Znos materiálu do panvy prebiehal pravdepodobne z juhu a s morom bola panva spojená od SZ až SSZ (J. Nemčok - R. Rudinec 1983). Sedimenty egenburgu transgredovali prevažne na vnútrokarpatský paleogén. Zachovali sa hlavne v prešovskej a čelovskej čiastkovej depresii, ktoré oddeľuje úzky chrbát paleogénnej kapušianskej hraste.

V prešovskej oblasti (prešovské súvrstvie) má sedimentácia v celom rozsahu morský vývoj v podmienkach sublitorálu až neritika. V čelovskej depresii (čelovské súvrstvie) sa začala sedimentácia v podmienkach normálneho mora (sublitorál), o čom svedčí morská mikrofauna a bazálne glaukonitické pieskovce. V ďalšom vývoji nastalo vysladzovanie a snáď až úplné vysladenie, čoho dôkazom sú polohy hrubodetritických sedimentov, slojky lignitového uhlia a mikrofaunistická ochudobnenosť až sterilita sedimentov. Degradáciu sedimentačného priestoru a autonómny vývoj v čiastkovej čelovskej depresii evidentne spôsobilo prerušenie jej komunikácie s morom v priľahlej prešovskej oblasti.

Už v období egenburgu sa aktivoval kyslý ryolitový vulkanizmus. Jeho produkty zistil vrt Čelovce-1 v čelovskej čiastkovej depresii (J. Slávik et al. 1960). Ide v podstate o drobnozrnné ryolitové tufy uložené vo vodnom prostredí. Centrum tohto vulkanizmu nie je známe, predpokladáme však, že vzniklo v oblasti subsidujúcej čelovskej depresie.

Otnang je vo východoslovenskej panve obdobím výzdvihu a prerušenia sedimentácie.

V karpate roztváranie panvy pokračovalo. Panva sa rozšírila, zmenila sa orientácia jej osi na JV a panva sa zároveň prehĺbila v tomto smere. More zaplavilo takmer celú severnú časť Košickej kotliny včítane územia pod Slanskými vrchmi. Morskú transgresiu v karpate na báze zastupuje detritická fácia. More transgredovalo od Z, resp. SZ, čo presvedčivo dokumentujú denudačné relikty bazálneho detritu na paleogéne Šarišskej vrchoviny i na predterciérnych jednotkách pri Orienovskej Novej Vsi a Lemešanoch (S. Karolí a kol. 1986). Lokálna neprítomnosť tohto detritu na mezozoickom podloží v hlbších častiach panvy, kde nie je pravdepodobná jeho tektonická redukcia, zároveň dokumentuje členitosť morfológie reliéfu, na ktorý karpatské more transgredovalo.

Rozsah a vývoj karpatského morského bazénu sa určoval hlavne na základe pozdĺžnych a synsedimentárnych zlomov SZ - JV smeru. Po usadení bazálneho detritu sa sedimentácia v bazéne zjemňuje a ílovcovo-pieskovcové sedimenty sa usadzovali v podmienkach neritika až plytkého batyálu s výnimkou kapušianskej oblasti, kde je známy plytkovodný (rotaliový) vývoj. Tu však chýbajú bazálne detritické vrstvy a more túto oblasť zaplavilo až vo vyššej časti bazálneho karpatského súvrstvia. V období karpátu sa znovu aktivizoval ryolitovo-ryodacitový vulkanizmus a jedno z jeho eruptívnych centier (alebo skupinu centier) predpokladáme v severnej časti Slanských vrchov v oblasti Zlatej Bane. Produktom tohto vulkanizmu sú veľké masy ryolitovo-ryodacitových vulkanoklatík, prevažne tufov, zistených vrtmi

v oblasti Zlatej Bane (M. Kaličiak 1980). Vulkanoklastiká sú súčasťou teriakovského súvrstvia. Ľ. Divinec a kol. (1988) uvádza z tejto oblasti aj intruzívne formy ryolitových telies. Za ekvivalent tohto ryolitového vulkanizmu považujeme tiež izolované relikty ryolitových vulkanoklastík na peliticko-psamitických sedimentoch teriakovského súvrstvia pri Finticiach. Záver sedimentácie teriakovského súvrstvia má známky postupného odškrcovania bazénu (pyritizovaná mikrofauna, hojný autigénny pyrit), ktoré vrcholí fázou evaporitizácie v nadložnom súvrství.

Nadložné soľnobanské súvrstvie v strednej časti karpátu reprezentuje regresné štádium vývoja panvy. Došlo k splytčeniu bazénu a v priestore rozsiahlych plytčín v širšej oblasti Solivaru vznikol anhydritový val. Jeho čiastočné vynorenie a následná erózia podmienila vznik až niekoľko desiatok m hrubej polohy anhydritových pieskovcov na báze súvrstvia. Ďalší vývoj prebiehal v podmienkach sublitorálu až supralitorálu, keď sa periódy evaporitizácie striedali s periódami prílivu čerstvých vôd z otvoreného mora, ktoré zanechávali chudobné asociácie mikrofauny. Výraznú osciláciu morskej hladiny v bazéne dokumentuje striedanie polôh evaporitov (halit, anhydrit, sadrovec) s pelitickými a detritickými sedimentami, pričom obsah evaporitov do nadložia klesá. More v tom čase pokleslo do najhlbších častí panvy, kontrolovanej naďalej pozdĺžnymi zlomami s pozvoľnou subsidenciou. V osovej časti panvy, resp. pozdĺžnej grabenovej štruktúry smeru SZ - JV sa sformovala úzka pozdĺžna hrast' od Zámutova smerom na Zlatú Baňu, ktorá neskôr zohrala významnú úlohu ako paleogeografická bariéra najmä pri rozšírení evaporitových facií (karpatská fáza ju nepresiahla od JZ, strednobádenská od SV).

Prechod do nadložného kladzianskeho súvrstvia je pozvoľný. Toto súvrstvie ešte v spodnej časti obsahuje makroskopické primárne sírany, vo vyššej časti súvrstvia je výskyt síranov už len mikroskopický. V pozvoľne subsidujúcom sedimentačnom bazéne sa na plochom reliéfe postupne zaplavovalo územie smerom na J a JV. V SZ časti sa územie čiastočne konsolidovalo a more tu nedosiahlo pôvodné rozšírenie, na JZ však zaplavilo detrity z bázy karpátu a transgredovalo na jednotky Čiernej hory.

Oživenie tektonických pohybov v spodnom bádene sa odrazilo v rozšírení sedimentačného priestoru smerom na juh a v posune jeho osi na JZ. Spojenie s morom bolo naďalej od SZ a Z. Plytkošelfová sedimentácia na hranici nasýtenia CaSO_4 pokračovala v SZ časti sedimentačného bazénu aj v bazálnej časti spodného bádenu. Pestré pelitické sedimenty (súčasť kladzianskeho súvrstvia) sú s najväčšou pravdepodobnosťou laterálnym ekvivalentom detritických vrstiev z centrálnej časti panvy, kde prebiehala sedimentácia v podmienkach sublitorálu až plytkého neritika (nižnohrabovské súvrstvie). Tento rozdielny vývoj sedimentácie pravdepodobne limitovala existencia už zmienenej pozdĺžnej hraste v smere Zámutov - Zlatá Baňa, ktorá poslúžila ako paleogeografická bariéra. V ďalšom vývoji typické sivé pelity spodného bádenu na SZ (mirkovské súvrstvie) ostro nasadajú na sedimenty tzv. pestrého (netypického) vývoja spodného

bádenu. Toto ostré rozhranie bez výraznejších detritov poukazuje na náhly charakter poklesov pozdĺž priečných SV - JZ zlomov. I keď došlo k čiastočnému prepojeniu mora centrálnej časti panvy do dnešnej oblasti Košickej kotliny, v kotline prebiehala kľudná sedimentácia mimo dosahu prínosu hlavnej masy detritického materiálu zo severu.

Tu sa stredný bádén veľmi pozvoľne (litologicky i mikrofaunisticke) vyvíjal zo spodného bádenu a tvorí s ním jeden sedimentačný cyklus (mirkovské súvrstvie). V centrálnej časti panvy, resp. pozdĺž jej SV okraja bol vo vyššej časti spodného bádenu aktivovaný kyslý ryodacitový vulkanizmus. Po depozícii hrabovských ryodacitových tufov v najvyššej časti nižnohrabovského súvrstvia došlo k prehĺbeniu sedimentačného bazénu a sedimentácii vranovského súvrstvia v podmienkach až hlbšieho neritika, ktoré je peliticko-detritickým ekvivalentom vrchnej časti mirkovského súvrstvia.

Segmentácia panvy systémom priečných zlomov znamenala jej ďalšie prehĺbenie a posun sedimentačných priestorov smerom na JV, takže po splytčení a degradácii morského bazénu v SZ časti panvy na konci stredného bádenu sa morská sedimentácia končí. V centrálnej časti panvy pokračovala sedimentácia evaporitov (zbudzské súvrstvie). Vzhľadom na veľké hrúbky evaporitových sedimentov a relatívne malú kontamináciu soli je pravdepodobné, že sedimentácia tu prebiehala nielen v plytkých, obmedzených lagúnach, ale hlavne v hlbších nádržiach s dominantnou úlohou dnových soľaniek.

Výrazný zvrät v celkovom vývoji neogénnej panvy a predovšetkým vo vývoji vulkanizmu predstavuje obdobie od vrchného bádenu. Zmenila sa orientácia sedimentačného bazénu, ktorého spojenie s morom bolo od juhu (J. Nemčok - R. Rudinec, 1983). Počas vrchného bádenu roztvárajúca sa a rýchlo subsidiujúca panvu sprevádzala poklesová tektonika jednak v pozdĺžnom, ale hlavne v priečnom smere. V centrálnej časti panvy bol obnovený normálny morský režim sedimentácie, ale na skúmané územie sa nerozšíril (lastomírske súvrstvie). V SZ časti panvy nastali výrazné paleogeografické zmeny. Výzdvih predneogénnych jednotiek pri západnom okraji panvy a zároveň poklesávanie neogénnej molasy pozdĺž kosých S - J zlomov podmienili intenzívnu eroziu územia pri západnom okraji sedimentačného bazénu.

Prudké splachy zo strmého reliéfu transportovali obrovské masy detritického materiálu, ktorého hrubozrnné akumulácie (varhaňovské štrky) bezprostredne pri západnom okraji panvy majú charakter piedmontnej fácie. Ďalej na východ a juhovýchod bol hrubodetritický materiál transportovaný vo vodnom prostredí pravdepodobne ako rozsiahle "mokré" náplavové kužele (wet fans). Vyššie prechádza sedimentácia do pelitického vývoja, ktorý podľa J. Čverčka (1973) predstavujú kontinentálne, sladkovodné a jazerné (klčovské súvrstvie) uloženiny.

Zintenzívnenie tektonických pohybov malo za následok zvýraznenie hĺbkového dosahu zlomov až do vrchného plášťa a obnovenie vulkanickej činnosti. Vo vrchnom bádene sa aktivizoval kyslý ryolitový a ryodacitový a intermediárny andezitový vulkanizmus. Pozdĺžne zlomy (SZ-JV), kulisovite obmedzujúce pre-

hlbujúcu sa centrálnu grabenovú štruktúru v panve, sa pravdepodobne stali prírodnými cestami kyslého ryolitového a ryodaciového vulkanizmu. K tejto vulkanickej aktivite radíme fácie vulkanoklastík v bazálnej časti súvrstvia (Kráľovce, Tuhrina, Zámotov, Soľ) a extruzívno-intruzívne fácie ryodacitov (Zámotov, Merník).

O existencii andezitového vulkanizmu z obdobia vrchného bádenu svedčí prítomnosť fragmentov pyroxenických andezitov v biostratigraficky i rádiometricky datovaných ryolitových tufoch pri Kráľovciach (M. Kaličiak a kol., 1984).

Vrchnobádenské andezity súvislejšie vystupujú na povrch západne od Zámotova, kde sa zachovali relikty menšieho andezitového stratovulkánu Ošvárska (M. Kaličiak a kol., 1985). Predpokladáme, že v oblasti Slanských vrchov mal andezitový vulkanizmus vo vrchnom bádene ešte obmedzený rozsah bez rozsiahlejších vulkanických štruktúr, čo by svedčilo o nedostatočnom vývoji plytších podpovrchových rezervoárov andezitovej magmy v tomto období.

V období sarmatu v panve kulminovala sedimentácia a vulkanizmus. Podľa D. Vassa (1988) rýchlosť sedimentácie vo východoslovenskej panve kulminovala v spodnom sarmate a predchádzala kulminácii vulkanizmu. Intenzívnu subsidenciu v panve v období sarmatu kontrolovala poklesová tektonika v pozdĺžnom a priečnom smere, ale aj pozdĺž kosých zlomov v smere S - J. Tieto intenzívne subsidenčné pohyby, pretrvávajúce už od vrchného bádenu, boli najväčšie v spodnom až strednom sarmate a vo vyššom sarmate postupne doznievali.

Ďalej sa redukoval sedimentačný bazén, ktorého rozsah sa už obmedzoval len na juhovýchodnú časť a južnú časť skúmaného územia. S morom bol spojený od juhu.

Netypický sladkovodný vývoj hlavne pelitických fácií tu pokračoval neprerušovane z vrchného bádenu až do bazálnych častí spodného sarmatu (klčovské súvrstvie). Bázu spodného sarmatu v typickom brakickom vývoji reprezentuje lokálne vyvinutý horizont rankovských ryolitových tufov, v nadloží ktorých sedimentovali predovšetkým pelitické fácie s polohami detritických sedimentov. Podstatnou zložkou týchto detritov je už aj vulkanický materiál (andezity), znosová oblasť bola však naďalej hlavne na západe. Brakické prostredie sedimentácie pretrvalo až do strednej časti sarmatu.

S výraznými tektonickými pohybmi a blokovým rozpadom územia je v sarmate úzko spätá aj intenzívna vulkanická činnosť. Jej produktom sú jednak ryolitové vulkanoklastiká v bazálnej časti sarmatu (rankovské tufy), ale hlavne produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu, ktoré tvoria v Slanských vrchoch takmer súvislú reťaz menších i väčších andezitových stratovulkánov. Pozíciu vulkanických centier vo vzťahu k morfoštruktúram podložia znázorňuje obr. 2.

Podľa biostratigrafických údajov a rádiometrických vekov erupatívna činnosť pulzovala od spodného sarmatu do spodného panónu a kulminovala v strednom sarmate (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987). Na začiatku sarmatu sa formovala spodná bazálna časť

stratovulkanickej stavby väčších stratovulkánov (Strechový vrch, Makovica, Zlatá Baňa, Štavica) a ich vulkanické štruktúry sa vyvíjali v rozdielnom prostredí. Kým spodná stavba stratovulkánov Strechový vrch, Makovica i južná časť zlatobanského stratovulkánu sa vyvíjali v subakválnom prostredí spodnosarmatského mora, v severnej časti bol vulkanický materiál erupovaný z centier zlatobanského a štavického stratovulkánu deponovaný v suchozemskom, terestrickom prostredí, prípadne vo fluviálno-limnickom prostredí.

Aj v ďalšom období sa sedimentačný bazén redukoval a podmienky vývoja jednotlivých andezitových stratovulkánov sa zmenili.

Andezitová vulkanická činnosť kulminovala v strednom sarmate a v dôsledku intenzívnej explozívno-efuzívnej činnosti sa vytvorili rozsiahle stratovulkanické kužele. Vulkanické produkty z erupčných centier boli transportované na vulkanické svahy už existujúcich vulkanických kužeľov, kde vyplňovali radiálne orientované paleoúdolia. Túto vulkanickú činnosť v dôsledku migrácie andezitovej magmy pozdĺž zlomov sprevádzal aj vznik menších parazitických andezitových vulkánov (Košícký Klečenov, Vechec, Raňkovské skaly, Šebastovka).

Vznik hlavnej stavby andezitových stratovulkánov sprevádzala rozsiahla intruzívna a extruzívna činnosť. V centrálnych vulkanických zónach stratovulkánov do subvulkanických až intravulkanických úrovní prenikli intruzívne telesá dioritových porfyrítov rôznych morfológických tvarov, s ktorými je úzko spätá aj hydrotermálna činnosť a zrudňovacie procesy. Prívodnými cestami pre prenik extruzívnych kupolovitých a domatických andezitových telies, ako aj plytkointruzívnych lakolitových telies dioritových porfyrítov boli predovšetkým okrajové zlomy obmedzujúce panvu zo SV a JV, ako aj priečne SV-JZ zlomy.

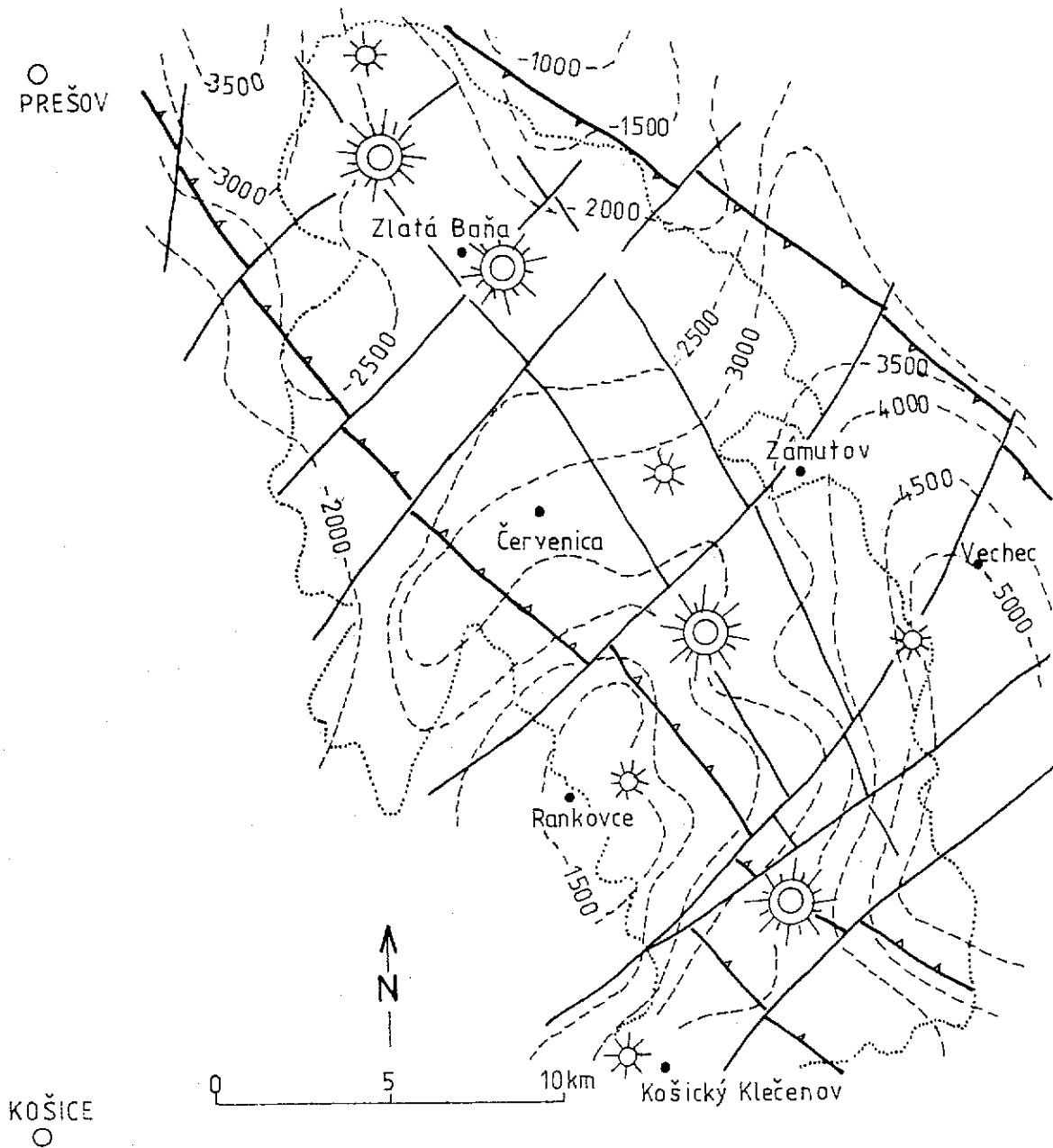
V priebehu vyššieho sarmatu až spodného panónu vulkanická aktivita postupne klesala, efuzívna činnosť slabla a drobné dajkovité andezitové telesá prenikali do centrálnych zón stratovulkánov, resp. do oblasti stratovulkanických kužeľov.

V andezitových stratovulkanických štruktúrach, ktoré sú v súčasnosti len reliktnami pôvodnej stavby, vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu. Centrálna vulkanická zóna sú tvorené reliktnami vulkanických kužeľov, intruzívnymi komplexami dioritových porfyrítov alebo centrálnymi andezitovými nekmi. Pre oblasť vulkanických kužeľov sú charakteristické autochtónne pyroklastiká a rozsiahle lávové efúzie. Tieto fácie sa vzájomne striedajú a uložené sú periklinálne smerom od centra vulkanických štruktúr.

Prechodné vulkanické zóny (stratovulkanický plášť) sú tvorené prevažne lávovými prúdmi a vulkanoklastikami vo fáciách redeponovaných pyroklastík i epiklastík.

Periférna vulkanická zóna (oblasť proluviálnej roviny) pozostávajú prevažne z rôznych fácií andezitových epiklastík, redeponovaných pyroklastík a z reliktovej lávových prúdov.

Po degradácii brakického mora sa vo vyššom sarmate začali v sladkovodnom plytkom bazéne opätovne usadzovať typické limnické íly s časťami vložkami lignitového uhlia a uhoľných ílov.



- | | | | |
|--|---|--|---|
| | zlomy ohraničujúce pozdĺžnu grabenovú štruktúru | | vulkanické centrá polygénnych andezitových stratovulkánov |
| | zlomy | | vulkanické centrá mladších andezitových vulkánov |
| | izohypsy predneogénneho podłożia | | hranice vulkanitov na povrchu |

Obr. 2 Pozícia centier andezitového vulkanizmu vo vzťahu k morfoštruktúram podłożia (M. Kaličiak, 1988 s použitím podkladov L. Pospíšila - L. Husáka, 1985)

Podstatnou zložkou týchto sekvencií, ktoré tiež v južnej časti územia čiastočne prekrývajú časť periférnej zóny stratovulkánu Strechový vrch, sú rôzne fácie redeponovaných tufov a drobných andezitových epiklastík.

V období intenzívnej vulkanickej aktivity a rýchleho rastu stratovulkanických andezitových štruktúr sa vnútri vulkanického areálu Slanských vrchov vytvárali izolované depresie, v ktorých sa neskôr tiež usadzoval limnický materiál so vznikom lignitového uhlia a limnokvarcítov (Banské, Jusková Voľa, Židov laz a iné).

Intravulkanická panvička Banské sa vytvorila v okrajových zónach andezitových stratovulkánov Strechový vrch, Makovica a Vecheč.

Koncom pliocénu riečno-jazerná sedimentácia vyznievala na území východne od Slanských vrchov južne od čiary Cabov - Sečovská Polianka. Zanechala po sebe drobné štrky zastúpené kremeňom, kremencom, kremenným pieskovcom a silicítmi. V tomto období vznikala poriečna roveň, ktorej relatívna výška západne od Slanských vrchov je 70 - 130 m, východne od Slanských vrchov a v oblasti Skrabského, Komarian a Vranova 100 - 160 m a v oblasti Hanušovskej pahorkatiny až 200 m.

V staršom pleistocéne sa morfológicky ďalej diferencovali morfoštruktúry Šarišskej vrchoviny, Čiernej hory a Slanských vrchov a individualizovali sa jednotlivé pozitívne štruktúry v Košickej kotline (hrastová štruktúra Viničnej, varhaňovského chrbta, podslanská úpätná morfoštruktúra) aj východne od Slanských vrchov (podslanská úpätná morfoštruktúra).

Po veľkej erózii začiatkom pleistocénu, počas ktorej sa toky zarezávali a prehĺbovali svoje doliny, sa v staršom pleistocéne akumulovali fluviálne sedimenty, ktoré mladšie neotektonické pochody a erózia upravili do terasovej formy. V ďalšom období staršieho pleistocénu prolúviálne procesy deformovali terasy a neskoršia erózia materiál terás odstránila. Intenzívne mrazové zvetrávanie v podmienkach periglaciálnej klímy spôsobilo dezintegráciu vulkanitov v Slanských vrchoch, ktoré sa stali zdrojovou oblasťou rozsiahlych náplavových kužeľov a svačovín. Zvetrávacie procesy na slienovcoch bradlového pásma v Beskydskom predhorí produkovali masy hlinitých delúvií, ktoré Topľa usmernovala do Východoslovenskej nížiny.

V mindelskom glaciáli prekryli úpätnú časť Slanských vrchov soliflukčné sedimenty. Tieto sedimenty, ako aj sedimenty nahromadené v oblastiach horných tokov potokov vytekajúcich zo Slanských vrchov, boli vodnými tokmi a suťovými prúdmi ukladané na podhorí v tvare náplavových kužeľov. V dolinách Hornádu, Torysy a Tople dochádzalo k fluviálnej sedimentácii. Fluviálne sedimenty Torysy z tohto obdobia dokumentujú tendenciu zatlačovať jej tok smerom na západ. Pokračovali zvetrávacie procesy a deluviálna činnosť.

Po akumulácii v mindeli sa znížila miestna erózna báza (do obdobia akumulácie v staršom rise o 35 - 40 m, do mladšieho risu o 50 - 55 m). V teplejšom období M/R interglaciálu sa vytvárali pôdy (Močarmany).

Začiatkom risu deluviálno-fluviálne procesy odnášali a premiestňovali z podhoria Slanských vrchov pliocénne drobné štrky až k rovine Ondavy. V staršom rise prebiehala intenzívna fluviálna a proluviálna sedimentácia. Terasový stupeň Torysy a náplavové kužele potokov vytekajúcich zo Slanských vrchov tvorené sedimentami z tohto obdobia tvoria aj dnes morfológicky najvýraznejšie formy reliéfu. Mrazové zvetrávanie v členitom reliéfe vulkanitov Slanských vrchov vytváralo podmienky pre vznik gravitačných sedimentov.

V mladšom rise sa po hĺbkovej a následnej laterálnej erózii znovu akumulovali fluviálne a proluviálne sedimenty. Pozorovať začínajúci sa prejav eolicko-deluviálnej činnosti, ktorej produkty - sprašovité hliny - úplne odstránila erózia koncom risu.

Zahĺbenie tokov a ich laterálna erózia po uložení sedimentov risu vytvorili súčasné dno kotliny. V teplejšom období R/W interglaciálu prebiehali pôdotvorné procesy a intenzívne chemické zvetrávanie (pseudoškrapy na blokoviskách v Slanských vrchoch).

Nástup wŕrmu bol v znamení intenzívnej fluviálnej a eolicko-deluviálnej činnosti, v riečnom dne vznikol štrk. V dôsledku epizodických privalov vôd sa na úpäti Slanských vrchov tvorili náplavové kužele. Proluviálne procesy vytvorili menšie kužele aj v Beskydskom predhorí. Koncom wŕrmu sa zintenzívnila eolická činnosť, prevažná časť akumulácií spraší však bola v neskorších obdobiach redeponovaná.

V holocéne sedimentovali hliny, íly a piesky. Pri vyústení potokov do hlavných dolín sa vytvárali najmladšie náplavové kužele. V teplejších obdobiach (atlantik, epiatlantik) vznikli holocénne nívne pôdy.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

STARŠIE PALEOZOIKUM (KRYŠTALINIKUM)

Kryštalínium Čiernej hory je alpínsky štruktúrne výrazne prepracované, ale biostratigraficky doteraz nebolo datované. Jeho predpokladaný staropaleozoický vek (S. Jacko, 1978, 1985) vyplýva z petrograficko-štruktúrnych štúdií a z prítomnosti valúnov kryštalínika v obalovom karbone a perme a v súlade s predbežnými výsledkami rádiometrického datovania biotitického granodioritu je určený na 309 mil. rokov (J. Kantor - osobná informácia). Vyčlenené litostratigrafické jednotky - lodinský komplex a komplex Bujanovej - (S. Jacko, 1985) sa tektonicky stýkajú na systéme foliačných plôch fylonitov oboch komplexov. Tento tektonický styk je miestami zvýraznený budinami spodnotriasových kremenných pieskovcov.

L o d i n s k ý k o m p l e x

183 - diaftoritizované a fylonitizované kremenné ruly, amfibolity

Sú to svetlošedé a zelenošedé horniny s reliktnými zámkovitými izoklinálnymi ležatými vrás fixovanými sekrečným kremeňom. Bridličnatosť rúl je klivážou osovej roviny vrás. Horninu predstavuje najmä undulózný kataklastický kremeň a poikiloblastický plagioklas (An_{27-31}), nepodstatné zastúpenie má K-živec, muskovit, chloritizovaný a baueritizovaný biotit. Šľudy sú obvykle deponované v nepriebežných prúžkoch sledujúcich foliáciu horniny.

Ako akcesorické minerály sa zistili zirkón, apatit, xenotím, magnetit, titanomagnetit a pyrit. Štruktúra hornín je blastoporfyricko-lepidogranoblastická.

Svetlošedozelené sericiticko-kremenné fylonity majú húžvovitú odlučnosť kontrolovanú plochami foliácie a diagonálnej kliváže. Proterogénne komponenty (plagioklas, kremeň, muskovit, vzácné K-živec a chloritizovaný biotit) dosahujú veľkosť do 0,5 mm. Matrix je synkinematicky rekryštalizovaný, zrnitý (0,02 - 0,06 mm) a skladá sa z kremeňa, sericitu, zoisitu a chloritu. Akcesórie tvoria proterogénne zrná magnetitu, titanomagnetitu, zirkónu, apatitu.

Amfibolity tvoria dve ložné telesá metrových hrúbok vo foliácii kremenných rúl. Sú to drobno- až strednozrnné tmavozele- lené kompaktné horniny s granonematoblastickou štruktúrou a s podstatným zastúpením mierne chloritizovaného amfibolu (d/c 20 - 24⁰) a sericitizovaných i sausuritizovaných plagio-

klasov (An_{32-34}). Z akcesórií je prítomný titanit, apatit a zirkón a zo sekundárnych minerálov okrem sericitu, chloritu a leukoxénu minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a kalcit.

K o m p l e x B u j a n o v e j

Tvorí podstatnú časť kryštalinika Čiernej hory na skúmanom území. Xenolity migmatitov a rúl sú najviac zastúpené pri SZ okraji telesa granitoidov, ktoré zaberá podstatnú časť Ťahanovskej elevácie kryštalinika.

182 - stromatitické až nebulitické migmatity a biotitické pararuly

Stromatitické až nebulitické migmatity tvoria typické cm - dm hrubé polohy metatektu vo foliačných plochách horniny. Metatekt nebuliticky vyznieva v smere foliačných plôch. Kolmo na foliáciu sú hranice metatektu a substrátu obvykle ostré. Substrát migmatitov má granolepidoblastickú štruktúru a tvorí ho hlavne mierne chloritizovaný biotit, sericitizovaný plagioklas (An_{27-29}) a slabo undulózny kremeň. Nepodstatné zastúpenie má slabo sericitizovaný K-živce. Akcesorický módus majú zirkón, apatit, xenotím, magnetit a pyrit. Granoblastický metatekt má aplitické zloženie.

Jemnozrnné šedohnedé biotitické pararuly tvoria neostro ohraničené šošovkovité telesá hrúbok okolo 1 m, ktoré sú najviac rozšírené v exokontakte migmatitov. Tvorí ich biotit, plagioklas (An_{26-30}), kremeň, K-živce, muskovit, zirkón, apatit a rudný komponent.

181 - biotitické granodiority až tonality

Biotitické granodiority sú hlavným reprezentantom plutonitov komplexu Bujanovej. Sú to šedozelené, strednozrnné horniny s priemerným modálnym zložením: kremeň 26 %, K-živce 12 %, plagioklas 51 %, biotit 10 %, apatit 1 % a s chemizmom vyčísleným v nasledujúcej tabuľke: (B. Cambel, 1962, lokalita Ťahanovský lom).

Tab. 1 Chemické zloženie granodioritu

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅
66,16	0,57	15,20	2,86	1,34	0,09	3,67	1,72	2,86	4,10	0,22	1,40	0,31

Živce, kremeň a biotit sú mierne kataklazované. Plagioklasy patria k trom generáciám. Akcesórie sú zastúpené muskovitom, apatitom, zirkonom, magnetitom. V hornine sú časté cm žilky kremeňa, chloritu, epidotovo-zoisitových minerálov, hematitu, pyritu s ojedinelými drobnými hniezdami kremeňa a molybdenitu (V. Radzo, 1958). Tonality tvoria neostré do 10 cm hrubé zóny

na styku biotitického granodioritu s metamorfitmi, resp. difúzne (nedokonale asimilované) pruhy v biotitickom granodiorite. Hornina má šedohnedú farbu, je drobno- až strednozrnná, s hniezdovitou akumuláciou biotitu. Od granodioritu sa líši zvýšeným obsahom plagioklasu a biotitu, zníženým módom kremeňa, K-živca a absenciou akcesorického muskovitu.

MLADŠIE PALEOZOIKUM

PERM

Sedimenty permu predstavujú bazálnu časť obalovej sekvencie kryštalinika a majú autochtónnu pozíciu. Sú rozčlenené na dve súvrstvia korelované s brusnianskym a predajnianskym súvrstvím ľubietovskej skupiny severného veporika (A. Vozárová, 1979). Na základe superpozície voči kryštaliniku a horizontom spodného triasu, litologickej povahy sedimentov a korelácie s ostatnými výskytmi mladšieho paleozoika severného veporika sa tieto súvrstvia zaraďujú do spodného až vrchného permu (A. Vozárová, 1986).

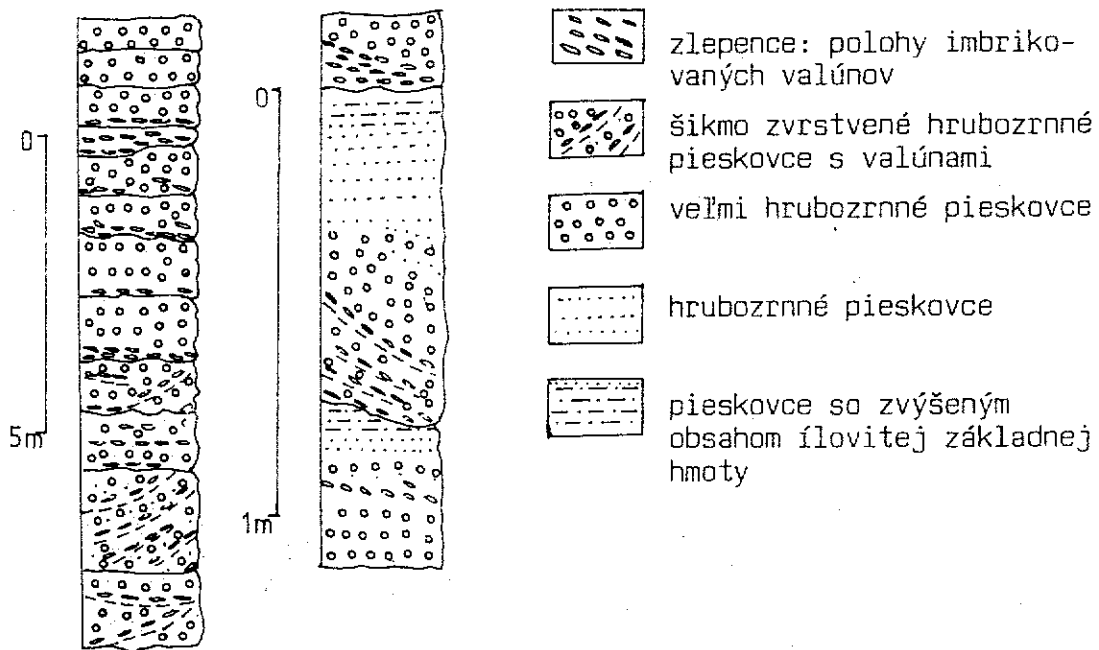
B r u s n i a n s k e s ú v r s t v i e

Predpokladaná hrúbka súvrstvia je 150 - 300 m. Pre toto súvrstvie je charakteristické pestré sfarbenie sedimentov, mnohonásobne cyklický charakter hruboklastických sedimentov typu "braided" alúvií, miešaný zdroj klastického materiálu, ktorý podmienil vznik arkózových a živcových drôb s premenlivým obsahom intraformačných ryolitovo-dacitových vulkanoklastík a prítomnosť nepriebežného ryolitovo-dacitového vulkanogénneho horizontu.

180 - tmavošedé zlepenca, brekcie a hrubolavicovité pieskovce na báze s ojedinelými polohami paleoryolitov a ich vulkanoklastík

Ide o prevažne fialovočervené, hrubozrnné pieskovce s polohami semiangulárnych klastov synsedimentárnych ryolitovo-dacitových vulkanitov a ich vulkanoklastík, ojedinele kremeňa a aplitických granitoidov. Sedimenty majú cyklický, asymetrický "fining-upward" charakter. Bežná je nerovnomerná hrúbka vrstiev, ich vyklinovanie na krátku vzdialenosť a erozívne kontakty medzi vrstvami. Erozívne kanály sú vyplnené zlepenkami s náznakmi imbrikácie valúnov. Jednotlivé vrstvy majú i gradačné a šikmé zvrstvenie (obr. 3). V základnej hmote je hojný hematitový pigment. Vložky pieskovcov majú zloženie arkózových drôb.

Paleoryolity a ich vulkanoklastiká tvoria šošovkovité telesá a majú sýtofialovú farbu, afanitickú textúru s porfyrickými výrastlicami kremeňa, plagioklasu (oligoklas - andezín) a biotitu. Dosahujú veľkosť 1 - 2 mm a tvoria 20 - 30 % objemu



Obr. 3 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentoch brusnianskeho súvrstvia (A.Vozárová, 1986)

horniny. Základná hmota je felzitická až hyalopilitická, tvorí ju devitrifikované sklo a je bohatá na hematitový pigment.

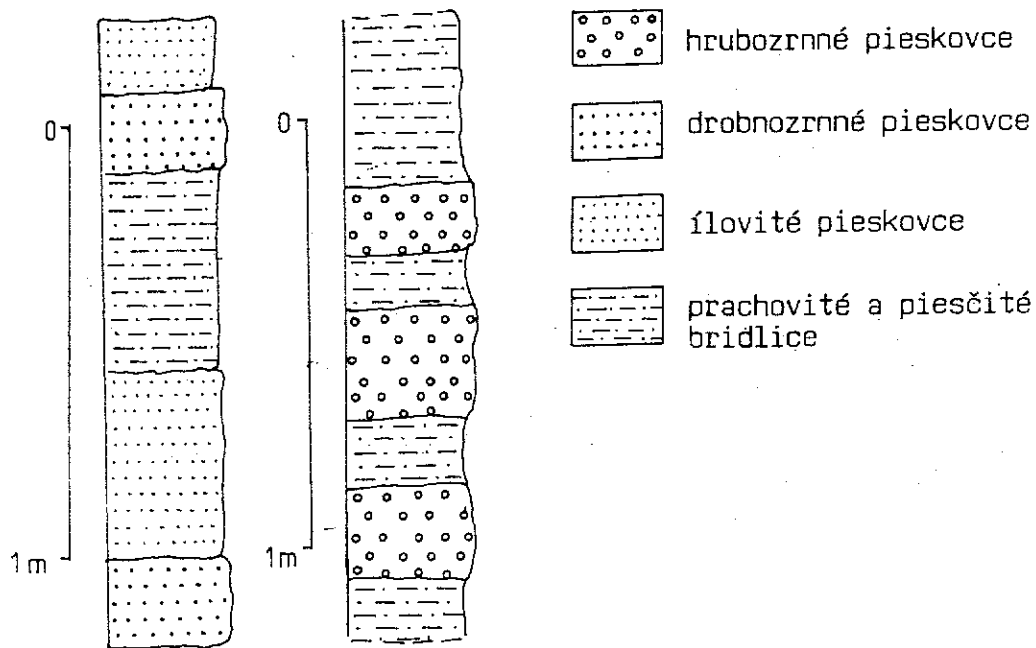
P r e d a j n i a n s k e s ú v r s t v i e

Súvrstvie bolo korelované s predajnianským súvrstviem zo severného veporika a jeho predpokladaná hrúbka je 150 - 250 m. Oproti podložnému súvrstviu výrazne stúpol obsah relatívne jemnozrnejších sedimentov, chýba synsedimentárny vulkanogénny horizont, mení sa charakter usporiadania vrstiev v sedimentárnom súbore a okrem granitoidového a epiklastického vulkanogénneho detritu sa v súvrství objavuje materiál pochádzajúci z metamorfovaných hornín.

Súvrstvie je charakteristické dobre vyvinutou vrstevnatosťou. Hrúbka jednotlivých vrstevných telies je rovnomerná, vrstvy sú stredne hrubé (do 20 - 40 cm). Kontakty medzi vrstvami sú ostré, bez erozívnych znakov. Cykličnosť, ktorá je vyvinutá hlavne vo vrchnej časti súvrstvia; je vyjadrená striedaním vrstiev hrubo- až drobnozrnných pieskovcov, smerom do nadložia až tmavofialových piesčitých a prachovitých bridlíc (obr. 4).

179 - šedé zlepence, pieskovce s vložkami zelených a fialových bridlíc

Pieskovce majú variabilné zloženie a miestami prechádzajú do zlepencov. Petrograficky zodpovedajú arkózovým až litickým drobám. V klastickej frakcii prevláda kremeň nad plagiokla-



Obr. 4 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentoch predajnianskeho súvrstvia (A.Vozárová, 1986)

som a alkalickými živcami. Prítomné sú tiež úlomky ryolitov, dacitov, granitoidov, sporadicky i kremenných svorov, muskovitických metakvarcitov a dvojsľudových svorov. V základnej hmote tvorenej prevažne sericitom a kremeňom je zvýšený obsah klastickej sludy. Akcesoricky je prítomný zirkón, rutil a apatit (A. Vozárová in S. Karolí a kol. 1986).

MEZOZOIKUM

Mezozoické komplexy hornín vystupujúce v skúmanej oblasti majú odlišnú tektonickú pozíciu. V západnej časti územia sú to mezozoické sekvencie spodného triasu až spodnej jury, ktoré ďalej na východ podstieľajú terciér Košickej kotliny. V odlišnej tektonickej pozícii vystupujú kriedové sedimenty v bradlovom pásme, mezozoické komplexy bez známej tektonickej príslušnosti vystupujú v podloží sedimentov vnútrokarpatského paleogénu (len v reze) a olistolity triasových vápencov v sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu.

MEZOZOIKUM BEZ ZNÁMEJ TEKTONICKEJ PRÍSLUŠNOSTI

178 - karbonáty mezozoika (nečlenené) - v reze

Karbonáty mezozoika v podloží sedimentov vnútrokarpatského paleogénu SV od Slanských vrchov zaradil L. Pospíšil a M. Kaličiak (1979) k humenskému mezozoiku, B. Leško (1985) k austroalpínskym príkrovom.

177 - vápence, dolomitické vápence a brekcie (stredný - vrchný trias)

Južne od obce Pavlovce v sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu vystupujú na povrch horniny mezozoika vo forme pretiahnutého telesa v smere V - Z. B. Leško (1965) zistil, že ide o dve polohy hornín, oddelené sedimentami paleogénu, ktoré tu tvoria olistolity. Sú to sivé a tmavosivé dolomitické vápence, miestami brekciovité, s hustou sieťou kalcitových žiliek.

MEZOZOIKUM ČIERNEJ HORY

SPODNÝ TRIAS

L ú ž ň a n s k é s ú v r s t v i e

Lúžňanské súvrstvie je tvorené detritickou fáciou na báze spodného triasu, je väčšinou transgresívne uložené na oboch permských súvrstviach Čiernej hory. Jeho celková hrúbka sa odhaduje na 200 m.

176 - kremenné zlepenice, lavicovité kremenné pieskovce

V bazálnej časti prevládajú drobnozrnné oligomiktné kremenné zlepenice svetlošedej farby s obsahom fragmentov fialovo-sfarbených hornín redeponovaných z podložia. Hrúbka vrstiev sa pohybuje okolo 50 - 60 cm. Smerom do nadložia sa znižuje zastúpenie a veľkosť klastického materiálu. Zlepenice a hrubozrnné pieskovce sú vystriedané strednozrnnými až drobnozrnnými pieskovcami. Vrstvy majú rovnomernú hrúbku a kontakty medzi vrstvami sú ostré, v bazálnych častiach miestami erozívne. Medzi klastami pefitovej veľkosti prevláda kremeň nad živcami (do 10 % - plagioklas, mikroklín, ortoklas), klastickými sľudami a úlomkami felzitických vulkanitov. Akcesoricky je prítomný zirkón a rutil (A. Vozárová in S. Karolí 1986).

175 - fialové a zelené bridlice s hojnými polohami tenkolavicovitých pieskovcov

Lokálna litofácia vystupujúca na povrch severne od Trebejova sa postupne vyvíja z podložného komplexu. Pieskovce tvoria

v súbore bridlíc nepravidelne distribuované lavice (dm hrúbok) s tendenciou ich stenčovania a ubúdania smerom do nadložia na úkor pestrých fialových a zelených bridlíc. Vzájomné kontakty medzi nimi sú ostré. Klastickú frakciu pieskovcov a prachovitých komponentov v bridliciach takmer výhradne tvorí kremeň. Smerom do nadložia v pieskovcoch i bridliciach stúpa obsah karbonátov.

174 - zelené a fialové bridlice s polohami vápnných pieskovcov

Horizont je typický prevahou zelených prachovitých bridlíc nad fialovými bridlicami a sporadickým obsahom tenkých polôh vápnných pieskovcov, miestami s náznakmi šikmého a krížového zvrstvenia. Prachovitou frakciu bridlíc tvorí najmä kremeň, sporadicky i mikroklín, klastická sľuda a úlomky acidných felzitov. Pelitická zložka je rekryštalizovaná na sericit s variabilnou prímiesou rudného pigmentu. Podobné zloženie klastov je aj vo fácii vápnných pieskovcov (A. Vozárová, l.c.).

STREDNÝ TRIAS (ANIS - LADIN)

173 - sivé a tmavosivé lavicovité, miestami masívne dolomity

Vystupujú v nadloží lúžňanského súvrstvia a v podloží lunzských vrstiev. Sú to lavicovité (30 - 60 cm), miestami masívne až brekciovité horniny. Hrúbka lavíc výrazne klesá, keď pribúda bituminózna zložka. Horninu predstavuje prevážne dolomitický mikrosparit s priemernou zrnitosťou cca 0,1 mm. Obsah dolomitu prevyšuje 80 %. Akcesoricky je prítomný chlorit, klastické sľudy, ílovitý komponent, autigénny kremeň, plagioklasy a v bituminóznych polohách pyrit. Brekciovité dolomity vystupujú hlavne v oblasti trebejovského lomu. Tmavošedé, ostrohrané fragmenty s veľkosťou až niekoľko cm sú tmelené klencami dolomitu a preniknuté sieťou dolomitových žiliek. Dolomity (i brekciovité) miestami obsahujú zvyšky krinoidov a zriedkavo i dasykladaceí.

STREDNÝ - VRCHNÝ TRIAS (ANIS - NORIK)

172 - sivé, tmavosivé, masívne i lavicovité dolomity

Je to komplex triasových dolomitov bez nadložných lunzských vrstiev. Dolomity majú analogický charakter ako dolomity stredného triasu. Smerom do nadložia sú svetlosivé a zreteľne lavicovité, hrúbka lavíc je 15 - 30 cm. Miestami (mimo oblasti mapy) ležia v podloží liasu.

VRCHNÝ TRIAS

- 171 - tmavosivé ílovité bridlice s vložkami pieskovcov (karnovo-lunzské vrstvy)

Vystupujú v oblasti veľkolomu Malá Vieska, kde tvoria strmo uložený horizont (k SV) s hrúbkou 8 - 15 m. Sú to tmavosivé až čierne, črepinovité sa rozpadávajúce ílovité bridlice s vysokým obsahom klastických sľúd na foliačných plochách. Miestami obsahujú piesčité laminy so šikmým a krížovým zvrstvením. Vložky zelenosivých, hrdzavých zvetrávajúcich pieskovcov sú hrubé do 1 dm.

- 170 - sivé, miestami béžovosivé lavicovité dolomity (norik - karn)

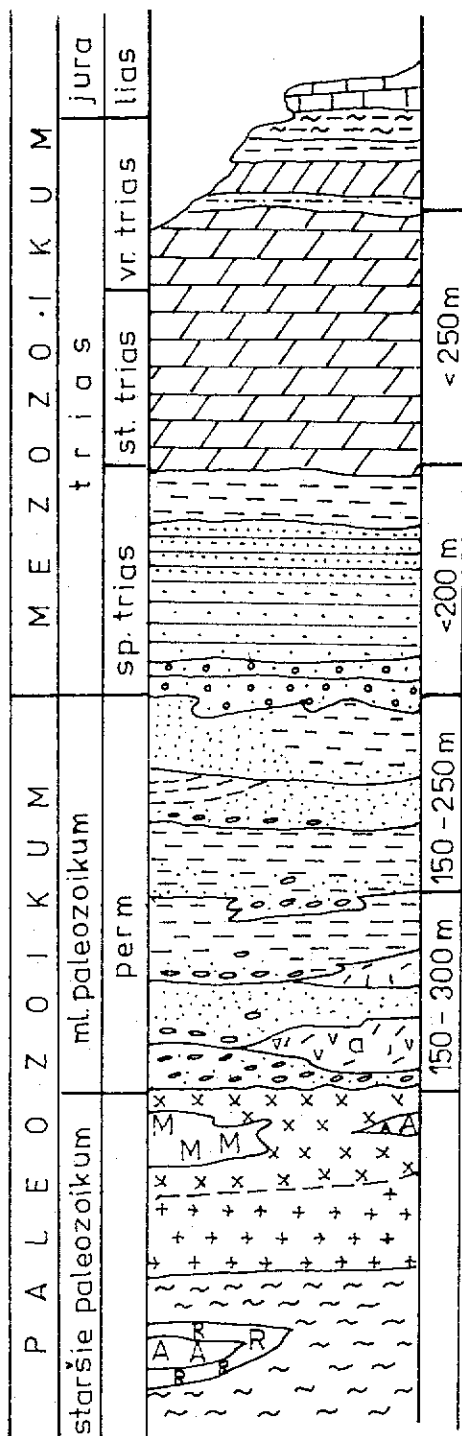
Vystupujú v nadloží lunzských vrstiev severne od Malej Viesky a JZ od Kysaku. Hrúbka lavíc dosahuje 20 - 30 cm. Sú to celistvé, mikrosparitické horniny, slabo piesčité až ílovité dolomity, preniknuté nepravidelnou sieťou drobných dolomitických žiliek.

- 169 - béžovosivé lavicovité dolomity s tenkými vložkami sivých piesčitých bridlíc (norik - karn)

Tvoria tektonicky ohraničený segment v nadloží stredno-triasových dolomitov vo veľkolome Malá Vieska. Ide o béžovosivé, zreteľne lavicovité (20 - 30 cm) dolomity s rovnako hrubými polohami sivých a zelenosivých piesčitých bridlíc. Dolomity obsahujú 82 - 85 % dolomitu, 8 - 11 % kalcitu a na vrstevných plochách i puklinách sú charakteristické oválne škvrny hrdzavookrových hydroxidov železa. Piesčité bridlice obsahujú 3 - 7 % kalcitu, 11 - 39 % dolomitu a 54 - 86 % nekarbonátového podielu reprezentovaného hlavne klastickou sľudou, ílovitými minerálmi a chloritom.

- 168 - pestré bridlice s vložkami svetlých dolomitov a kremenných pieskovcov (norik - karpatský keuper)

Sedimenty sú vyvinuté v širšej oblasti veľkolomu Malá Vieska a na SV sú prekryté transgresívnym neogénom Košickej kotliny. Súvrstvie má hrúbku cca 35 m a tvoria ho pestrofarebné (najmä fialové, menej zelené a béžovošedé) bridlice s vložkami béžovošedých dolomitov a charakteristickou bielou patinou. V sekvencii bridlíc sú prítomné 10 - 15 cm hrubé lavice svetlošedých, do žltá zvetrávajúcich kremenných pieskovcov. Fialové bridlice majú aleuriticko-pelitickejštruktúru. Obsahujú 1 % kalcitu, 1 % dolomitu, v aleuritickej frakcii hlavne kremen a klastické sľudy, menej živce a v pelitickej frakcii hlavne illit. Prítomný je aj limonit. V zelených bridliciach sa nezistil kalcit, ale chlorit (v pelitickej frakcii). Obsah dolo-



tenkodoskovité bituminózne vápen-
ce

pestré bridlice, dolomity, pies-
kovce (keuper), dolomity s vlož-
kami bridlíc (norik-karn)
svetlošedé dolomity
pieskovce, bridlice - lunzské
vrstvy

šedé, tmavošedé, lavicovité a ma-
sívne dolomity

pestré bridlice s vložkami pies-
kovcov a prachovcov

pieskovce, fialové a zelené
bridlice

oligomiktné drobnozrnné zlepen-
ce
lavicovité pieskovce (lúžňanské
súvrstvie)

pieskovce, zlepenec s vložkami
tmavofialových bridlíc

klastické sedimenty, prevažne
zlepenec, brekcie, hrubozrnné
pieskovce a piesčité bridlice
v spodnej časti vložky paleoryo-
litov a ich vulkanoklastík (a)

tonality so xenolitmi migmatitov
(M) a amfibolitov (A)

strednozrnný biotitický grano-
diorit

diaftoritizované a fylonitizova-
né ruly s vložkami amfibolitov
(A) a dvojsľudných rúl (R)

Obr. 5 Litostratigrafická schéma V časti Čiernej hory
(Jacko - Vozár, 1986)

mitu je 6 %. Klásky v kremenných pieskovcoch vytvára najmä semioválny kremeň, sludy a živce. Dolomitické vložky obsahujú 65 - 80 % dolomitu, 9 - 14 % kalcitu, akcesorický kremeň, sludu, chlorit a vzácné i živce.

JURA

167 - sivé až zelenosivé tenkodoskovité vápence, miestami bituminózne (lias)

Vystupujú v tektonicky ohraničenej kryhe mezozoika západne od Drienovskej Novej Vsi. Sú obvykle tenko doskovité až laminované, s hojnými kalcitovými žilkami. Typické je striedanie polôh vápencov s tmavými laminami bituménu. Vápence sú mikritické a biomikritické, často silne rekryštalizované, obyčajne s nepodstatnou prímiesou klastického a autigénneho kremeňa. Bituminózne vápence obsahujú v spodnej časti (vrt S-19) extraklasty dolomitov, čo je bežné v bazálnych litofáciách liasu (J. Oslanec in S. Karoli a kol. 1986).

MEZOZOIKUM BRADLOVÉHO PÁSMA

KRIEDA

166 - sivé, škvrnité slieňovce a ílované vápence (apt - cenoman - turón)

Najstaršie horniny bradlového pásma sú zastúpené sivými, zelenkavosivými až tmavosivými škvrnitými slieňovcami, ílovanými vápencami a piesčitými detritickými vápencami, ktoré tvoria 5 - 20 cm hrubé lavice. V súvrství sú tiež zriedkavé tenké vložky zelenkavých, fialovošivých, tmavosivých až čiernych prachovcov a ílovcov spodnoturónskeho veku. Spodná časť súvrstvia patrí už pravdepodobne aptu. Škvrnité slieňovce a vápence vystupujú väčšinou v osovej časti bradlového mezozoika vo forme šošovkovitých telies. Najväčšie rozšírenie majú západne od Tulčička, pri Podhoranoch, Chmeľovci, Šarišskej Trstenej a pri Michalku. Ich charakteristickým znakom sú tmavosivé až čierne povlaky chondritických útvarov.

Na základe foraminifer a vápnitého nanoplanktónu je stratigraficky doložený stredný a vrchný cenoman (zárez novej cesty Chmeľov - Giraltovec; V. Gašpariková in J. Molnár a kol. 1985). Pre stredný cenoman je charakteristické spoločenstvo foraminifer, zastúpených hlavne planktonickými formami s dominujúcim druhom *Thalmaninella appenninica* (Remz). Okrem toho sa zistili druhy: *Hedbergellabrittonensis* (Loeblich et Tappan), *Clavihedbergella ex gr. simplex* (Morrow), *Thalmaninella deeckeii* (Franke) a niekoľko drobných zástupcov rodu *Rotalipora*. Vápnitý nanoplanktón je zastúpený druhmi: *Cretalabdus conicus* (Bramlette et Martini), *Cretalabdus crenulatus* (Bramlette et Martini), *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelskij, *Cartnerago obliquum* (Stradnez) Noël, *Praediscosphaera cretacea* (Arkhangelskij) Gartner atď. Dominujúcim druhom vrchného cenomanu je *Thalmaninella appenninica* (Remz).

manu je *Rotalipora cushmani cushmani* (Morrow), ďalšími sú *Rotalipora cushmani montbolvensis* (Monrod), *Rotalipora cushmani turonica* Brotzen, *Thalmaninella reicheli* (Monrod) a ďalšie. Zistené spoločenstvo reprezentuje zónu *Rotalipora ex. gr. cushmani*, a to jej vyššiu časť - *Rotalipora cushmani turonica*, ktorá zodpovedá vrchnému cenomanu až spodnému turónu. Nanoplanktónová zóna *Gartnerago obliquum* zodpovedá strednému cenomanu až spodnej časti spodného turónu a zistené spoločenstvo má podobný charakter ako spoločenstvo stredného cenomanu. Spodný a vrchný turón bol stratigraficky doložený z profilu zárezu cesty Chmeľov - Giraltovce, ďalej S od Chmeľova a z územia medzi Prosačovom a Ďurďošom.

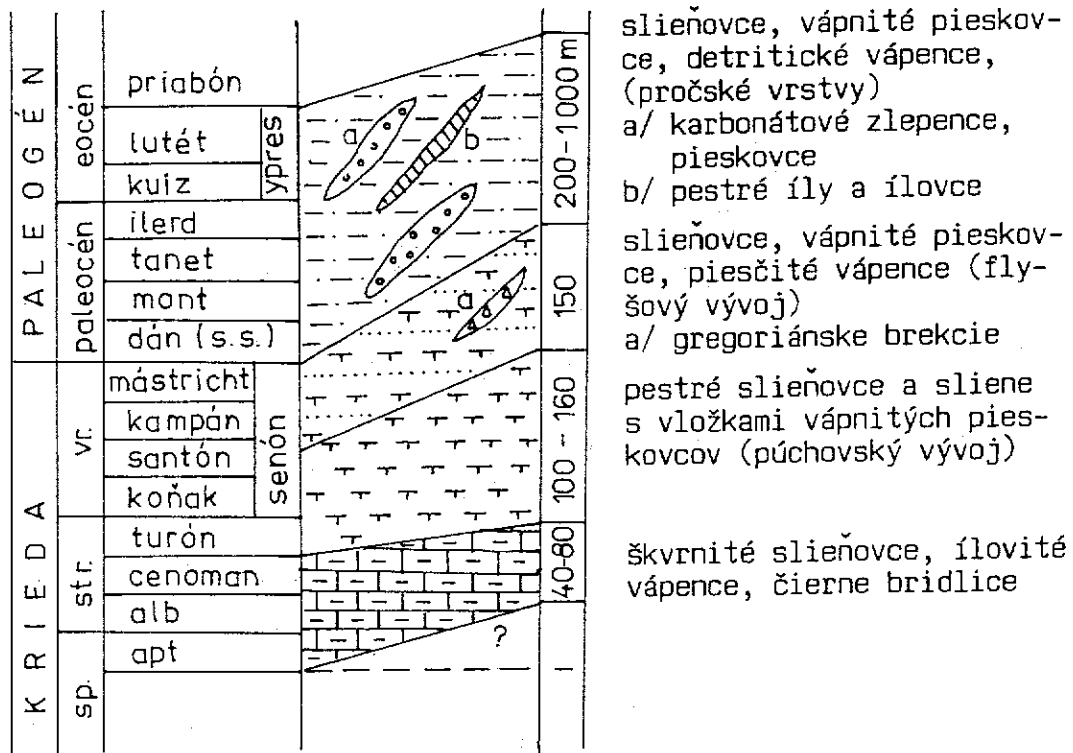
Podstatnú časť foraminiferového spoločenstva tvoria zástupcovia rodu *Praeglobotruncana*. Foraminiferové spoločenstvá vrchného turónu zodpovedajú zóne *Globotruncana schneegansi*. Spoločenstvo vápňitého nanoplanktónu je bohaté a reprezentuje vrchnoturónsku zónu *Eiffelithus eximius*. Hrúbku sedimentov strednej kriedy odhadujeme na 40 - 80 m.

165 - pestré slienovce až sliene s vložkami
vápňitých pieskocov - púchovský vývoj
(koňak - mástricht)

Sedimenty vrchnej kriedy predstavujú hlavnú zložku bradlového mezozoika. Súvrstvie charakterizuje pestrý slienovcový vývoj a jeho hrúbka dosahuje 100 - 150 m.

Pestré sliene a slienovce majú tehlovočervenú, fialovožltú a sivozelenú farbu, tabuľkovitý až bridličnatý rozpad. Časté sú v nich vložky pestrých vápňitých prachocov a pieskocov. Celý horninový komplex je tektonicky porušený, s častými šmykovými plochami a popretkávaný sieťou kalcitových žiliek. Sliene a slienovce vrchnej kriedy majú najväčšie rozšírenie v území SZ od Podhorian, pri Chmeľovci, Chmeľove, Skrabskom a Michalku. Prevládajúcou faciou sú sedimenty koňaku, ktoré sú stratigraficky najlepšie doložené. Bohaté spoločenstvá foraminifer v koňaku reprezentujú zónu *Globotruncana angusticarinata* s druhmi *Globotruncana angusticarinata Gandolphi*, *Globotruncana coronata Bolli*, *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss), *Globotruncana renzi Gandolphi*, *Stensiolina praeexculpta* (Keller), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Z bohatého vápňitého nanoplanktónu sú zastúpené druhy: *Biscutum constans* (Gorka) Manivit, *Cretarkabdus conicus* Bramlette et Martini, *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Gartnerago obliquum* (Stradner), Noël, *Marthasterites furcatus* (Deflandre), *Zycolithus compactus* Bukry a ďalšie. Tieto spoločenstvá zodpovedajú významnej zóne *Marthasterites furcatus*.

Sedimenty santónu, kampánu a mástrichtu opísal z oblasti Podhorian, Radvanoviec, Hanušoviec, Ďurďoša, Skrabského B. Leško a O. Samuel (1968).



Obr. 6 Litostratigrafická schéma bradlového pásma (J. Molnár, 1988)

164 - slietňovce, vápnité pieskovce až piesčité vápence (vrchná krieda až paleogén)

Ide o 10 - 40 cm hrubé lavice vápnitých pieskovcov až piesčitých vápencov, vápnitých ílovcov a slietňovcov. Majú modrosivú, sivohnedú, ružovkastú až fialovosivú farbu. Najväčšie rozšírenie majú medzi obcami Bystré a Ďurďoš, severne od Chmeľova, pri Chmeľovci a medzi Tulčíkom a Veľkým Slivníkom.

Stratigraficky je doložený kampán a mástricht pri Hanušovciach a Radvanovciach (B. Leško - O. Samuel 1968).

Tento flyšový vývoj je litologicky podobný paleogénnym pročským vrstvám, pričom miestami do nich aj neprerušovane prechádza (južný vývoj pročských vrstiev).

Jeho severné ohraničenie limitujú polohy pestrých ílov a ílovcov strednoeocénneho veku vystupujúce na tektonickom styku bradlového mezozoika a severného bradlového paleogénu.

Hrúbka flyšového súvrstvia sa aj pri tektonických komplikáciách odhaduje na 150 m (B. Leško - O. Samuel 1968).

PALEOGÉN

PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMO

163 - gregoriánske brekcie

Brekcie sú z úlomkov rohovcových vápencov (titón - neokóm) a ílovitých vápencov. Na povrchu vystupujú SV od Tulčíka v okolí kopca Terba a západne od Demjaty v okolí kóty Vápeník. Na brekciách vystupujú lavice svetlosivých vápencov, ktorých vek; vrchná jura až spodná krieda, bol stanovený na základe nálezu kalpionel a aptychov. V medzernej hmote týchto brekcií však bola zistená paleogénna mikrofauna (J. Nemčok 1984).

163 - pestré íly a ílovce (spodný - stredný eocén)

Pestré íly a ílovce tvoria takmer súvislý pruh pozdĺž tektonického styku bradlového mezozoika so severným bradlovým paleogénom v šírke od niekoľkých m do 150 m. Vystupujú tiež v južnom bradlovom paleogéne medzi Medziankami a Radvanovcami a v severnom bradlovom paleogéne SZ od Chmeľova. Ide o jemnopiesčité a plastické íly, ílovce červenohnedej, fialovočervenej až sivozelenej farby. Sú premenlivo vápnité a sľudnaté. Časté sú prechody do ílovitých prachovcov až pieskovcov pestrých farieb. V ílovcoch sú tiež časté rúrkovité a červíkovité útvary bielej farby, ktoré sú usporiadané chaoticky.

Stratigrafické rozpätie tohto súvrstvia je spodný až stredný eocén, avšak podľa najnovších výsledkov (V. Gašpariková in V. Baňacký et al. 1987 a V. Gašpariková in J. Molnár a kol. 1985) je jeho stratigrafické rozpätie od vrchného paleocénu až po vrchný eocén. Hrúbka pestrého súvrstvia sa odhaduje na 30 - 100 m.

162 - karbonátové pieskovce a zlepenec (paleogén - stredný eocén)

Najväčšie rozšírenie karbonátových pieskovcov a zlepenecov je v oblasti medzi Chmeľovom a Hanušovcami, kde sú vyvinuté v 2 megarytmoch. Ich hrúbka sa odhaduje na 50 - 200 m. Menšie výskyty pieskovcov a zlepenecov vystupujú tiež v severnom a južnom vývoji pročských vrstiev pozdĺž bradlového pásma. Zlepenec tvorí hlavne karbonátový materiál (dolomity, vápenec) s valúnmí do 2 cm. V bazálnej časti sa ojedinele nachádzajú valúny granitu, kremencov, zelených bridlíc a rohovcov. V zlepencoch sa často nahromadila makrofauna veľkých foraminifer. Pri Radvanovciach sú v zlepencoch aj bloky rifov riasovo-korálového pôvodu. Vložky hrubozrnných vápnitých pieskovcov tvoria lavice 15 - 20 cm, masívne polohy majú hrúbku do 2 m. Súvrstvie je charakterizované strednoeocénnym spoločenstvom bentózných a planktonických foraminifer.

161 - striedanie slienovcov, vápnitých pieskovcov -
- flyšový vývoj (pročské vrstvy)

Hrúbka pročských vrstiev vo flyšovom vývoji, ktoré lemujú zo severu a z juhu bradlové mezozoikum, sa odhaduje na 1 000 m (A. Matějka et al. 1964), resp. na 200 - 300 m (B. Leško - O. Samuel 1968). Predstavujú ich sivé, modrosivé vápence. Pieskovce sú stredno-až hrubozrnné, lavicovité, s hrúbkou lavíc 10 - 20 cm, ojedinele 50 - 100 cm. Pieskovce sa nepravidelne striedajú s polohami vápnitých ílovcov až slienovcov sivej, modrosivej až zelenosivej farby a v spodnej časti majú flyšový charakter. Smerom do nadložia pieskovcov ubúda na úkor ílovcov. Ojedinele sa objavujú vložky polymiktných a karbonátových zlepcov. Stratigrafický rozsah flyšových pročských vrstiev na základe bohatej mikrofauny bol určený na vyšší spodný paleocén - stredný eocén. Paleocénny vek dokumentuje aglutinovaná mikrofauna od Skrabského (B. Leško - O. Samuel 1968; V. Gašpariková in J. Molnár a kol. 1985). Podľa nálezu numulitov v hrubozrnných pieskovcoch pri Chmeľove F. Bieda (1960) stanovil ich vek na spodný eocén.

MAGURSKÉ FLYŠOVÉ PÁSMO - KRYNICKÁ JEDNOTKA

M a l c o v s k é v r s t v y

160 - pestré íly a ílovce (stredný - vrchný eocén)

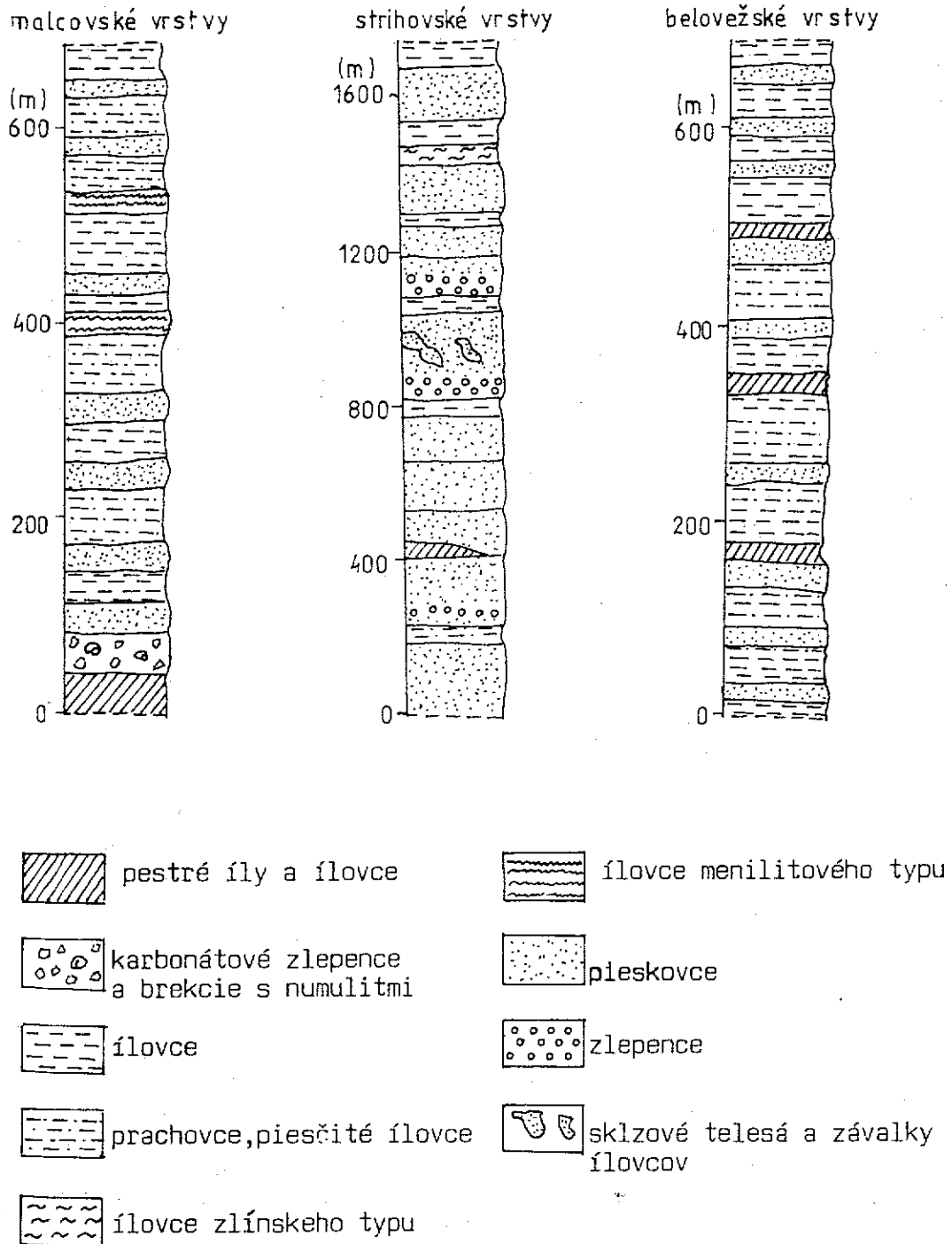
Vystupujú hlavne na styku krynickej jednotky s bradlovým paleogénom, predovšetkým južne od Kračúnoviec, JZ od Matiašky a severne od Kobylnice. Tvoria tu sedlovité a synklinálne štruktúry široké 100 - 200 m a hrubé 20 - 50 m. Sú to tehlovočervené, fialovočervené až sivozelené íly a ílovce, často vápnité, s vložkami piesčitých a sľudnatých ílovcov až prachovcov. Zriedkavo sú v nich brekciovité vložky s ostrohrannými úlomkami pestrých slienovcov a slienov. Charakteristickým znakom je však prítomnosť mangánových konkrécií, ktoré sú dobrým odlišovacím znakom od iných pestrých vývojov v magurskom flyši. Pestré íly a ílovce sú stratigraficky zaradené do najvyššej časti stredného eocénu až vrchného eocénu (B. Leško - O. Samuel 1968).

159 - karbonátové zlepence a brekcie s numulitmi
(vrchný eocén)

Vystupujú v nadloží pestrých ílov a ílovcov a tvoria bazálnu časť malcovských vrstiev (obr. 7). Sú to hrubolavicovité karbonátové brekcie a organogénne zlepence s množstvom numulitov, ktoré budujú vrcholové časti brachyantiklinálnych štruktúr južne od Kračúnoviec.

Vložky hrubozrnných pieskovcov i zlepcov charakterizuje tiež prítomnosť mangánových brekcií. F. Bieda (1960) na zákla-

de veľkých foraminifer stanovil ich vek na spodnú a strednú časť vrchného eocénu a M. Vaňová in J. Molnár a kol. (1985) zaraďuje tieto pieskovce a zlepenice do spodného priabonu.



Obr. 7 Schematizované profily krynickej jednotky (J. Molnár 1988)

158 - striedanie ílovcov a pieskovcov s vložkami
ílovcov menilitového typu (vrchný eocén)

V širšom okolí Železníka, v spodnej časti malcovských vrstiev, vystupujú ílovce menilitového typu s celkovou hrúbkou 10 - 30 m. Ílovce sú sivohnedé až čokoládovohnedé, pevné, miestami vápnité, s črepinovitým až tabuľkovitým rozpadom. Sú v nich tiež tenké vložky (do 10 cm) sivohnedých strednozrných a vápnitých pieskovcov. V. Gašpariková in J. Molnár a kol. (1985) zistila v ílovcoch bohaté nanoplanktónové spoločenstvo *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Höhler et Wade) Roth, *Discoaster seripanensis* Bramlette et Sullivan, *Istmolithus recurvus* Deflandre, ktoré poukazuje na vrchnoeocénny až eocénno-oligocénny vek. V nadloží ílovcov menilitového typu vystupujú drobnorytmické 100 - 150 m hrubé vrstvy lavíc strednozrných až hrubozrných pieskovcov sivohnedej farby s vložkami vápnitých ílovcov. Ílovce majú hnedú až zelenohnedú farbu, tabuľkovitý až nepravidelný rozpad. Vložky ílovcov majú hrúbku 5 - 500 cm, prachovce a vápnité pieskovce tvoria lavice hrubé 5 - 20 cm (obr. 7).

Na základe zistenej mikrofauny ich V. Gašpariková (in T. Koráb - V. Gašpariková 1981) zaradila do vrchného eocénu - zóny *Globigerina officinalis*.

S t r i h o v s k é v r s t v y

157 - pieskovcový až flyšový vývoj - striedanie
vápnitých pieskovcov a ílovcov (stredný
eocén)

Vo vrstvách prevládajú jemnozrnné až strednozrnné masívne pieskovce s hrúbkou lavíc 40 - 300 cm, ojedinele až 10 m. Pieskovce sú modrosivé, po zvetraní hrdzavohnedé. Vložky ílovcov vystupujú ojedinele, majú sivú farbu, sú slabo vápnité, dosahujú hrúbku lavíc 5 - 50 cm. Na viacerých miestach uprostred pieskovcového flyšu vystupujú 5 - 50 m hrubé polohy drobnorytmického flyšu s pieskovcami, bez gradačného zvrstvenia a s hrúbkou lavíc 30 - 35 cm. Ílovce sú slabo vápnité, piesčité, sivej farby (obr. 7). V pieskovcovom flyši strihovských vrstiev ojedinele vystupujú šošovky zlepenecov s prevahou materiálu granitov a kryštalinických hornín exotického pôvodu (R. Marschalko 1975). Stratigrafické údaje zo strihovských vrstiev sú sporadické. V. Gašpariková in T. Koráb - V. Gašpariková (1981) zistila v sedimentoch len aglutinované asociácie spodného eocénu v území SZ od Giraltoviac. Z od Ruského Kručova sa našli asociácie numulitov lutétu. Je pravdepodobné, že hlavná časť strihovských vrstiev sedimentovala v strednom eocéne.

Z l í n s k e v r s t v y

156 - striedanie vápnitých pieskovcov, ílovcov
a slieňovcov (stredný eocén)

Vo vrstvách sa striedajú jemnozrnné pieskovce bez gradačného zvrstvenia, ale s paralelnou a konvolútnou lamináciou s ílovcami, ktoré dosahujú hrúbku až 7 m. Ílovce sú vápnité s lastúrnatým lomom. Sú v nich laminy prachovcov hrubé 1 - 5 cm. Ílovce zlínskeho typu sú strednoeocénneho veku (obr. 7). Ich celková hrúbka sa odhaduje na 100 - 150 m.

B e l o v e ž s k é v r s t v y

155 - striedanie pestrých ílovcov a vápnitých
pieskovcov (paleocén - stredný eocén)

Vystupujú v SV. časti územia v dvoch antiklinálnych pruhoch smeru SZ - JV. Celková hrúbka sa odhaduje cca na 500 - 700 m. Ide o drobnorytmický flyšový vývoj a hlavnú zložku tvoria 3 - 40 cm hrubé lavice prachovcov a jemnozrnných pieskovcov. Pieskovce nemajú gradačné zvrstvenie, sú laminované a postupne prechádzajú do ílovcov. Ílovce (v preváhe nad pieskovcami 15:1 až 20:1) sú slabo vápnité, často s prachovitou prímесou. Farba je sivá, sivozelená až zelená. Ílovce červenej farby tvoria horizont vo vyššej časti súvrstvia. Smerom do nadložia belovežské vrstvy postupne prechádzajú do strihovských vrstiev (obr. 7). Aglutinovanú mikrofaunu z belovežských vrstiev určila V. Gašpariková in T. Koráb - V. Gašpariková (1981). Vyššej časti spodného eocénu môžu patriť asociácie aglutinovaných foriem a vápnitého bentosu. Strednoeocénna forma *Cyclamina amplexans* sa našla len ojedinele.

VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN

B o r o v s k é s ú v r s t v i e

154 - bazálne karbonátové brekcie, zlepenca
a pieskovce (stredný - vrchný eocén)

Bazálnu transgresívnu fáciu tvoria v prevažnej miere hru-boklastické, väčšinou karbonátové zlepenca a brekcie, ojedinele tiež vystupujú karbonátové hrubozrnné pieskovce. V zložení prevláda dolomit, menej kremence a vápenca (obr. 8). Sedimenty vystupujú len v denudačných reliktoch 2,5 km západne od Drienovskej Novej Vsi. Ich hrúbka je premenlivá a odhaduje sa na niekoľko desiatok m. Stratigraficky neboli doložené, avšak na základe litologickej podobnosti so sedimentami borovského súvrstvia mimo územia mapy ich zaraďujeme do stredného až vrchného eocénu.

H u t i a n s k e s ú v r s t v i e

153 - ílovce, prachovce s vložkami pieskovcov, pelokarbonátov, dolomitov a numulitových vápencov (stredný až vrchný eocén)

Na povrch vystupuje v území medzi Bystrým a Petrovcami. Hrubé polohy premenlivo vápnatých ílovcov a prachovcov sa striedajú s relatívne tenkými polohami pieskovcov až zlepcov. Pomer pieskovcov k ílovcom je väčšinou 1:5 až 1:10. Miestami je tento ílovcový vývoj zastúpený flyšovým vývojom s prevahou ílovcov nad pieskovcami v pomere 3:1 až 1:1. Sivé, čiernosivé až zelenkavosivé ílovce majú tabuľkovitý až bridličnatý rozpad. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, vápnaté, húževnaté, hnedé až sivohnedé, s hrúbkou lavíc 10 - 50 cm. Jemnozrnné pieskovce často prechádzajú do laminovaných húževnatých pelokarbonátov hranolovitého rozpadu (obr. 8). Súvrstvie je chudobné na fosílie. Jeho vrchnoeocénny vek je doložený z území mimo skúmanej oblasti (P. Gross et al. 1984). Zo sedimentov pri Bystrom sa získala len foraminiforová neidentifikovateľná mikrofauna. Vápny nanoplanktón z tejto lokality je zastúpený formami (V. Gašpariková in V. Baňacký a kol. 1987): *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Tribrachiatus orthostylus* Shumway. Na základe tohto spoločenstva súvrstvie zodpovedá najvyššej časti spodného eocénu. Nanoplanktonové spoločenstvo z vyššej časti súvrstvia taktiež pri Bystrom obsahuje druhy: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Reticulofenestra* sp., *Discoaster saipanensis* Bromlette et Sullivan, *Discoaster deflandrei*, ktoré už patria najvyššej časti stredného eocénu.

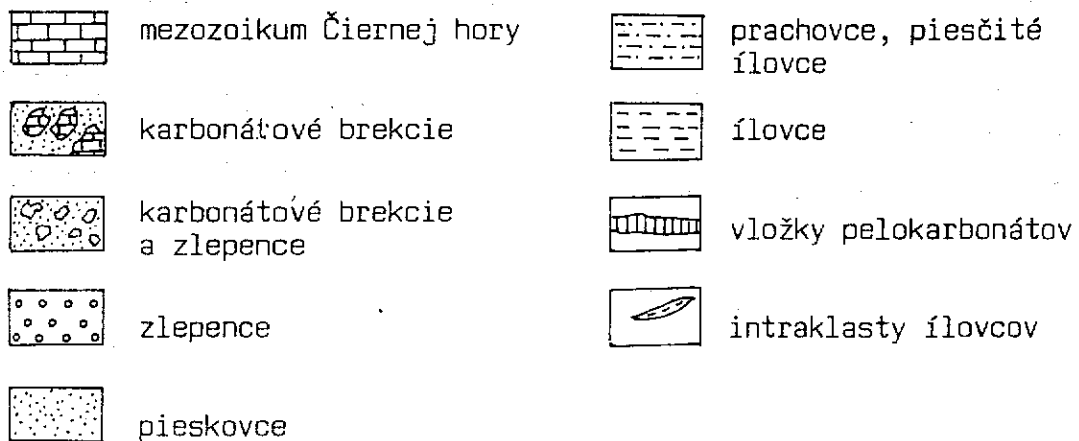
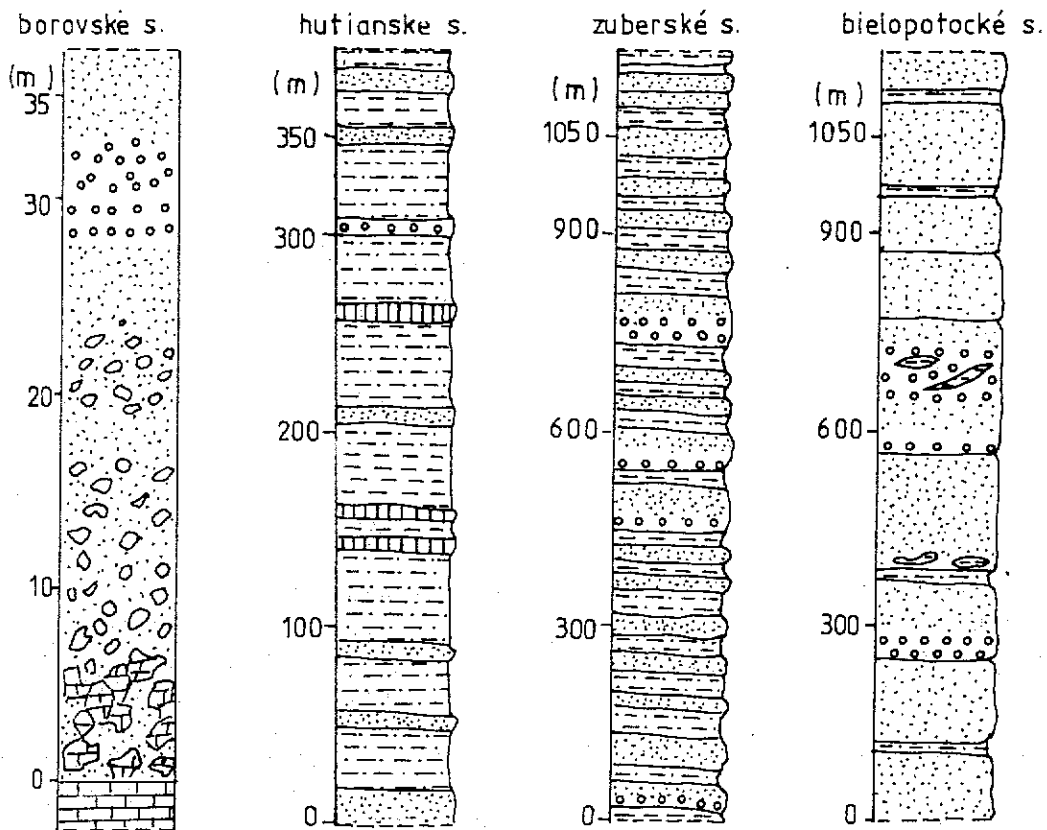
Z u b e r s k é s ú v r s t v i e

152 - flyšový vývoj - striedanie pieskovcov, prachovcov, ílovcov s vložkami intraformačných polymiktných zlepcov (stredný eocén - spodný oligocén)

Je najrozšírenejšou litofáciou vnútrokarpatského paleogénu. Buduje väčšiu časť územia Šarišskej vrchoviny a územie S od Slanských vrchov a južne od bradlového pásma. Súvrstvie charakterizuje flyšové striedanie pieskovcov s prachovcami a ílovcami s vložkami zlepcov.

Pieskovce sú sivé, sivohnedé až modrosivé, prevažne strednozrnné. Sú premenlivo vápnaté, sľudnaté, na odlučných plochách často so zuhoľnatou rastlinnou sečkou a s nahromadením sľudy. Pomer pieskovcov k ílovcom kolíše v rozpätí 2:1 až 1:2. Pieskovce charakterizuje najčastejšie gradačné, ale i homogénne zvrstvenie.

Na spodných plochách pieskovcových lavíc sa nachádzajú stopy mechanického i organického pôvodu - hieroglyfy (obr. 8).



Obr.8 Schematizované profily vnútrokarpatského paleogénu (J.Molnár, 1988)

Súvrstvie je mikrofaunisticky veľmi chudobné. Na základe foraminiferových a nanoplanktónových spoločenstiev boli v súvrství vyčlenené horizonty stredného a vrchného eocénu.

Strednoeocénne spoločenstvá foraminifer sú zastúpené formami: *Rhabdammina* ex. gr. *discreta* Brady, *Glomospira claroides* (Jones et Parker), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Bolivinaopsis spectabilis* (Grzybowski), *Turborotatia* (*Acarimina*) *crassata crassata* (Cushman), *Globigerina affinis* Subbotina, *Globigerina* ex. gr. *venezuelana* Hedberg, *Dendrophyra excelsa* (Grzybowski), *Ammodiscus* ex. gr. *Hoernessi* (Carrer) atď. Vápnitý nanoplanktón je zastúpený druhmi: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Cyclococcolithus formosus* Kemptner, *Discoaster Barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster distinctus* Martini, *Discoaster tani* modifer (Bramlette et Riedel).

Vrchný eocén dokladajú foraminiferami i vápnitým nanoplanktónom.

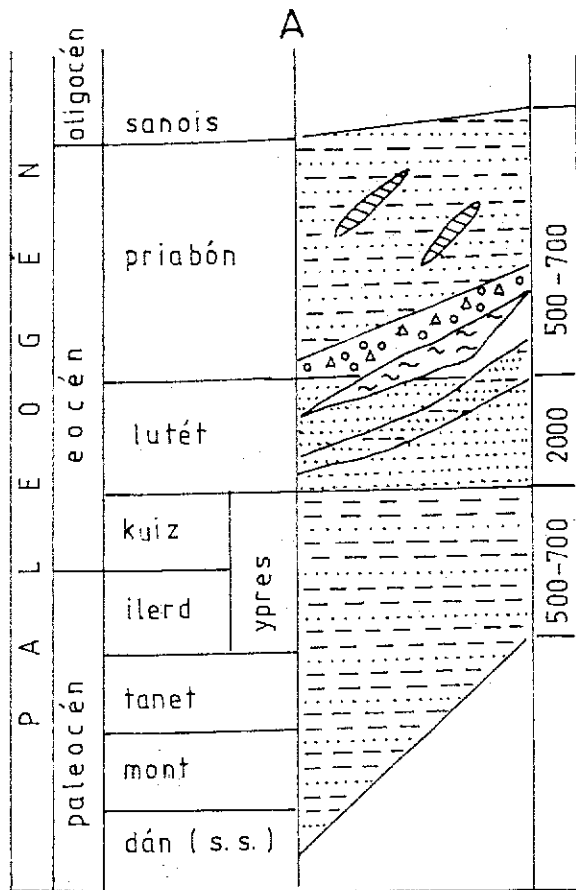
Z foraminifer sú zastúpené: *Hyperammina nodata* (Grzybowski), *Ammodiscus hoernessi* (Carrer), *Glomospira Gordialis* (Jones et Parker), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Cassidulina subglobosa* Brady, *Eponides subumbonatus* Mjatliuk, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina* ef. *Venezuelana* (Hedberg) a ďalšie. Z vápnitého nanoplanktónu sú väčšinou zastúpené formy: *Discoaster saipanensis* Bramlette et Sullivan, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kemptner, *Discoaster Barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster septembradiatus* (Klump) Martini (V. Gašpariková in J. Molnár a kol. 1985, 1986; v. Gašpariková in V. Baňacký a kol. 1987).

Oligocénna mikrofauna tu nebola vierohodne preukázaná, napriek tomu existujú dôkazy, že sedimentácia zuberského súvrstvia sa tu začala už v spodnom eocéne (V. Gašpariková, l.c.).

Hrúbka zuberského súvrstvia je variabilná a kolíše od niekoľko 100 m do 1 200 m.

151 - pucovské zlepenca (eocén)

Zlepenca vystupujú v území medzi Petrovcami a Pavlovcami severne od Slanských vrchov a ich hrúbka dosahuje 50 - 100 m. Sú polymiktné, z pestrého súboru hornín mezozoika a paleozoika. Veľkosť obliakov značne kolíše, od najmenších do 20 až 50 cm, ojedinelé balvany dosahujú až 1,5 - 3 m. Typickým znakom pucovských zlepenecov sú paleogénne intraklasty (valúny numulitových vápencov, pieskovcov a závalky ílovcov a pelokarbonátov). Zlepenca miestami prechádzajú do hrubozrnných pieskovcov až piesčitých ílovcov s hrúbkou do 0,5 m a s gradačným zvrstvením. Zlepenca ďalej charakterizujú polohy podmorských zosuvných telies a náplavových kužeľov, chaotické uloženie a nevytriedenosť materiálu. Tento litologický vývoj má charakter typického divokého flyšu (R. Marschalco 1975).



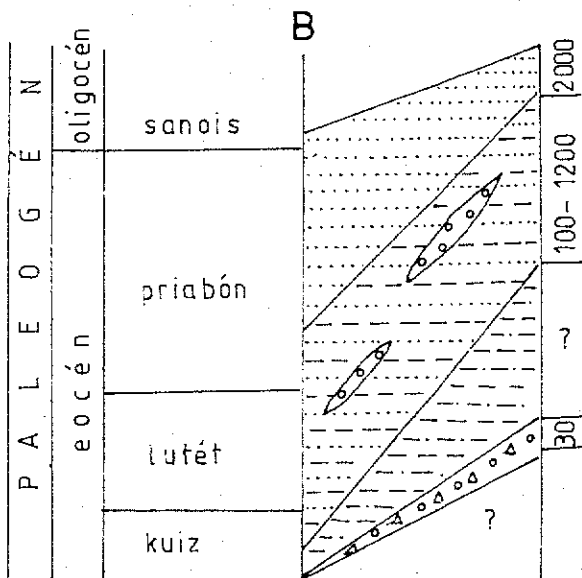
ílovce, pieskovce s vložkami ílovcov menilitového typu (malcovské vrstvy)

karbonátové zlepenice a brekcie
pestré íly a ílovce

vápnité pieskovce a ílovce zlínskeho typu

pieskovce s vložkami pestrých ílovcov (strihovské vrstvy)

ílovce a vápnité pieskovce (belovežské vrstvy)



pieskovce s vložkami prachovcov a zlepenecov (bielopotocké súvrstvie)

pieskovce, ílovce, prachovce s polohami zlepenecov (zuberské súvrstvie)

ílovce, prachovce s vložkami pieskovcov (hutianske súvrstvie)

karbonátové zlepenice, brekcie (borovské súvrstvie)

Obr. 9 Litostratigrafická schéma paleogénu: A - krynická jednotka, B - vnútrokarpatský paleogén (J. Molnár 1988)

150 - mernické zlepence (eocén)

Zlepence vystupujú južne od Merníka po oboch stranách potoka Kúty. Ide o polymiktné stredno- až hrubozrnné zlepence s polohami hrubozrnných sľudnatých pieskovcov. Ich hrúbka kolíše od niekoľkých do 40 - 50 m, ojedinele dosahuje až 120 m.

V zlepencoch je zvýšený podiel karbonátových hornín jurského a triasového veku, ako aj obliakov numulitových vápencov a pieskovcov. Tmeliaca hmota je piesčitá a veľkosť obliakov je od 5 - 10 cm, ojedinele i viac.

Špecifickým znakom zlepenčov je prítomnosť obliakov zelených a tmavozelených ultrabázických hornín, často serpentinizovaných a ľahko zvetrávajúcich. V zlepencoch sú tiež ojedinelé tenké vložky sivohnedých a zelenohnedých sľudnatých prachovcov s laminami (do 10 cm) pelokarbonátov ružovohnedej farby.

Eocénny vek mernických zlepenčov doložili viacerí autori (V. Kantorová, A. Zlinská in V. Baňacký a kol. 1987) a poukazujú naň aj analýzy nanoplanktónu (R. Lehotayová) a rozborý veľkých foraminifer (M. Vaňová in V. Baňacký a kol. 1987).

B i e l o p o t o c k é s ú v r s t v i e

- 149 - pieskovce s ojedinelými vložkami prachovcov, ílovcov a polymiktných zlepenčov (vrchný eocén - oligocén)

Súvrstvie hrubé od niekoľkých m do 500 - 2 000 m (P. Gross a kol. 1984) vystupuje v území južne od Cemjaty a Malkovskej hôrky po Drienovskú Novú Ves. Charakterizuje ho vývoj častých i viac m hrubých pieskovcových lavíc a sporadický vývoj ílovcov a prachovcov. Ojedinele sa v súvrství vyskytujú aj vložky polymiktných zlepenčov. Pomer pieskovcov k ílovcom a prachovcom je 20:1 až 30:1. Časté je gradačné zvrstvenie, niekedy aj viacnásobné (obr. 8). Mikrofauna je veľmi chudobná. Na základe litologických kritérií súvrstvie zaraďujeme do vrchného eocénu až oligocénu.

NEOGÉN

Molasové sedimenty neogénu sú súčasťou výplne východoslovenskej panvy patriacej podľa D. Vassa (1981) ku skupine pozdĺžnych, vnútrohorských molasových panví Západných Karpát. V časovom členení týchto alpínskych molás výplň panvy tohto regiónu reprezentuje hlavnú molasu (t.j. sedimentáciu v rozpätí egenburg - sarmat). Na severe neogénne sedimenty ležia transgresívne na paleogénnom podloží, na juhu na mezozoickom a mladopaleozoickom podloží.

Litostratigrafické jednotky, ktoré vyčlenil D. Vass a J. Čverčko (1985) pre Východoslovenskú nížinu, majú platnosť aj pre severnú časť Košickej kotliny, kde sa však vyvinuli aj niektoré špecifické litostratigrafické jednotky, ktoré definoval S. Karolí a A. Zlinská (1988). Na báze teriakovského súvrst-

via boli vyčlenené lemešianske zlepence. Kladzianske súvrstvie sa tu neobmedzuje len na karpát, ale zasahuje aj do bazálnej časti spodného bádenu. Pre pelitický vývoj spodného a stredného bádenu bol navrhnutý názov mirkovské súvrstvie. Redefinované sú aj varhaňovské štrky. Súčasťou neogénnej výplne v panve sú aj produkty kyslého ryolitového a ryodacitového vulkanizmu v egenburgu, karpate a bádene.

EGENBURG

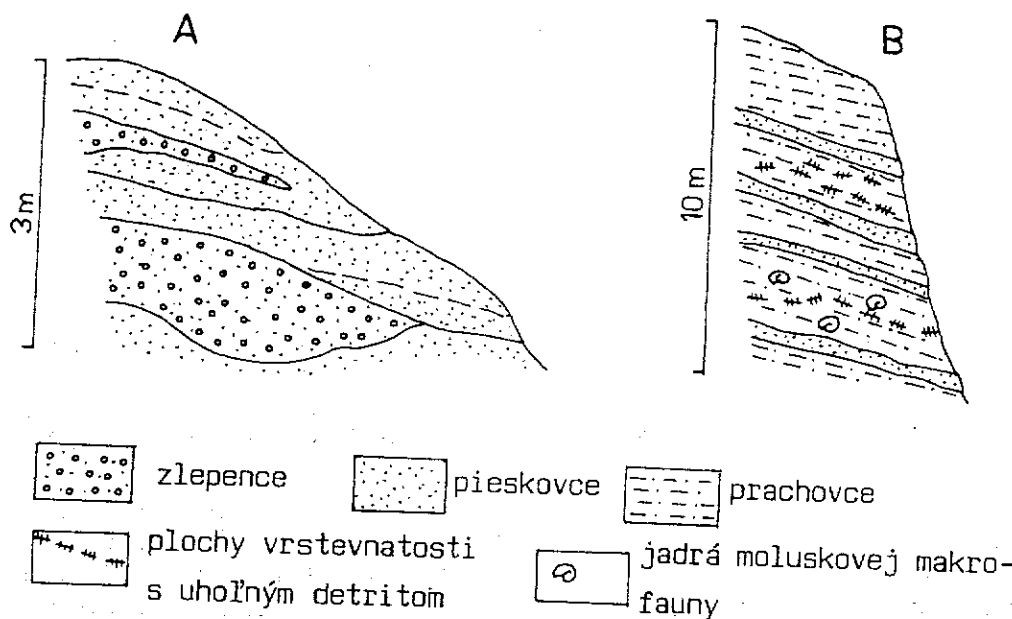
Horniny egenburgu vystupujú na povrch v širšom okolí Prešova, v čiastkovej čelovskej depresii, vrtmi ich overili pri Vranove a vystupujú pravdepodobne aj v podloží vulkanitov Slanských vrchov v oblasti Zlatej Bane. Možno teda predpokladať súvislé rozšírenie egenburgu pozdĺž SV okraja panvy, lenže jeho hranica na JZ nie je známa. Egenburg bol rozčlenený na prešovské a čelovské súvrstvie. Pôvodný predpoklad T. Budaya in A. Matejka a kol. (1964) o existencii prešovského vývoja v čelovskej depresii a mladšom veku čelovskej fácie sa nepotvrdil. Obe súvrstvia oddeľuje od seba paleogén pozdĺžnej kapušianskej hraste, ktorá pravdepodobne vo funkcii paleogeografickej bariéry fungovala už v čase ich sedimentácie. Nasvedčuje tomu vysladzovanie vo vrchnej časti čelovského vývoja, ale aj z paleogeografických dôvodov je málo pravdepodobné vyznievanie sedimentácie k okraju panvy. Pokladáme preto oba vývoje za faciálne odlišné, ale laterálne ekvivalentné, resp. synchronné.

P r e š o v s k é s ú v r s t v i e

Na povrch vystupuje v prešovskej tehelni, odkiaľ sa v úzkom pruhu tiahne na S ku Kanašu. Podľa údajov J. Čverčka (1983) bezpečne faunisticky je doložené vo vrte Prešov-1 v intervale 1 095 - 1575 m a jeho hrúbka môže presahovať aj 1 000 m. Problematické je palinologické určenie egenburgu vo vrte S-21 (Drienovská Nová Ves). Tento drobný relikť (v mape nevyznačený) vzľadom na litológiu zodpovedá s najväčšou pravdepodobnosťou lemešianskych zlepencom.

148 - svetlosivé, stredno- až hrubozrnné pieskovce s polohami zlepencom

Zachovali sa ako okrajová litofácia v okolí Dúbravy a Kanaša. Prevládajú strednozrnné drobovité pieskovce s lavicami a polohami hrubozrnných a jemnozrnných pieskovcov, ojedinele sú prítomné tenké vrstvičky prachovcov a ílovcov. Zlepence tvoria nepravidelne vyklíňujúce, rôzne hrubé šošovkovité polohy (obr. 10). Lavice pieskovcov sú hrubé 5 - 50 cm, ojedinele (Kanaš) až 1 m. Charakteristickým znakom sú nerovné plochy vrstevnatosti a nevýrazné zvrstvenie. Hornina je obvykle chudobná na tmel, takže zvetráva na sypký hnedý piesok. Častý je aj preuhoľnatý rastlinný detrit, dispergovaný v sedimente alebo nazhlukovatený na plochách vrstevnatosti. Zlepence sú strednozrnné, s prachovito-piesčitou základnou hmotou, chudob-



Obr. 10 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentoch prešovského súvrstvia: A - západne od obce Kanaš, B - prešovská tehelňa (S. Karoli, 1988)

né na tmel. Jednotlivé súčasti sú priemerne 2 - 5 cm veľké, suboválne a subangulárne opracované. V zložení prevláda kremeň a kremenec, hojne sú zastúpené karbonáty a pieskovce, menej tmavé lýdity a kryštalicke bridlice. Hornina miestami pozvoľne prechádza do okolitých pieskovcov.

Hrúbka litofácie sa pohybuje okolo 20 - 30 m, pri Dúbrave a Kanaši 70 - 100 m. Smerom na V a JV (do panvy) a do nadložja tieto pieskovce pozvoľne prechádzajú do nasledujúcej litofácie.

147 - sivé a tmavosivé prachovce a pieskovce

Reprezentujú litologický profil egenburgu vo vrte Prešov-1, ďalej v podloží Slanských vrchov a pri Vranove. Prevládajú sivé až hnedosivé prachovce, ktoré sa striedajú prevažne s jemnozrnými, menej so strednozrnými pieskovcami. Hlinisko prešovskej tehelne (obr. 10) je čiastkovým stratotypovým profilom súvrstvia. Vzácné sú tenké polohy strednozrných pieskovcov až drobnozrných zlepencov a vložky nevápnitých ílovcov. Prachovce sú výrazne sludnaté s prechodom do jemnozrných pieskovcov. Sediment je slabo vápnitý (od 6 do 14 % CaCO_3), s nedokonalým triedením (tab. 2). V asociácii ťažkých minerálov prachovcov prevláda granát, zirkón, staurolit, rutil a turmalín (tab. 3). Pieskovce sú analogické predchádzajúcej litofácii: sú drobovité, s prechodom až do drôb so subangulárne zrnitou štruktúrou. Prevláda kremeň nad fylitmi, karbonátmi a pieskovcami, podrad-

Tab. 2 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy -
prešovské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií %		piesok	2	58,85	5,55
		prach	2	23,10	1,00
		íl	2	18,05	4,55
zrnitostné parametre	trask	Md (mm)	2	0,114	0,061
		So	2	3,490	0,140
	momentové parametre	x	2	4,49	0,82
			2	2,56	0,15
		k	2	2,37	0,19

Tab. 3 Vyhodnotenie ťažkých minerálov -
prešovské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Ťažký minerál	Počet vzoriek	Min. obsah v poz. vz. %	Max. obsah v poz. vz. %	Priemerné zastúpenie %
granát	5	0,17	42,07	11,32
apatit	5	1,12	4,73	1,86
turmalín	5	1,18	6,99	2,53
titanit	5	1,72	-	0,34
amfibol	5	0,17	1,29	0,55
biotit	5	0,08	0,95	0,33
chlorit	5	0,40	11,16	3,44
rutil	5	0,06	10,63	3,02
staurolit	5	0,17	6,96	3,25
zirkón	5	0,34	26,24	5,56
pyrit	5	0,08	44,79	9,14
limonit	5	6,07	46,35	20,27
ilmenit	5	4,54	9,71	4,32
magnetit	5	0,86	15,12	3,19
zoisit	5	0,08	1,29	0,44
andaluzit	5	0,16	1,29	0,29
karbonáty	5	1,33	37,85	14,16

nejšie sú zastúpené aj svetlé sludy. Základná hmota je ílovito-prachovitá, tmel karbonátový.

Z prešovského súvrstvia je známa bohatá morská makrofau-
na s asociáciou: *Pecten* cf. *burdigalensis*, *Cadrium* cf. *burdi-
galium*, *Phapia benoisti precedens*, *Venus burdigalensis* (J. Švag-
rovský 1953). Mikrofaunistické asociácie sú veľmi chudobné:
Robulus cultratus, *R. inornatus*, *Spiroplectamina carinata*
(I. Cicha - J. Kheil 1962) a *Lenticulina arcuatostrata*, *L.* cf.
cultrata, *Praeoglobulimina ovata* (S. Karolí - A. Zlinská 1988).

Čelovské súvrstvie

Zachovalo sa len v pozdĺžnej tektonickej depresii, kde do-
sahuje hrúbku až 400 m (vrt Čelovce-1). Podloží je vnútrokar-
patský paleogén, ktorý depresiu aj ohraničuje. Na severe sa če-
lovské súvrstvie čiastočne stýka priamo s bradlovým paleogénom.
Na báze súvrstvia je niekoľko m hrubá poloha glaukonitických
pieskovcov, vyššie pokračuje viac-menej rovnomerné striedanie
prachovcov a jemnozrnných pieskovcov so jedinými vložkami
a polohami ílovcov a zlepencov. V spodnej časti je lokálne vy-
vinutá poloha ryolitových vulkanoklastík, vo vyššej časti sú
polohy lignitu. Prí strop súvrstvia je charakteristická prítom-
nosť výraznejších polôh hrubých detritov.

146 - svetlosivé až zelenosivé sludnaté ílovce

Na povrch vystupujú S od potoka Ladianka. Sú pomerne mono-
tónne, prachovité, s laminami a vložkami prachovcov. Často ob-
sahujú drobné vápnité konkrécie, sporadicky preuhoľnatený rast-
linný detrit.

145 - svetlosivé prachovce až jemnozrnné pieskovce

Rozšírené sú najmä medzi Záhradným, Zimnou studňou a Pod-
horami. Sú prevažne dobre triedené (tab. 3), slabo vápnité,
s obsahom CaCO_3 od 7 do 12,7 %. Prevládajú zväčša ílovité, vý-
razne sludnaté prachovce, ktoré pozvoľne prechádzajú do jemno-
zrnných pieskovcov, prípadne pieskovce v nich tvoria 0,5 -
- 30 cm hrubé lavice. Veľmi sú podobné analogickej litofácii
prešovského súvrstvia, hrúbka nezreteľných lavíc však dosahuje
lokálne až 2 m. Makroskopicky sú svetlejšie, čo je spôsobené
vyšším obsahom svetlých slúd. V asociácii ťažkých minerálov
(tab. 4) je zastúpený granát a pozoruhodné sú vysoké obsahy
chloritov a fosfátov. Charakteristické sú sporadické polohy
(do 1 m) ílovcov, resp. ílov, často s pestrým (fialovým, bor-
dovým až okrovým) sfarbením.

Tab. 4 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy -
čelovské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

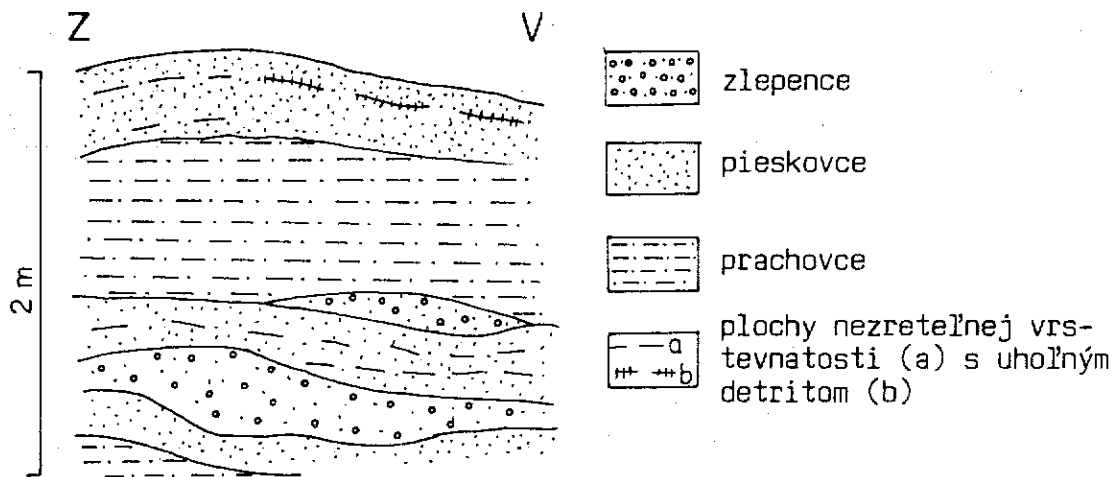
		Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	
Zastúpenie frakcií v %		piesok	10	21,11	14,616
		prach	10	52,30	8,846
		íl	10	26,09	8,502
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)	10	0,02	0,013
		So	10	3,056	0,693
	Momentové parametre	x	10	6,188	0,577
			10	1,951	0,208
		k	10	2,287	0,777

Tab. 5 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - čelovské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Min.obsah v poz.vz. %	Max.obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	19	0,66	19,41	4,50
apatit	19	0,21	8,41	2,19
turmalín	19	1,09	4,48	1,54
titanit	19	0,30	2,63	0,21
amfibol	19	0,27	2,02	0,51
biotit	19	0,17	3,74	1,28
chlorit	19	0,81	80,25	11,43
chloritoid	19	3,46	42,58	4,78
fosfát	19	1,73	17,77	4,97
karbonáty	19	0,41	29,98	5,89
rutil	19	0,30	3,59	0,68
staurolit	19	0,27	21,05	2,61
zirkón	19	0,22	33,06	2,05
epidot	19	0,49	1,02	0,26
hyperstén	19	0,24	1,26	0,16
pyrit	19	0,27	3,41	0,66
limonit	19	0,65	72,24	33,46
ilmenit	19	0,55	34,20	12,56
olivín	19	0,23	0,25	0,02

144 - svetlosivé, hnedosivé strednozrnné pieskovce s polohami zlepencov

Vystupujú v okolí Lady, Nemcoviec a Kapušian. Pieskovce obsahujú polohy zlepencov, niekedy i jemnozrnných pieskovcov a prachovcov (obr. 11). Prevládajú strednozrnné pieskovce, ktoré však často obsahujú variabilnú prímes klastov 0,2 - 0,5 cm. Tvoria masívne lavice s karbonátovým tmelom. Zlepence tvoria nepravidelné lavice alebo malé šošovky s hrúbkou do 2 m a typické sú pozvoľné prechody (najmä do nadložšia) do hrubo- zrnných pieskovcov. V porovnaní s prešovským súvrstvom sú tieto zlepence rozpadavé až na štrk, drobnozrnnnejšie (0,5 - 3 cm) a suboválné až oválne opracované. V zložení prevláda kremeň alebo karbonáty, významne sú zastúpené aj pieskovce.



Obr. 11 Príklad sedimentárnych cyklov v sedimentoch čelovského súvrstvia - Taľka (S. Karoli, 1988)

Čelovské súvrstvie obsahuje v hlbších partiách hojnú mor- skú mikrofaunu: *Robulus mezneriscae*, *Uvigerina* aff. *hantkeni*, *Planulina wuellerstorfi*, *Sphaeroidina bulloides* a *Cibicides budayi* (I. Cicha - J. Kheil, 1962). Vrchná časť súvrstvia je mikrofaunisticky takmer sterilná, J. Wolfová (1959) z nej u- vádza brakickú makrofaunu, z ktorej najhojnejšie sú *Ostrea* cf. *cyatula*, *Polymesoda brogniarti* a *Melanopsis hantkeni*. E. Plan- derová (in M. Kaličiak a kol., 1988) určila z vrtov S-12, 18 a 32 v čelovskej depresii egenburgské spoločenstvá peľov.

KARPAT

Sedimenty karpátu zaberajú hlavne severnú časť regiónu,

kde transgredovali na egenburg alebo paleogén. Na juhu sa ponárajú pod mladšie súvrstvia a spočívajú na mezozoiku a mladšom paleozoiku Čiernej hory (zhruba od spojnice Drienovská Nová Ves - Kecerovce). V kompletnom vývoji karpát reprezentujú tri súvrstvia, ktorých súhrnná hrúbka presahuje 1 500 m.

T e r i a k o v s k é s ú v r s t v i e

Je bazálnym súvrstviom karpát. Morskú transgresiu reprezentuje až 150 m hrubý zlepenčovo-pieskovcový vývoj v najspodnejšej časti súvrstvia. Maximálna hrúbka 500 m je známa z prešovskej oblasti.

143 - lemešianske zlepence, prevažne polymiktné, s polohami pieskovcov

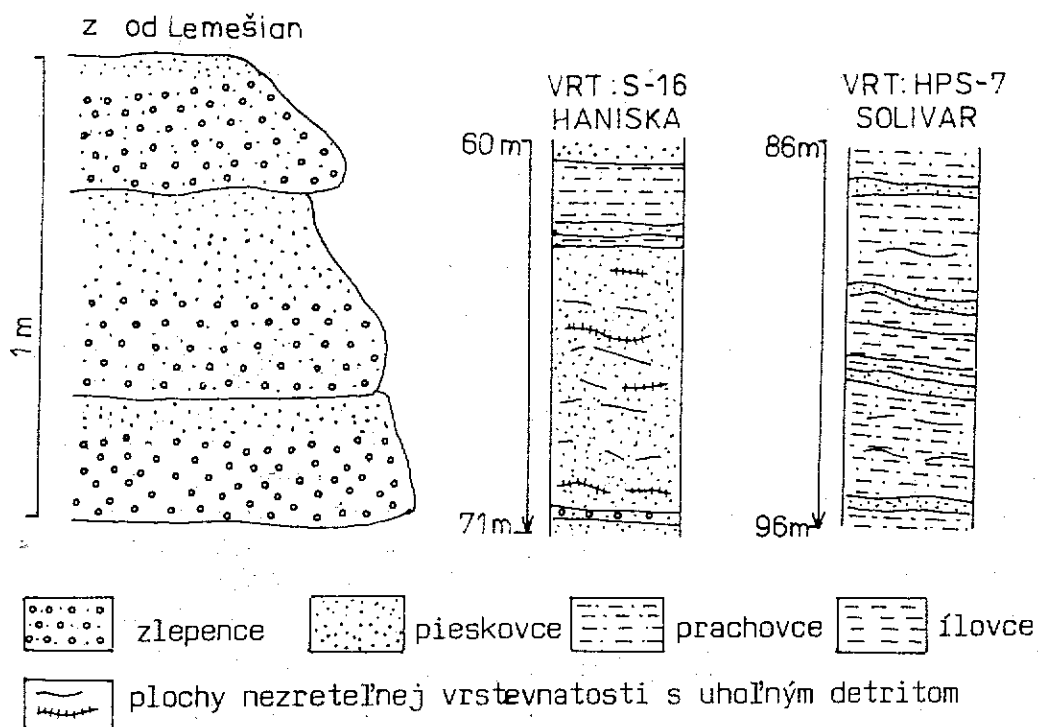
Sú regionálne rozšírené na báze súvrstvia, ale na hlboko erodovanom, hlavne karbonátovom podloží lokálne chýbajú. Na povrchu vystupujú len v reliktoch západne od Torusy pri Lemešanoch, Drienovskej Novej Vsi a V od Svinky pri Radaticiach a Bzenove. Majú charakter oligomiktných zlepenčov, a až vyše 90 % zloženia tvorí dolomit, zvyšok svetlé vápence, pieskovce, kremeň a ojedinele aj subangulárne úlomky triasových kremenčov. Úlomky sú dobre opracované a charakteristické je gradačné zvrstvenie v jednotlivých laviciach. V nezvetranom stave sú veľmi masívne, strednozrnné až drobnozrnné, s prechodom do pieskovcov. Podľa údajov M. Zádrapu (in J. Čverčko a kol., 1974) vrt Drienov II v hĺbke 240 - 244 m zastihol zlepenec s obsahom dolomitu 84 %. Inde však majú zlepence už jasne polymiktný charakter, pribúdajú pieskovce, prachovce, ojedinele ílovce. Takéto sú aj zlepence pri Radaticiach a Bzenove. Tvoria "čapice" morfológických elevácií, alebo sú súčasťou telies v minulosti opísaných (R. Marschalko, 1966, 1981) ako divoký flyš, resp. ako úpätné vývoje podmorského paleogénneho výplavového kužeľa. Polymiktné zlepence obsahujú najmä obliaky kremeňa, kremenca, karbonátov, granitoidov a pieskovcov, v ktorých sú bloky a závalky jemnozrnných pieskovcov a prachovcov, ktoré obvykle vystupujú v ich nadloží. Chaoticky pôsobia aj samotné zlepence, a to jednak preto, že nevykazujú sedimentárne textúry, jednak pre zlé triedenie (obliaky 1 - 3 cm spolu s obliakmi až 20x30x50 cm, ktoré sú utopené v piesčito-prachovitom matrice). Vzhľadom na to, že sa tu nepozorovali prejavy sklzových deformácií, ide pravdepodobne o mechanické porušenie, ku ktorému mohlo dôjsť pri otváraní východoslovenskej panvy ako panvy typu "pull-apart".

Na základe výskytu význačného karpatského druhu *Cyclammina karpatica* v ílovitých prachovcoch zaradila A. Zlinská toto súvrstvie do karpát.

Polymiktné zlepence z teriakovského súvrstvia uvádza od Hlinného aj D. Vass in V. Baňacký a kol. (1987 b).

142 - sivé prachovce s polohami pieskavcov

Vystupujú pri Haniske, Solivare, Surdeku, ale tiež východne od kóty Maglovec a Oblík a pozdĺž SV okraja panvy pri Hlinnom. Pri Z okraji jednoznačne prevládajú prachovce s pozvoľnými prechodmi do prachovitých ílovcov (obr. 12). Prachovce majú sivú,



Obr. 12 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentoch teriakovského súvrstvia (S. Karoli, 1988)

svetlozelenosivú farbu, sú slabo vápnité (CaCO_3 od 6,7 do 14,5 %), monotónne a v zvetranom stave až hnedé. Pri Hlinnom sú laminované, s bridličnatým rozpadom (hlinný šlír). Pieskovce sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, drobovité, s angulárne - subangulárne psefitickou štruktúrou. Úlomky kremeňa prevládajú nad úlomkami karbonátov a živcov (hojný je biotit a rudné minerály). Triedenie pieskovcov a prachovcov So v zmysle P.D. Traska (1932) je dobré až normálne. I keď priemerný údaj So (tabuľka 5) zodpovedá normálne triedenému sedimentu, ílovcy majú triedenie nedokonalé až zlé. V asociácii ťažkých minerálov je charakteristická prevaha autigénnych minerálov (pyrit oxidovaný na limonit a karbonáty) a časté nálezy mikrofauny, zväčša pyritizovanej, tiež vysoké obsahy ilmenitu. Charakteristické alotigénne minerály sú v priemere zastúpené len akcesoricky, v poradí amfibol, granát, staurolit a hyperstén.

Tab. 6 Priemerné hodnoty zrnitosti nej analýzy - teriakovské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií v %		piesok	8	14,975	6,852
		prach	8	46,30	10,187
		íl	8	37,85	12,751
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)	8	0,010	0,007
		So	8	3,341	0,893
	Momentové parametre	x	8	6,672	0,596
			8	2,118	0,229
		k	8	2,553	1,679

Tab. 7 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - teriakovské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min. obsah v poz.vz. %	Max. obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	16	12	0,09	13,86	1,83
apatit	16	10	0,08	4,61	0,89
turmalín	16	9	0,19	1,89	0,41
titanit	16	3	1,11	10,63	1,00
amfibol	16	9	0,14	22,66	2,45
biotit	16	13	0,23	5,09	1,27
chlorit	16	14	0,41	17,70	3,93
fosfát	16	3	12,22	44,28	5,13
karbonáty	16	14	0,51	72,69	14,33
rutil	16	9	0,06	1,45	0,29
staurolit	16	10	0,09	11,60	1,45
zirkón	16	7	0,09	4,38	0,47
epidot	16	3	0,43	2,52	0,21
hyperstén	16	7	0,17	16,91	1,28
leukoxén	16	2	3,86	13,33	1,07
pyrit	16	13	0,24	79,37	18,21
limonit	16	14	0,27	71,26	19,18
ilmenit	16	2	1,50	51,89	13,50
magnetit	16	3	0,28	1,43	0,13

141 - zelenosivé prachovce, ílovce s polohami
montmorillonitických ílov

Ich opis zodpovedá predchádzajúcej litofácii, ale obsahujú aj vložky svetlosivých až olivovozelených montmorillonitických ílov hrubých max. 2,5 m. Na povrchu vystupujú v okolí Fintíc.

V súvrství je bohatá mikrofauna, často pyritizovaná. Z oblasti Fintíc je charakteristické spoločenstvo uvigerín: *Uvigerina graciliformis*, *U. parkeri breviformis*, *U. bononiensis priformis* (I. Čiĥa - J. Kheil 1962) a lentikulín (A. Zlinská in M. Kaliĥiak a kol. 1988). V solivarskej oblasti A. Zlinská (l.c.) opísala PF-11 a HPS-3, o.i. s *Batysiphon taurinensis*, *Textularia gramen* a *Semivulvulina pectinata*. Hlinský šlír obsahuje morskú moluskovú faunu *Brissopsis ettsangensis*, *Nucula nucleus*, *Arca cliluvii* a i. (J. Seneš 1955) a odtiaľ pochádza aj nanoplanktón zóny NN4 (R. Lehotayová 1982). Chladnomilné peľové asociácie zistila E. Planderová vo vrte HPS-8 pri Dulovej Vsi.

140 - nečlenený komplex ryolitových tufov, brekcií
(v reze)

V centrálnej vulkanickej zóne zlatobanského andezitového stratovulkánu sa vo vrtoch, ktoré húbil Geologický prieskum, zistili hrubé polohy (do 800 - 900 m) ryolitových vulkanoklastík (M. Kaliĥiak, 1979) tvorených prevažne jemnozrnnými tufmi. Ojedinele boli zistené hrubšie variety tufov až brekcií.

Tufy sú kompaktné a majú bielu až špinavobielu farbu. E. Kaliĥiaková in Ľ. Divinec (1985) vyčlenila jemnozrnné - kompaktné, páskované a lapilovo-pemzové tufy kryštaloklastickej a litokryštaloklastickej štruktúry. V zložení prevládajú úlomky živcov, kremeňa, sporadicky sa vyskytujú úlomky tmavých premenených minerálov a drobné litoklasty ryolitov a pemzy. Akcesoricky je prítomný zirkón, apatit a granát. Tufy sú postihnuté intenzívnou hydrotermálnou premenou a tmeliaca hmota je prevažne rekryštalizovaná.

139 - ryolitové tufy a epiklastické pieskovce
s prímiesou nevulkanického materiálu

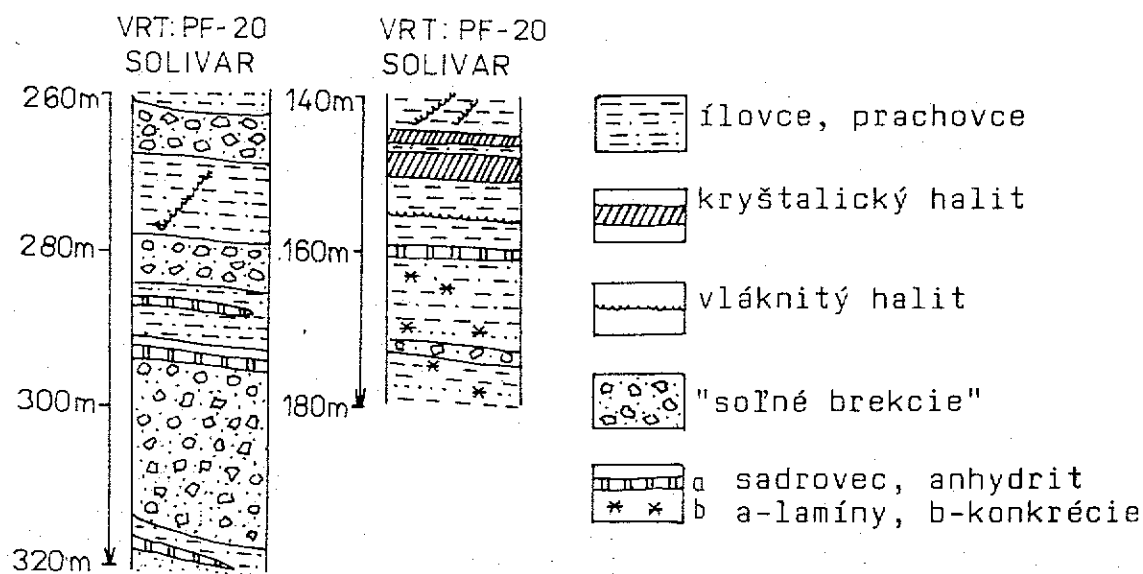
Západne od Fintíc v nadloží sedimentov teriakovského súvrstvia vystupujú izolované relikty ryolitových tufov a epiklastík s maximálnou hrúbkou do 10 m. Nepravidelne sa tu strieďajú jemnozrnné svetlosivé tufy a drobnouúlomkovité epiklastické brekcie až pieskovce. Sú pórovité, hrubozrnnnejšie variety bublinkovité až voštinovité, tvoria ich úlomky angulárnych až oválnych ryolitov, pemzy, kremeňa, ílovcov, pieskovcov. Matrix je zrnitý, piesčitý, s hojnými kryštaloklastami biotitu.

Soľnobanské súvrstvie

Zastupuje strednú časť karpátu. Na povrch vystupuje len v Solivare - Šváboch, inde ho pokrýva nadložné kladzianske súvrstvie a jeho rozsah sa obmedzuje na najhlbšie časti pôvodného pozdĺžneho grabenu. Známa hrúbka tohto súvrstvia sa pohybuje od 100 do 280 m.

138 - zelenosivé ílovce, prachovce a pieskovce s polohami kamennej soli

V spodnej časti súvrstvia vystupujú slabo vápnité prachovce a pieskovce s tenkými laminami anhydritu, nad nimi je niekoľko polôh tzv. soľných brekcií (obr. 13), t.j. biela až sivá kryštalická kamenná soľ s chaoticky nakopenými, angulárnymi úlomkami ílovcov a pieskovcov. Halit tvorí tiež tmel pieskovcov a ílovcov. Soľné polohy sú od seba oddelené rôzne hrubými neevaporitickými sedimentami, ktoré vo vrchnej časti súvrstvia silne prevládajú. Halit tvorí obvykle len niekoľko cm až niekoľko desiatok cm hrubé polohy kontaminované ílovcami. V celom profile súvrstvia sa nachádzajú konkrécie anhydritu, laminy vláknitého sadrovca a jeho vtrúseniny v sedimente. V nadloží soľných brekcií (ale aj inde) je pomerne častý vláknitý halit (obr. 13) ružovkastej až oranžovej farby, ktorý tvorí výplň puklín.



Obr. 13 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentácii soľnobanského súvrstvia (S. Karoli, 1988)

Pieskovce sú jemnozrnné, masívne, tvoria vrstvičky až polohy do 2 m, niekedy pozvoľne prechádzajú do prachovcov, tie zase do prachovitých ílovcov. Triedenie pieskovcov je nedokonalé, ílovce sa vytriedili normálne (tab. 8).

Tab. 8 Priemerné hodnoty zrnitosťnej analýzy - soľnobanské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií v %		piesok	3	18,166	19,616
		prach	3	36,30	8,933
		íl	3	45,533	10,702
Zrnitosťné parametre	Trask	Md (mm)	3	0,015	0,016
		So	3	3,92	1,295
	Momentové parametre	x	3	6,910	0,926
			3	2,046	0,433
		k	3	2,103	0,385

Z ťažkých minerálov, podobne ako pri podložnom súvrství, prevláda najmä autigénny pyrit (redukčné podmienky), typomorfný anhydrit, a čo je veľmi pozoruhodné, extrémne zastúpenie má zoisit (tab. 9).

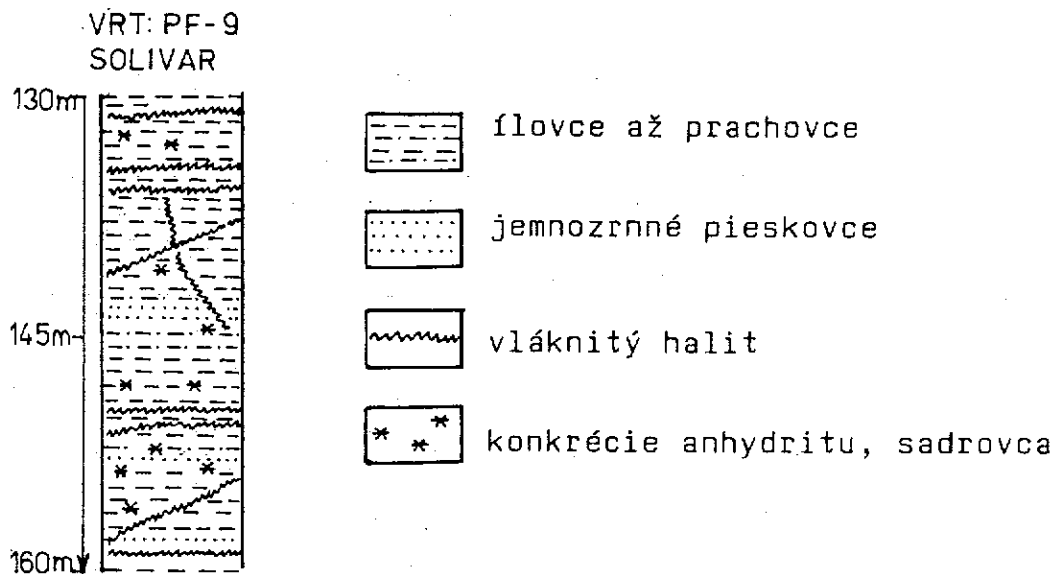
Hypersaliinné prostredie nebolo vhodným prostredím pre život fauny, takže súvrstvie je zväčša na faunu sterilné, periodické prílevy normálnych vôd však niekde zanechali bežné karpatské mikrofaunistické spoločenstvá (zistili sa napr. vo vrtoch v oblasti Solivaru, odkiaľ ich z vrtoč. č. 32 a 35 opísal J. Beroušek in J. Polák a kol., 1955). Autori uvádzajú tieto druhy: *Rotalia beccarii* L., *Bulimina elongata* Orb., *B. striata* Orb., *B. pupoides* Orb., *Bolivina dilatata* Rss., *Uvigerina graciliformis* Papp-Turn., *U. semiornata* Orb., *Hopkinsina parkeri* Karr., *Elphidium macellum* (F.-M.), *E. fichtellianum* (Orb.), *Nonion pompilioides* (F.-M.), *N. boueanus* Orb., *Robulus inornatus* (Orb.), *R. melvilli* Cush.-Reñz., *Globigerina bulloides* Orb., *Valvulinera complanata* Orb., *Marginulina behmi* Rss.

Tab. 9 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - soľnobanské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min.obsah v poz.vz. %	Max.obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	7	5	0,05	9,23	2,38
apatit	7	5	0,20	2,23	0,55
turmalín	7	3	0,05	1,46	0,28
amfibol	7	3	0,05	0,50	0,10
biotit	7	6	0,35	5,94	2,52
chlorit	7	7	0,12	11,62	4,10
rutil	7	1	0,04	-	0,0
staurolit	7	4	0,22	0,60	0,23
zirkón	7	1	0,13	-	0,02
epidot	7	2	0,05	0,09	0,02
pyrit	7	6	1,06	89,11	15,02
limonit	7	5	0,55	6,50	1,74
ilmenit	7	6	0,05	47,88	9,86
zoisit	7	7	8,66	99,75	44,88
hematit	7	2	0,27	0,49	0,10
anhydrit	7	4	0,12	46,27	12,40

K l a d z i a n s k e s ú v r s t v i e

Vyvíja sa pozvoľne zo soľnobanského, alebo ostro nasadá na teriakovské súvrstvie, prípadne priamo na mezozoické podložie (Ľahanovce). Na danom území má najväčšie rozšírenie medzi Prešovom a Drienovom. Z východnej strany Slanských vrchov reprezentuje najvyššiu časť karpátu. V severnej časti Košickej kotliny k nemu radíme aj identické sedimenty, v ktorých sa však okrem karpatských mikrofauzistických pseudoasociácií nachádzajú aj typické spodnobádenské členy. Tento špecifický vývoj súvrstvia podmienila pretrvávajúca plytkovodná šelfová sedimentácia v tejto oblasti, oddelená od ostatných častí panvy pozdĺžnou hrasťou pochovanou pod Slanskými vrchmi (pozri kapitolu č. 2). Z plochého reliéfu tvoreného karpatom boli potom krátkou cestou splachované tak sedimenty, ako aj karpatská mikrofauza, ktorá je podľa J. Janáčka et al. (1975) vytriedená v zhode so zrnitosťou okolného sedimentu. V spodnej časti súvrstvia sa nachádza anhydrit vo forme drobných konkrécií a vláknitý sadrovec, pukliny sú niekedy vyhojené vláknitým halitom (obr. 14). Vo vyšších častiach sú sírany zastúpené zväčša len mikroskopicky. Na severe je súvrstvie hrubé 600 - 700 m, na juhu, kde je prekryté mladšími sedimentami, jeho hrúbka podľa vrtných údajov presahuje 1 000 m. Súvrstvie bolo overené aj v podloží Slanských vrchov (napr. vrt S-33 pri Sigorde).



Obr. 14 Príklad sedimentárnych cyklov v sedimentoch kladzianskeho súvrstvia (S. Karoli, 1988)

137 - zelenosivé prachovité ílovce s polohami jemnozrnných pieskovcov

Prevládajúcim litotypom sú prachovité ílovce, ktoré lokálne prechádzajú do prachovcov. Sú prevažne slabo vápnité (5,5 - 15,9 % CaCO_3), relatívne pestré, s hnedožltými, v spodnej časti aj hnedofialovými až bordovými škvrnami, jemne sľudnaté. Jemnozrnné pieskovce tvoria v súvrství polohy 0,3 - 2,0 m hrubé, obvykle však nepresahujú 1 m. Z petrografického hľadiska zodpovedajú pieskovcom teriakovského súvrstvia. Vytriedenosť sedimentov je dobrá (tabuľka 10), extrémny údaj $\text{So } 4,73$ patrí vzorke v tele zosuvu, ktorej vysoký obsah hypersténu a amfibolu jednoznačne dokazuje kontamináciu materiálom nadložných proluviálnych štrkov. Vrchná časť súvrstvia v okolí Šarišských Bohdanoviec a Ťahanoviec obsahuje polohy zelenkavých montmorillonitických ílov, ktorých pôvodný materiál je najskôr produktom vulkanickej aktivity na báze spodného bádenu. V asociácii ťažkých minerálov sú opäť najpočetnejšie zastúpené autigénne minerály, z ostatných je hojnejšie zastúpený len granát a ilmenit (tab. 11). Anhydrit pochádza z bázy súvrstvia, prítomnosť hypersténu a amfibolu je v prevažnej miere dôsledkom kvartérnej kontaminácie povrchových vzoriek. Extrémne zastúpenie barytu v jednej vzorke (oblasť Solivaru) udáva zrejme len charakter tmelu, prípadne svedčí o žatlačení anhydritu alebo sadrovca.

Súvrstvie je zväčša sterilné, resp. chudobné na mikrofaunu. Kvantitatívne pestrú asociáciu uvádza A. Zlinská (in M. Kaličiak a kol., 1988) vo vrte S-33 (Sigord) v hĺbke 130 - 200 m

Tab. 10

Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy -
kladzianske súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií v %		piesok	15	16,860	19,036
		prach	15	41,053	14,079
		íl	15	42,086	23,420
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)	15	0,015	0,019
		So	15	2,618	0,732
	Momentové parametre	x	15	6,855	1,248
			15	1,756	0,326
		k	15	3,206	0,756

Tab. 11

Vyhodnotenie ťažkých minerálov - kladzianske
súvrstvie (Z. Priehodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min.obsah v poz.vz. %	Max.obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	44	36	0,13	67,58	6,27
apatit	44	27	0,12	4,37	0,76
turmalín	44	28	0,13	2,30	0,67
titanit	44	4	0,05	0,44	0,02
amfibol	44	30	0,05	38,20	4,96
biotit	44	33	0,08	52,46	7,19
chlorit	44	41	0,22	61,78	7,76
rutil	44	14	0,10	2,80	0,22
staurolit	44	16	0,08	5,88	0,37
zirkón	44	19	0,10	5,22	0,41
epidot	44	22	0,06	5,88	0,41
hyperstén	44	23	0,18	37,03	6,70
distén	44	9	0,10	1,59	0,19
leukoxén	44	5	1,66	10,36	0,49
pyrit	44	24	0,10	34,47	2,23
limonit	44	41	0,28	95,48	14,33
ilmenit	44	36	0,17	77,43	9,52
magnetit	44	10	1,40	20,00	1,66
karbonát	44	39	0,35	91,18	18,99
zoisit	44	11	0,05	1,02	0,06
anhydrit	44	8	0,72	59,87	3,85
glaukonit	44	3	0,22	0,70	0,03

z podložia vulkanitov Slanských vrchov: *lenticulina cassis*, *L. cultrata*, *L. melvilli*, *Bolivina dilatata*, *B. hebes*, *Uvigerina parkeri breviformis*, *Uvigerina graciliformis*, *Cyclamina karpatica* a i. V sterilných sedimentoch sa obvykle objavujú ihlice húb a ostne ježoviek.

BÁDEN

Vo Východoslovenskej nížine je morský bádén reprezentovaný nižnohrabovským (na báze), vranovským, zbudzkým a lastomírskym súvrstvím (D. Vass - J. Čverčko, 1985). V Košickej kotline zastupuje detritický vývoj nižnohrabovského a vranovského súvrstvia pelitický vývoj mirkovského súvrstvia (S. Karolí - A. Zlinská, 1988). Zbudzské súvrstvie s význačnou akumuláciou evaporitov sa v Košickej kotline nevyvinulo, nedokázalo sa ani lastomírske súvrstvie. Vrchný bádén v brakickom a sladkovodnom vývoji je známy najmä pri východnom okraji Slanských vrchov, ale aj v Košickej kotline, kde má však sladkovodný až terestrický vývoj (klčovské súvrstvie), ktorý pokračuje až do bazálnej časti sarmatu.

N i ž n o h r a b o v s k é s ú v r s t v i e

V regióne vystupuje len obmedzene, pozdĺž SV okraja panvy v okolí kóty Oblík a v úzkom pruhu pri Hlinnom, resp. je zväčša zakryté kvartérom. Obsahuje vápňité pieskovce, prachovce a ílovce, ktoré diskordantne ležia na kladzianskom súvrství. V hornej časti je výrazná poloha hrabovských tufov. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 500 - 600 m.

136 - sivé prachovce a ílovce

Prachovce a ílovce, ktoré často pozvoľne do seba prechádzajú, sú prevrstvené jemno- a strednozrnnými, masívnymi pieskovcami, obvykle nepresahujúcimi 0,5 m. V okolí kóty Oblík vystupujú tmavosivé ílovce s veľmi charakteristickými "plackami" vláknitého sadrovca s rozmermi až 50x30x7 m. Zistenú asociáciu ťažkých minerálov (tab. 12) možno vysvetliť ako dôsledok kvartérnej kontaminácie z vulkanitov (hyperstén, amfibol, leukoxén).

135 - polymiktné zlepence

V nadloží ílovcov so sadrovcom vystupujú polymiktné zlepence a pieskovce, resp. štrk a piesok. Sú to nedokonale triedené, až chaoticky uložené sedimenty, štrky rýchlo a nepravidelne vykliňujú v pieskoch, zväčša hrubozrnných, je variabilné zastúpenie psefitických úlomkov. Štrky sa skladajú zo suboválne - subangulárne opracovaných úlomkov veľkosti od 0,5 - 2 cm až po bálvany 30x40 cm. Pieskovce prevládajú nad vápen-

Tab. 12 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - nižnohrabovské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min.obsah v poz.vz. %	Max.obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	10	3	0,53	33,87	3,57
apatit	10	3	0,57	4,00	0,69
turmalín	10	5	0,57	3,00	0,90
titanit	10	4	0,53	7,00	1,05
amfibol	10	5	0,27	30,00	5,62
chlorit	10	5	1,07	4,57	1,07
fosfát	10	8	0,27	3,08	24,18
rutil	10	2	1,87	2,40	0,42
staurolit	10	6	1,08	3,87	5,55
zirkón	10	2	0,27	0,57	0,88
epidot	10	3	0,27	1,14	0,39
leukoxén	10	6	0,27	32,63	7,56
pyrit	10	7	1,00	6,22	2,26
limonit	10	8	0,96	50,44	11,34
ilmenit	10	5	1,08	3,55	1,15
magnetit	10	8	2,28	7,00	3,46
karbonát	10	9	0,27	23,91	5,93
andaluzit	10	4	0,27	1,14	0,28
zoisit	10	4	0,27	2,00	0,39

cami a rohovcami, vzácné je zastúpený kremeň a nachádzajú sa tu aj valúniky fialových ílovcov. Evidentne boli priplavené zo severu - z paleogénu a mezozoika bradlového pásma. Polymikt-
né zlepence, ktoré patria pravdepodobne nižnohrabovskému sú-
vrstviu, uvádza aj D. Vass in V. Baňacký a kol. (1987 b) z oko-
lia Zlatníka a Hermanoviec.

134 hrabovské ryodacitové tufy

Severne od Slanských vrchov vystupujú v reliktoch tenké polohy ryodacitových tufov, ktoré sú súčasťou vrchnej časti nižnohrabovského súvrstvia. Tufy sú bielosivé až nazelenalé, jemnozrné.

Zo sedimentov v okolí Zlatníka opísal spodnobádenské spo-
ločenstvo I. Cicha a J. Kheil (1962). Okrem iného uvádzajú
druhy *Orbulina suturalis*, *Robulus adelinensis*, *R. gibbus*, *Va-*
ginulina legumen, *Uvigerina asperula*, *Globorotalia mayeri* a i.
Zo vzoriek vrstiev zameraných na sadrovec uvádza spodnobádenské
spoločenstvo s indexovým druhom *Orbulina suturalis* aj V. Gaš-
pariková in J. Slávik a kol. (1965).

M i r k o v s k é s ú v r s t v i e

Jé litostratigrafickou jednotkou spodného a stredného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. Na povrch vystupuje v podhorí Slanských vrchov medzi Teriakovcami, Kokošovcami, Mirkovcami a Ploským. Je vyvinuté výlučne na kladzianskom súvrství, v podloží vulkanitov Slanských vrchov a pravdepodobne aj v južnej časti kotliny sa laterálne zastupuje s nižnohrobovským a vranovským súvrstvím. Dôvodom na vyčlenenie súvrstvia bol identický ílovcový vývoj spodného a stredného bádenu a pozvoľný prechod mikrofaunistických spoločenstiev, ako to možno veľmi názorne dokumentovať na profile vrtu S-15 pri Teriakovciach (A. Zlinská in M. Kaličiak a kol., 1988). Bázu súvrstvia tvorí pomerne ostrý litologický styk sľudnatých, pestroškrvnitých ílovcov kladzianskeho súvrstvia s monotónnymi ílovcami z tzv. sivého spodného bádenu v normálnom faunistickom vývoji. Maximálna hrúbka súvrstvia je 630 m (vrt Drienov XII). V podloží andezitov Slanských vrchov kladieme na bázu tohto súvrstvia výrazný komplex kyslých vulkanitov.

133 - pemzové, lapilové a ryolitové tufy a brekcie (v reze)

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny zlatobanského stratovulkánu vystupuje v nadloží kladzianskeho súvrstvia horizont ryolitových tufov až ryolitových brekcií. Vulkanoklastiká sú sivobiele, tvoria ich pemzové a lapilové tufy s prechodmi do ryolitových brekcií s úlomkami páskovaných ryolitov.

Tab. 13 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy - mirkovské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií %		piesok	11	26,454	25,539
		prach	11	30,290	19,455
		íl	11	42,345	16,265
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)	11	0,031	0,064
		So	11	4,211	1,234
	Momentové parametre	x	11	6,487	1,51
			11	2,160	0,425
		k	11	2,219	0,427

132 - monotónne sivé vápnité ílovce

Ílovce majú veľmi monotónny litologický vývoj, chýbajú sedimentárne textúry, sú až zelenavosivé, prachovité, vápnité (obsah CaCO_3 kolíše od 15,2 do 27,5 %). Veľmi zriedka sa vyskytujú tenké polohy jemnozrnných pieskovcov, na báze majú lokálne vyvinutú polohu montmorillonitických ílov. Pozoruhodné je nedokonalé až zlé triedenie sedimentov (tab. 13). Asociácia ťažkých minerálov prevažne povrchových vzoriek vykazuje kvartérnu kontamináciu (hyperstén, amfibol). Okrem autigénneho pyritu (a hypergénneho limonitu) sa presadzuje hlavne ilménit, granát, menej zirkón a zoisit. Mikrofaunistickú charakteristiku možno dokumentovať asociáciou vzorky AZ-41 (A. Zlinská in M. Kaličiak a kol. 1988).

131 - zrohovcovatené, črepinovite sa rozpadávajúce tmavohnedé ílovce

Na povrch vystupujú v centrálnej vulkanickej zóne strato-vulkánu Štavica, kde boli tieto sedimenty vynesené a kontaktne termicky prepracované telesami dioritových porfyritov.

130 - stredno- až hrubozrnné pieskovce, piesky s vložkami ílov a štrkov

V reliktoch sa zachovali na vysokej kryhe pri Ruskej Novej Vsi. Mierne prevládajú strednozrnné nad hrubozrnnými s pozvoľnými vzájomnými prechodmi. V pieskovci je niekoľko polôh zlepencov, resp. štrkov hrúbky 20 - 40 cm, ktoré sú svetložltohnedej farby, dobre triedené ($S_o = 1,73$), chudobné na tmel, slabo vápnité (len 6,1 - 6,8 % CaCO_3). Charakteristické sú bochníkovité útvary s vápnitým tmelom, ktoré pozitívne selektívne vyvetrávajú z lavíc 0,4 - 1 m hrubých. Majú vyvinuté šikmé a krížové zvrstvenie. Štrky sú zle triedené (obliaky v priemere 1 - 3 cm, max. 7 - 8 cm), medzerná piesčitá hmota lokálne prevláda. Opracovanie je suboválne, oválne, prevláda kremeň a kremeneč, ďalej je hojný pieskovec a dolomit, bežný je aj vápenec a tmavé lydity. Asociácia ťažkých minerálov obsahuje najmä granát, menej apatit a turmalín. Vo vrchnej časti pieskovcov sú tenké polohy sivých ílov, z ktorých A. Zlinská (in M. Kaličiak a kol. 1988; vz. AZ-48) určila chudobnú strednobádenskú asociáciu (vrchná časť súvrstvia).

V r a n o v s k é s ú v r s t v i e

Prekrývajú ho mladšie sedimenty a na povrch nikde nevystupuje. Reprezentuje bazálne súvrstvie stredného bádenu vyvinuté pozdĺž SV okraja panvy. V kompletom vývoji bádenu nasadá na horizont hrabovských tufov. V spodnej časti prevládajú pieskovce s polohami prachovcov a ílovcov, vyššie prevláda pelitický vývoj. Jeho hrúbka tu pravdepodobne nepresahuje 400 - 500 m.

Tab. 14

Vyhodnotenie ťažkých minerálov - mirkovské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min.obsah v poz.vz. %	Max.obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	15	14	0,34	60,94	12,91
apatit	15	12	0,11	4,18	1,04
turmalín	15	14	0,10	1,81	0,75
titanit	15	1	0,80	-	0,06
amfibol	15	14	0,12	20,72	4,12
biotit	15	14	0,31	26,78	3,05
chlorit	15	14	0,31	11,42	3,63
rutil	15	9	0,12	2,30	0,59
staurolit	15	13	0,10	1,18	0,42
zirkón	15	11	0,12	16,42	1,68
epidot	15	10	0,11	1,32	0,28
anatas	15	1	0,12	-	0,00
hyperstén	15	12	0,43	26,53	5,50
leukoxén	15	3	0,31	1,39	0,13
pyrit	15	4	0,16	55,00	6,30
limonit	15	15	2,26	77,61	21,78
ilmenit	15	13	1,27	67,45	20,53
karbonát	15	13	0,08	17,42	4,53
andaluzit	15	2	0,08	0,80	0,05
zoisit	15	4	0,08	0,63	0,07

Z b u d z s k é s ú v r s t v i e

Zastupuje vrchnú časť stredného bádenu. Pozostáva zo sivých prachovcov a ílovcov so žilkami sadrovca, konkréciami anhydritu a s kryštálíkmi soli. Dominantné sú rôzne hrubé šošovky kamennej soli, ktorá je relatívne čistá, vo vrchnej časti býva znečistená ílmi. Spoločenstvo foraminifer nie je charakteristické pre stredný bádenu, skôr indikuje vrchnobádenský vek (V. Gašpariková, 1963). Rovnako ako vranovské súvrstvie nevychádza na povrch. Jeho hrúbka nepresahuje 200 m a leží konkordantne na vranovskom súvrství.

L a s t o m í r s k e s ú v r s t v i e

Tvorí spodnú časť vrchného bádenu a je tvorené monotónnym sledom ílovcov a prachovcov so zuhoľnatými zvyškami rastlín. Na povrch nevychádza, vrtní overené rozšírenie siaha z vranovskej oblasti až po Zámutov, kde sa v ňom nachádzajú polohy ryolitových pemzových tufov a epiklastických pieskov. Sporadicky sú v súvrství zastúpené polohy vápnitých pieskovcov. Podľa D. Vassa a J. Čverčka (1985) leží diskordantne na zbudzskom,

resp. vranovskom súvrství, jeho vrchná a stredná časť laterálne prechádza do klčovského súvrstvia. Obsahuje morskú a brakickomorskú faunu. V. Gašpariková (in O. Džubera a kol., 1964) opísala z lastomírskeho súvrstvia asociáciu: *Bulimina elongata*, *B. scitula*, *B. ovata*, *Bolivina dilatata*, *B. Beyrichi*, *B. punctata*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula* a *Orbulina suturalis*. Hrúbka súvrstvia nepresahuje pravdepodobne 600 až 700 metrov.

K l č o v s k é s ú v r s t v i e

Je litostratigrafickou jednotkou vrchného bádenu a najspodnejšieho sarmatu v brakickom a sladkovodnom, resp. suchozemskom vývoji. Reliktne vystupuje v okolí Varhaňoviec, súvisle na povrchu medzi Opinou, Kecercovcami a Rozhanovcami, tiež západne od Torysy medzi Lemešanmi a Ťahanovcami. Od SV na JZ diskordantne transgreduje postupne na mirkovské a kladzianske súvrstvie a pri Ťahanovciach priamo na predterciérne jednotky Čiernej hory. Maximálna hrúbka v severnej časti Košickej kotliny presahuje 600 m (vrt Drienov XX). Z východnej strany Slanských vrchov je na povrchu toto súvrstvie známe v pozdĺžnom pruhu od údolia Hermanovského potoka až po okraj regiónu pri Kamenej Porube, smerom k vulkanitom ho prekrýva mladšie stretavské súvrstvie. Jeho hrúbka tu presahuje 1 000 m, v spodnej časti sa laterálne zastupuje s lastomírskeho súvrstviem.

V Košickej kotline je bázou súvrstvia horizont kráľovských ryolitových tufov, ktorého ekvivalenty sú známe aj z východnej časti regiónu, kde však netvoria jeho bezprostrednú bázu. Vyššie sú vyvinuté pelity, ktoré postupne prechádzajú do ílov so štrkom, na ktorých potom leží hlavná masa hrubých detritov-varhaňovských štrkov. Na vysokých kryhách sa v kotline tieto štrky nachádzajú v pozícii nad kráľovskými tufmi. Najvyššiu časť súvrstvia reprezentujú pelity.

129 - kráľovské ryolitové tufy

V bazálnej časti klčovského súvrstvia vystupuje horizont redeponovaných ryolitových tufov, ktorý dosahuje hrúbku 20 - 30 m. Tufy vystupujú na povrch v širšom okolí obce Kráľovce, JZ od Budimíra a západne od Beniakoviec. Tufy majú svetlú, svetlosivú farbu. Sú drobivé, rozpadavé, bez výrazných znakov triedenia. Skladajú sa zo sklovitých fragmentov bielej pórovitej pemzy veľkosti do 5 cm (až 80 % zloženia horniny), kryštalo-klastovsivého až naružovelého kremeňa (hniezda do 1 cm), bielo-mliečnych živcov (ortoklas, plagioklas) a biotitu. Okrem toho sú v tufoch ojedinelé drobné fragmenty jemnozrnných pieskovecov a prachovcov. Časté dutinky a póry vyplňa chalcedón. Imeliaca hmota je zložená z vulkanického skla, oligoklasu, kremeňa, biotitu a montmorillonitu (M. Kušnierová - J. Derco, 1982). Radiometricky určený vek tufov je $13,9 \pm 0,3$ mil. rokov (G.P. Bagdasarjan a kol., 1971).

V tufoch sú časté fragmenty sivých až tmavosivých augi-

tovo-hyperstenických andezitov s veľkosťou do 10 cm a tvoria v kráľovských ryolitových tufoch 1 - 2 % zloženia horniny.

Analogické pemzové tufy vystupujú v reliktoch v JZ časti územia v okolí kóty Viničná a západne od Beniakoviec. Tufy sú prevažne montmorillonitizované, so zachovanými reliktnými pemzami, kremeňom a tmavými minerálmi.

128 - svetlosivé až tmavosivé íly s vložkami štrkov

Tiahnu sa pozdĺž východného okraja Košíc, kde sú podložením varhaňovských štrkov. V hlbších častiach panvy sa však medzi nimi a kráľovskými tufmi vyvinuli monotónne prachovité íly s hrúbkou presahujúcou až 200 m. Charakteristickým znakom litofácie je lokálna prítomnosť obliakov štrku alebo ich tenké, vyklinujúce vložky a polohy tmavosivých ílov, z ktorých E. Planderová (in D. Vass a kol., 1979) opísala peľové spektrá subtropickej flóry na rozhraní vrchný bádén - spodný sarmat. Zloženie štrkov zodpovedá charakteristike nadložnej litofácie.

127 - varhaňovské štrky

a/ polymiktné, s podstatným zastúpením obliakov karbonátov

Reprezentujú nezvetrané partie jedného alebo viacerých náplavových kužeľov s materiálom prevažne Čiernej hory a Spišsko-gemerského rudohoria. Na povrchu sú tieto štrky rozšírené medzi Varhaňovcami (kde majú svoju typickú lokalitu) a Chrastným. Predstavujú až niekoľko m hrubé polohy prevažne strednozrnných štrkov nepravidelne, šošovkovite a klinovite prevrstvené pieskami a ílmi. Ich maximálna hrúbka presahuje až 100 m, ale smerom na V a JV postupne vyklinujú, takže z východnej strany Slanských vrchov sú štrky známe len ako vložky v íloch.

Priemerná veľkosť obliakov je 2 - 6 cm, maximálne 12 - 15 cm, väčšinou sú suboválne až oválne opracované. Prevláda kremeň, kremenec a karbonáty, pričom karbonáty (dolomit, vápenec) majú 20 - 60 % zastúpenie. Bežné sú obliaky granitoidov, kryštalických bridlíc, arkóz a drôb, menej sú zastúpené pieskovce a buližníky, sporadicky obliaky ryolitových tufov a ryolitov. Andezit sa na povrchu v týchto štrkoch nezistil. Kontakty s okolitými horninami sú buď ostré, alebo tvoria pozvoľné prechody. Piesky sú prevažne dobre triedené, stredno- až hrubozrnné alebo vápnité, asociáciu ťažkých minerálov v nich možno označiť ako granátovo-turmalínovo-stauroolitovú (tab. 15). Íly sú svetlosivé, svetlozelenkavosivé, niekedy obsahujú obliaky štrku alebo vložky a laminy piesku.

b/ polymiktné, zvetrané, bez obliakov karbonátov

Je to špecifická litofácia, ktorá vznikla rozkladom karbonátov v už existujúcom sedimente pri povrchovom zvetrávaní v sarmate. Na niektorých miestach (napr. v štrkovni v Kráľovciach) je odkrytá prechodná poloha 0,5 - 3 m hrubá a vidno na nej, ako

zdravé karbonáty prechádzajú do silne zvetraných, vyššie pozorovať len jadrá zvetraných obliakov s hrdzavohnedým reakčným lemom a vyššie už karbonáty miznú úplne. Sú však zastúpené v asociácii ťažkých minerálov a výrazné aj na rtg krivkách z medzernej hmoty štrkov. Takéto zvetrávanie pripisujeme spodno- a strednosarmatskej fáze rapídneho ochladenia (porovnaj napr. prílohu E. Planderovej) a suchej klímy, podobnej, aká panovala pri vzniku evaporitov. Dôkazom sú aj bežné (na prvý pohľad prekvapujúce) obsahy sadrovca v mineralogických rozboroch matrixu štrkov z Kráľoviec (M. Lucinkieviczová in J. Návesník a kol., 1976). V závislosti od zachovania paleoreliéfu, resp. od hĺbky erózie potom táto niekoľko m hrubá, zvetraná poloha môže viacmenej kopírovať terén alebo sa v odkryve javiť ako odlišná vrstva.

Litofácia má obdobné zloženie ako predošlá, na úkor karbonátov relatívne stúpa obsah kremeňa a kremenca. Na styku s jednotkami Čiernej hory má charakter piedmontnej fácie, t.j. tvoria ju prevažne chaotické štrky bez sedimentárnych textúr, nápadná je variabilná veľkosť obliakov a stupeň ich opracovania. Pri ťa-

Tab. 15 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - klčovské súvrstvie
(Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min. obsah v poz.vz. %	Max. obsah v poz.vz. %	Priemer. zastúp. %
granát	18	12	1,52	41,88	12,91
apatit	18	11	0,69	6,11	1,72
turmalín	18	15	1,87	15,15	4,32
titanit	18	4	0,09	2,25	0,16
amfibol	18	3	0,21	0,76	0,08
biotit	18	2	0,17	2,07	0,56
chlorit	18	10	0,19	27,27	2,92
staurolit	18	13	0,19	9,55	2,06
zirkón	18	12	0,09	4,02	0,88
epidot	18	10	0,09	4,39	0,80
hyperstén	18	4	0,39	1,27	0,14
distén	18	8	0,28	1,67	0,44
pyrit	18	3	1,16	4,55	0,39
limonit	18	18	0,37	63,08	16,50
ilmenit	18	14	1,12	35,05	10,31
magnetit	18	10	2,27	48,21	10,25
karbonát	18	16	0,84	33,33	6,46
andaluzit	18	3	0,19	1,05	0,08
zoisit	18	5	0,09	0,48	0,06
kremeň	18	2	0,92	1,08	0,11
živec	18	5	0,63	4,62	0,49
pyrit.fauna	18	4	0,19	5,95	0,74

hanovciach sa na báze nachádzajú polohy zlepcov s limonitovým a markazitovým tmelom.

126 - striedanie sivých ílov s polohami štrkov

Predstavuje pozvoľný prechod varhaňovských štrkov do nadožia, keď prevažne ílovcový vývoj obsahuje polohy štrku, prípadne variabilnú prímes obliakov. Íly sú illitovo-montmorillonitového zloženia, v oblasti Viničnej sa ťaží poloha so zvýšeným zastúpením kaolinitu.

125 - svetlosivé prachovité ílovce až prachovce

Tvorí najvyššiu časť súvrstvia. Sú málo spevnené až ílovité, menej rôzne sľudnaté, jemne piesčité, vcelku monotónne, slabo vápnité (obsah CaCO_3 do 14 %). Niekde majú vyvinutú žltouhnedú škvrnitosť. Triedenie je normálne až dobré (tabuľka 16), asociácia ťažkých minerálov je rovnaká ako pri pieskoch (tabuľka 15).

Tab. 16 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy -
klčovské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka
Zastúpenie frakcií %		piesok	19	52,878	29,137
		prach	19	35,084	18,371
		íl	19	12,010	12,443
zrnitostné parametre	trask	Md (mm)	19	0,76	0,055
		So	19	2,081	0,604
	momentové parametre	x	19	4,643	1,388
		k	19	1,446	0,466
		k	19	3,032	1,091

Klčovské súvrstvie je prevažne sterilné, hojnejší je iba druh *Ammonia beccarii*, z vrtu S-3 (Nižná Kamenica) uvádza E. Planderová (in M. Kaličiak a kol., 1988) z hĺbky 105 m o.i. výskyt peľov paliem rodu *Sabal*.

VRCHNÝ BÁDEN

124 - ryolitové tufy až ryolitové epiklastické pieskovce

Južne od obce Soľ vystupuje plošne obmedzený horizont ryolitových vulkanoklastík, prevažne tufov, s celkovou hrúbkou cca 30 m. Tufy majú šedobielu farbu a sú rozpadavé. Tvorí ich biela voštinovitá pemza veľkosti do 3 cm, v ktorej sú ojedinelé drobné šupiny biotitu. Matrix je sivý, jemnozrnný, s hojnými šupinkami biotitu. Pemza tvorí 40 - 60 % zloženia tufov. Tufy sa striedajú s polohami jemnozrnných piesčitých tufov až epiklastických pieskovcov, ktoré sú rozpadavé, drobivé, z drobného ryolitového detritu. Rádiometrický vek tufov bol stanovený metódou FT z biotitu na $14,2 \pm 0,7$ mil. rokov (I. Repčok in J. Kantor a kol., 1984).

K tomuto horizontu ryolitových vulkanoklastík priraďujeme analogické rozpadavé ryolitové tufy až epiklastické pieskovce s biotitom vystupujúce na povrch JZ od obce Tuhrina v nadloží mirkovského súvrstvia.

123 - ryolity (v reze)

Vrtom DK-1 na lokalite Dubník sa v oblasti prechodnej vulkanickej zóny zlatobanského andezitového stratovulkánu zistilo teleso ryolitu s výraznou páskovanou a fluidálnou textúrou, ktoré má pravdepodobne ložný charakter.

122 - extrúzia ryodacitu

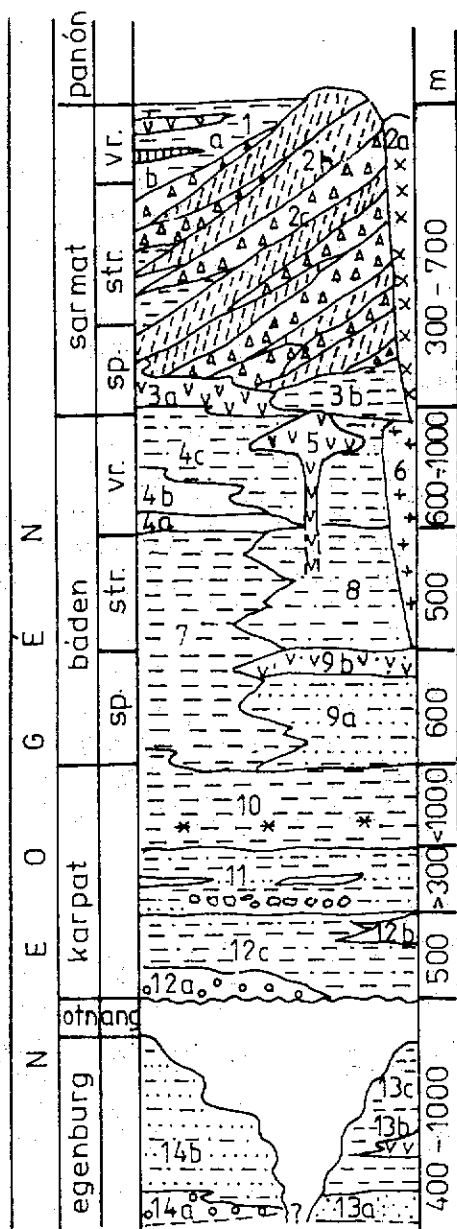
Južne od Zámčova vystupuje na povrch morfológicky výrazné extrúzivne kupolovité teleso ryodacitu (kóta Valenčica) svetlosivej až naružovelej farby, všesmerne zrnitej textúry s prechodmi do fluidálnej páskovanej textúry. Štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou až trachytickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén (opacitizovaný) a ojedinelé resorbované zrná kremeňa.

Vek ryodacitového telesa sa neurčoval priamo. Jeho prenik spájame s ryolitovo-ryodacitovou vulkanickou aktivitou v tejto oblasti, ktorý bol stanovený rádiometricky z vrtu ZA-2 na 14,4 mil. rokov (G.P. Bagdasarjan a kol., 1971).

121 - ryodacitové neky a dajky

V oblasti medzi Merníkom, Komaranmi a Čičavou vystupujú intrúzivne telesá ryodacitov variabilných rozmerov a foriem. Ide o väčšie pňovité telesá vo forme nekov, ktoré tvoria kóty Urbársky les a Lipová, okolo ktorých je koncentricky usporiadaný roj ryodacitových dajok (P. Bačo, 1987).

Telesá tvorí prevažne šedobiely ryodacit, ktorý pozvoľne k okrajom prechádza do páskovaného fluidálneho ryodacitu až do sklovitých lemov tvorených smolkom. Tieto sklovité okraje telies sú charakteristické hlavne pre menšie dajkové telesá.



1. kochanovské súvrstvie: vápnité íly so slojkami lignitu a vložkami tufov
2. andezitové stratovulkány: 2a - intrúzie dioritových porfyritov, 2b - lávové prúdy, 2c - vulkanoklastiká
3. stretavské súvrstvie: 3a - rankovské ryolitové tufy, 3b - prachovité íly, ílovce
4. klčovské súvrstvie: 4a - kráľovské ryolitové tufy, 4b - varhanovské štrky, 4c - vápnité ílovce, prachovce
5. andezitový stratovulkán Ošvárska
6. ryodacitové neky, dajky, extrúzie
7. mirkovské súvrstvie: vápnité ílovce
8. vranovské súvrstvie: vápnité ílovce a prachovce
9. nižohrabovské súvrstvie: 9a - vápnité prachovce s polohami pieskovcov, 9b - hrabovské ryodacitové tufy
10. kladzianske súvrstvie: ílovce s polohami pieskovcov
11. soľnobanské súvrstvie: ílovce, prachovce, pieskovce s polohami kamennej soli a soľných brekcií
12. teriakovské súvrstvie: 12a - lemešianske zlepence, 12b - ryolitové vulkanoklastiká, 12c - prachovce, ílovce
13. čelovské súvrstvie: 13a - glaukonitické pieskovce, 13b - ryolitové tufy, 13c - prachovce, ílovce, jemnozrnné pieskovce
14. prešovské súvrstvie: 14a - pieskovce s polohami zlepencov, 14b - prachovce, pieskovce

Obr. 15 Litostratigrafická schéma neogénu (S. Karoli - M. Kaličiak, 1988)

V okrajových častiach nekov sú časté intraklasty sedimentov, ktoré naopak vo väčšine ryodacitových dajok chýbajú. Ryodacit má prevažne masívnu, kompaktnú textúru s postupným prechodom do fluidálnej až brekciovitej textúry (okraj telies). Má riedkoporfyrickú štruktúru s drobnými výrastlicami plagioklasu, ortoklasu, zriedkavo kremeňa a biotitu. Akcesoricky je prítomný granát a apatit. Základná hmota je mikrohypidiomorfné - alotriomorfné zrnitá, s postupným prechodom do felzitickej. Častá je tiež štruktúra sférolitická až fluidálna, sklovitá. Pôvodný charakter štruktúry je však prevažne zastretý hydrotermálnymi premenami, z ktorých najvýraznejšia je argilitizácia, silicifikácia, menej častá je sericitizácia a karbonatizácia (E. Kaličiaková in R. Ďuda a kol., 1988).

VRCHNÝ BÁDEN - SPODNÝ SARMAT

Formácia Ošvárska (andezitový stratovulkán Ošvárska)

Formácia Ošvárska predstavuje relikť menšieho andezitového stratovulkánu, ktorý vystupuje na povrch západne od Zámutova v uzávere doliny potoka Lomnica. Formáciu definoval M. Kaličiak (1985). Stratovulkán tvoria relikty vulkanického kužeľa a pláštľa, ktoré sú z väčšej časti prekryté mladšími sarmatskými vulkanickými fáciami prislúchajúcimi k zlatobanskému a makovickému stratovulkánu. Rádiometrický vek z andezitu lávového prúdu z kameňolomu západne od Zámutova je $13,9 \pm 1,1$ mil. rokov, čo zodpovedá vrchnému bádenu (J. Slávik et al., 1976).

120 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy

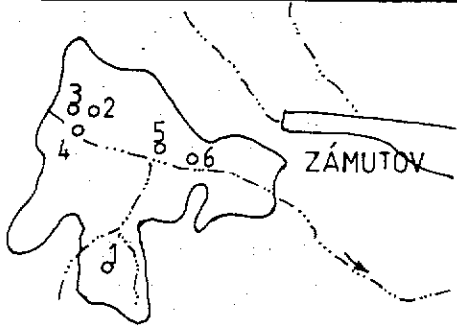
Súčasťou vulkanického kužeľa sú polohy autochtónnych pyroklastík tvorené vulkanickými brekciami, podradne aglomerátmi a tufmi. Brekcie sú zložené z fragmentov pórovitých andezitov a sú spekané a aglutinované. Imeliaca hmota je zrnitá, tufová, s pemzou. Fragmenty andezitov z pyroklastík petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov.

119 - lávové prúdy pyroxenických andezitov

Podstatnú časť zachovaných reliktov vulkanického kužeľa a pláštľa tvoria lávové prúdy. Tvorí ich zbrekciovatený andezit, miestami s blokovou a lavicovitou odlučnosťou. Andezit je sivý, tmavosivý, drobno- až strednoporfyrický. Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou, trachytickou až mikropoikilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{30-40}), hyperstén a augit.

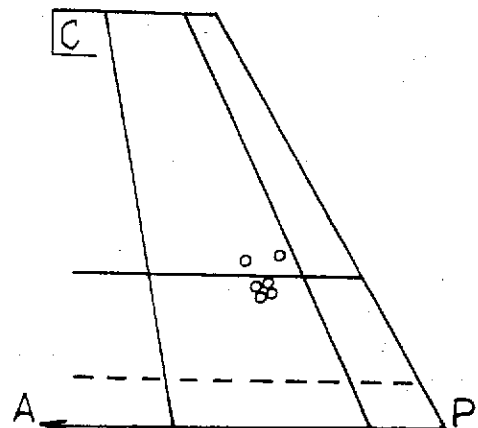
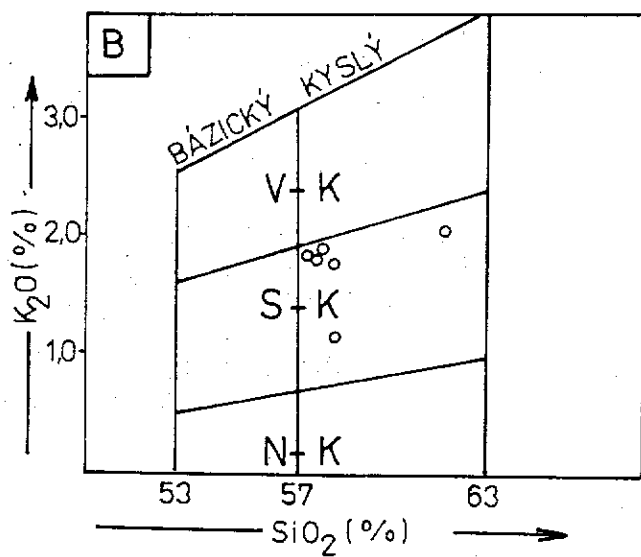
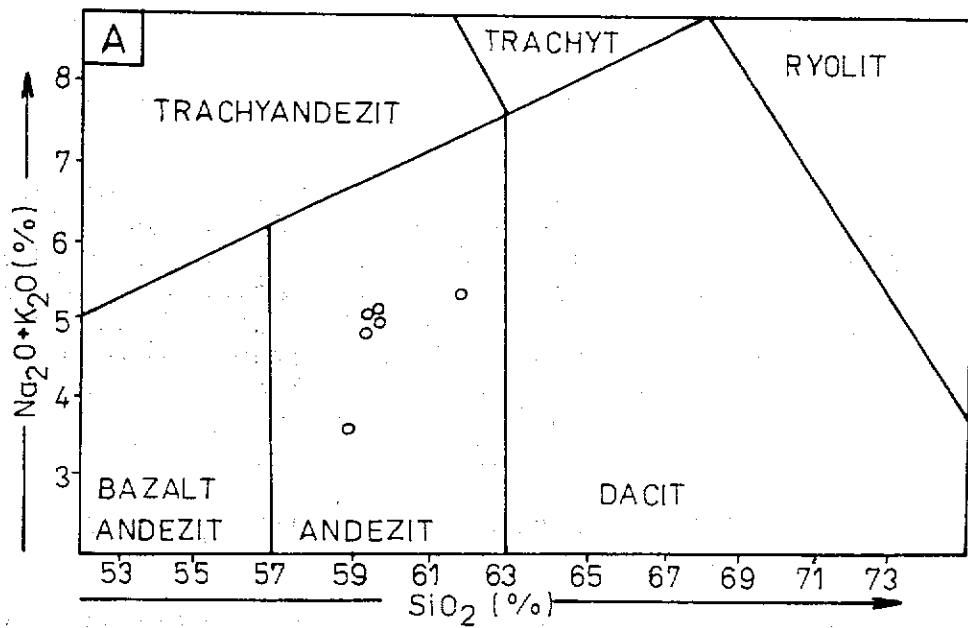
118 - andezitové neky

V centrálnej časti stratovulkánu vystupujú telesá andezitových nekov. Neky tvoria izometrické až eliptické vertikálne



Obr. 16 Chemizmus hornín -
formácia Ošvárska

- A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)
- B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill, 1981)
- C. QAP diagram (L.A. Streckisen, 1973)



orientované telesá s priemerom do 200 m a výškou do 50 m nad okolitým terénom. Tvoria ich sivý drobnoporfyrický andezit, prevažne s vertikálnou blokovou a hrubolavicovitou odlučnosťou. Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₄₂₋₅₀), hypersténu i augitu. Základná hmota je trachytická. Monotónny petrografický charakter andezitov tejto formácie sa odráža aj v ich chemickom zložení (tab. 17). Skúmané horniny patria do skupiny andezitov so stredným obsahom draslíka (obr. 16). V klasifikácii eruptívnych hornín podľa L.A. Streckeisen (1973) sú projekčné body andezitov zastúpené na rozhraní poľa andezitu a dacitu (obr. 16).

Tab. 17 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Ošvárska

č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	58,39	1,05	17,59	2,19	4,94	0,11	3,43	6,87	2,24	1,12	0,17	1,15	0,03
2	58,28	0,89	17,05	2,57	4,42	0,09	3,31	5,81	2,93	1,74	0,16	0,0	0,78
3	61,65	0,80	17,37	1,02	2,77	0,07	2,42	3,82	2,28	2,04	0,15	-	0,73
4	57,67	0,89	16,80	3,08	3,96	0,09	3,08	5,77	2,93	1,78	0,15	-	0,77
5	57,87	0,88	16,91	1,74	5,07	0,13	2,75	6,09	2,96	1,74	0,16	-	0,66
6	62,37	0,78	17,78	4,74	0,0	0,08	2,72	5,75	3,20	1,94	0,16	-	0,12

SPODNÝ SARMAT

Stretavské súvrstvie

Na povrch vystupuje v podhorí Slanských vrchov v okolí Rankoviec, odkiaľ siaha až po Košický Klečenov a Košice. Východne od Slanských vrchov vystupuje od Zámutova po Stankovany.

Maximálna hrúbka súvrstvia dosahuje od 300 do 500 m. Súvrstvie transgresívne leží na klčovskom súvrství. V Košickej kotline je na báze výrazný horizont ryolitových tufov (rankovské tufy), ktoré sú známe aj z východnej časti regiónu (Cabov), kde však už nepredstavujú bázu stretavského súvrstvia. Vyššie prevláda pelitický vývoj s polohami hrubých detritov, v ktorých sa už výraznejšie uplatnili andezity Slanských vrchov.

117 - rankovské ryolitové tufy

V bazálnej časti stretavského súvrstvia medzi Kecerovským Lipovcom, Čižaticami a Čakanovcami v podhorí Slanských vrchov vystupuje horizont ryolitových tufov až drobnozrnných ryolitových epiklastík veľmi variabilnej hrúbky a plošného rozšírenia.

Tento vulkanogénny horizont nazval J. Seneš (1955) rankovské tufity.

Vo vulkanoklastikách sa striedajú polohy pemzových tufov, drobnoušmrvitých epiklastických ryolitových brekcií až pieskovecov. K tomuto vulkanogénnemu horizontu priradujeme litologicky zhodné relikty ryolitových vulkanoklastík, ktoré vychádzajú na povrch východne od Kokošoviec, v údolí potoka Delňa (Sigord) a relikty východne od Slanských vrchov (Cabov, Rudlov a južne od Hermanoviec).

166 - sivé prachovité a vápnité íly, ílovce

Na povrchu sú zvetrané, žltohnedoškvrnité až svetlozeleno-sivé, slabo vápnité až vápnité (CaCO_3 max. 17,5 - 22,5 %), výrazne sludnaté, prachovité, s častými lokálnymi prechodmi do prachovecov, ktoré na základe zrnitostných rozborov prevládajú. V porovnaní s ílmi klčovského súvrstvia sú viac vápnité, viac sludnaté a stabilne obsahujú ťažké minerály, ale majú nižší obsah granátu, turmalínu a staurolitu (tab. 18). Sú prevažne normálne triedené (tab. 19). V litofácii sú obsiahnuté typické

Tab. 18 Vyhodnotenie ťažkých minerálov - stretavské súvrstvie (Z. Priechodská, 1988)

Minerál	Počet vzoriek	Počet pozitív. vzoriek	Min. obsah v poz.vz. %	Max. obsah v poz.vz. %	Priemer zastúp. %
granát	11	10	0,15	25,67	9,60
apatit	11	7	0,07	4,61	0,82
turmalín	11	9	0,07	5,56	1,18
amfibol	11	6	0,15	5,25	1,18
biotit	11	10	0,45	50,09	7,23
chlorit	11	8	0,13	24,00	3,99
rutil	11	5	0,08	1,02	0,22
staurolit	11	6	0,07	2,52	0,52
zirkón	11	9	0,08	1,02	0,37
epidot	11	4	0,28	1,89	0,37
hyperstén	11	11	0,28	38,44	12,01
distén	11	5	0,08	2,70	0,55
pyrit	11	4	0,08	38,96	4,11
limonit	11	10	1,04	13,34	5,02
ilmenit	11	10	0,36	86,29	26,71
karbonát	11	6	0,25	19,33	2,41
andaluzit	11	2	0,15	3,20	0,30
zoisit	11	2	0,07	0,44	0,04
kremeň	11	7	0,07	3,77	0,77
živec	11	6	1,10	3,07	1,01
pyrit. fauna	11	3	0,13	3,67	0,52

Tab. 19 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy -
stretavské súvrstvie (A. Nagy, 1988)

		Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štatistická odchýlka	
Zastúpenie frakcií %		piesok	32	29,528	26,338
		prach	32	49,656	16,812
		íl	32	20,675	13,018
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)	32	0,044	0,067
		So	32	2,561	0,790
	Momentové parametre	x	32	5,636	1,351
			32	1,727	0,317
		k	32	2,624	0,919

brakické spoločenstvá foraminifer. Napr. A. Zlinská (in M. Kaličiak a kol., 1984) uvádza asociáciu s druhmi: *Ammonia beccarii*, *Elphidium reginum*, *E. hauerinum*, *E. macellum*, *E. complanatum* a *E. crispum*.

115 - polymiktné rozpadavé štrky s podstatným zastúpením vulkanického materiálu

Vystupujú v povodí Olšavy a v okolí Čižatic ako reliktné zachované, prípadne nesúvisle vyvinuté polohy s hrúbkou 20 m. Štrky sa veľmi nepravidelne striedajú s pieskami a prachovcami, veľmi charakteristickým znakom litofácie je zastúpenie andezitov v štrkoch, úlomky ktorých sú po kremeň a kremenci najpočetnejšie. Rovnako ťažké minerály z pieskov majú vysoké zastúpenie hypersténu a amfibolu. Štrky sú rozpadavé, s piesčito-tufitickou medzernou hmotou, piesky jemno- až hrubozrnné, dobre až normálne triedené.

114 - polymiktné rozpadavé štrky, ojedinele s vložkami ílov

Na povrch sporadicky vystupujú v okolí Košickej Novej Vsi a reprezentujú niekoľko m hrubé polohy štrkov s prechodmi až do štrkovitých pieskov, s 0,2 až 2 - 3 m hrubými polohami prachovitých ílov až prachovcov. Mimo územia regiónu sú odkryté v košickej štrkovni. Sú rozpadavé, majú polymiktný charakter a veľmi sa podobajú varhaňovským štrkom. Obsahujú však obliaky

andezitov (1 - 10 %) a zvýšené množstvo obliakov tufov a ryolitov. Vrchná časť neobsahuje karbonáty, čo čiastočne zodpovedá zvetranej časti varhaňovských štrkov, no najvyššia časť už neobsahuje ani karbonáty v medzernej hmote, čo indikuje podmienenosť ich rozkladu klimatickými faktormi už pri transporte.

Tieto štrky, ako aj časť štrkov klčovského súvrstvia boli známe v minulosti ako košická štrková formácia. Zavedením litostratigrafických jednotiek pre neogénne sedimenty stráca tento nejednotný a nepresný termín svoje opodstatnenie.

113 - ryolitové tufy- spekané

V podloží reliktovej vulkanickej kužeľa Rankovských skál a v nadloží sedimentov stretavského súvrstvia SV od Rankoviec v izolovaných reliktoch vystupujú spekané ryolitové tufy. Tufy sú biele, sivobiele, tvorené úlomkami bielej pórovitej a fluidálnej pemzy s veľkosťou do 1,5 cm. Na úlomkoch sú reakčné lemy, ktoré vznikli zo zhlukov Fe pigmentu. Tufy majú lito- až kryštaloklastickú štruktúru. Litoklasty tvorí pemza, úlomky ryolitov a ojedinele útržky ílovcov a pieskocov. Kryštaloklasty zastupuje kremeň, K-živce a ojedinele plagioklas. Zložením analogické tufy vystupujú aj západne od Zámutova.

STREDNÝ SARMAT

Formácia Lysá stráž - Oblík

Formáciu tvoria extruzívne andezitové telesá a plytkointruzívne telesá dioritových porfyritov, ktoré vystupujú na povrch v pozdĺžnej (SZ-JV) vulkanicko-tektonickej zóne pozdĺž severného okraja neogénnej molasovej panvy. V jej západnej časti medzi Hubošovcami a Kapušianmi prenikli na povrch extruzívne kupolovité až lakolitové telesá andezitov, a to v priestore pozdĺžnej antiklinálnej paleogénnej štruktúry, ktorú B. Leško (1956) nazval kapušianske antiklinálne pásmo (excentrické postavenie má teleso Šarišského hradu).

V zmysle T. Budaya in A. Matejka a kol. (1964) ide o kapušiansko-michalovskú hrast'. V juhovýchodnom pokračovaní hrastovej štruktúry v severnej časti Slanských vrchov vystupujú plytkointruzívne, prevažne lakolitové telesá dioritových porfyritov. Vek tejto extruzívno-intruzívnej magmatickej aktivity je rádiometricky určený na stredný sarmat (12,0 ± 0,4 - 12,2 ± 0,4 mil. rokov; M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

112 - intrúzie (lakolity, sily) amfibolicko-pyroxenického dioritového porfyritu

Tvoria morfológicky výrazné formy, od nepravidelných izometrických telies (Oblík) až po telesá nepravidelne eliptické, pretiahnuté v jednom smere (Maglovec), ktoré v období stredného sarmatu prenikli na rozhraní sedimentov spodného miocénu a spodnosarmatského vulkanického komplexu.

Hornina je tmavosivá, celistvá; stredno- až hrubozrnná (Maglovec, Borovik, Podhradík, Kuria hora), svetlosivá s výraznými výrastlicami tmavých minerálov (Oblík), sivá, často pórovitá a miestami intenzívne zbrekciovatá (Konská hora, Sokolie skaly).

Makroskopicky odlišné typy hornín zblízuje až zhodný petrografický charakter. Štruktúra horniny je porfyrická s holokryštalickou, mikroalotriomorfne až hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{34-44}), hyperstén, menej augit a amfibol. Podľa zastúpenia pyroxénov a amfibolov ide o amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický dioritový porfyrit.

111 - extrúzie až lakolity hyperstenicko-amfibolického andezitu

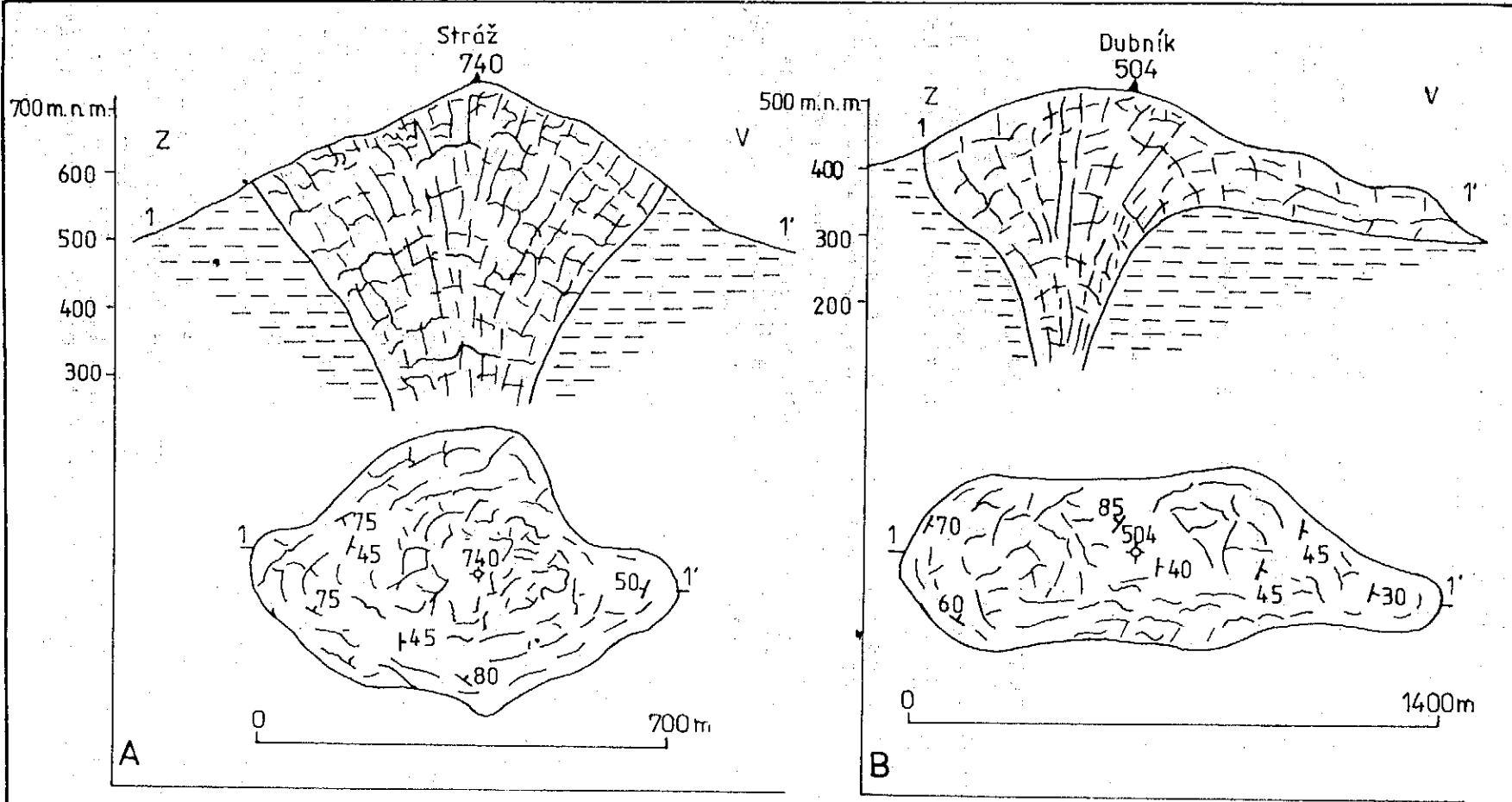
Na povrch vystupujú v pozdĺžnej kapušianskej hrasti od Kapušian na JV až po Lysú stráž na SZ. Andezitové telesá majú väčšinou nepravidelný eliptický tvar s pozdĺžnou osou SZ - JV. Rekonštrukcia stavby andezitového telesa s kótou Dubník pri Kapušianoch je na obr. 17.

Andezit má prevažne svetlosivú farbu, masívnu, kompaktnú a všesmerne zrnitú textúru. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{45-56}), amfibol a hyperstén. Amfibol je po okrajoch zŕn resorbovaný, s výraznými opacitovými obrubami a je čiastočne premenený (chloritizácia). Základná hmotá je variabilná, s prechodom od kryptokryštalickej cez pilotaxitickú k mikrohypidiomorfnej.

110 - extrúzie (dómy) pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom

Osobitný petrografický typ andezitov reprezentujú domatické extrúzie telesá Šarišský hrad a Maliniak. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý, prevažne s nepravidelným blokovým a polygonálnym rozpadom a na zvetranom povrchu s výraznou gutovitou odlučnosťou (Maliniak). Štruktúra je porfyrická s mikrohypidiomorfnou až mikroalotriomorfnou zrnitou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{36-52}), hyperstén, augit a amfibol, často v glomerofyrických zhlukoch. Charakteristickým znakom andezitov je prítomnosť granátu, ktorý tvorí v hornine naružovelé oká veľkosti do 1 - 2 cm. Podľa B. Zorkovského (1953, 1956) granát patrí do skupiny almandínu a má magmatogénny pôvod.

V andezite sú časté xenolity rôznej veľkosti (do 2 - 30 cm) tvorené zrohovcovatými pelitickými sedimentami až porcelanitmi. V dutinkách xenolitov a po ich okrajoch sa v telese Maliniak zistili tieto minerály: andradit, amfibolový azbest, rutil, kalcit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, pyrotín, sferit (R. Duša et al., 1981).



Obr. 17 Príklad foriem andezitových telies: A - nepravidelné izometrické telesá, B - nepravidelné eliptické telesá (M. Kaličiak, 1988)

109 - extrúzie (dómy) augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom

Do tejto skupiny patrí morfológicky výrazné domatické teleso Stráž, ďalej Hôrky a teleso SZ od Fintíc. Rekonštrukciu stavby domatického telesa Stráž znázorňuje obr. 17 A.

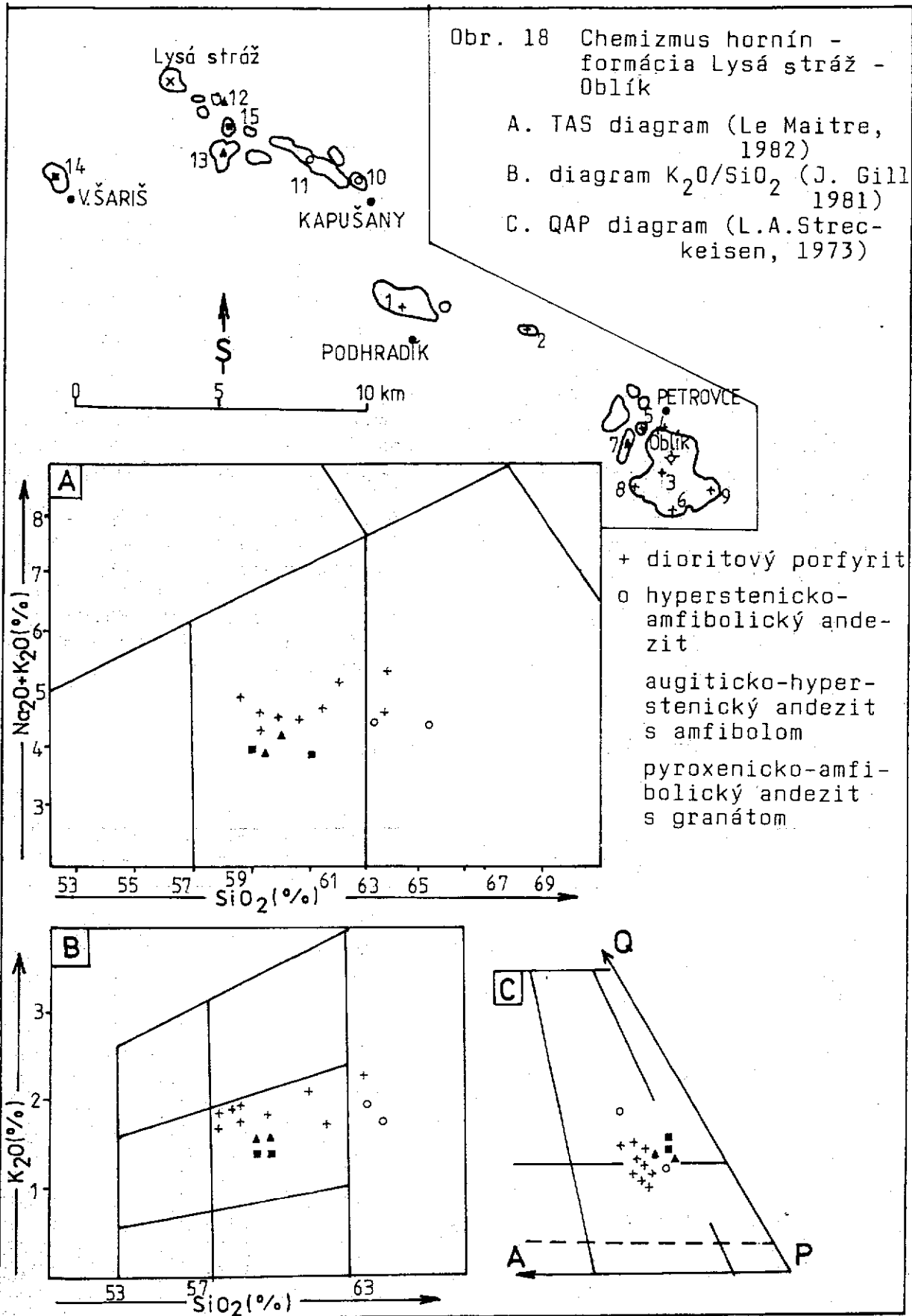
Andezit je sivý, celistvý, prevažne s veľkoblokovitou odlučnosťou. Štruktúra je porfyrická s výrastlicami plagioklasu (An_{44-56}), hypersténu, augitu i amfibolu. Základná hmota má prevažne kryptokrystalický charakter, miestami s mikrohypidiorfným vývojom.

V okrajových častiach telies pozorovať silné kontaktné účinky na okolité sedimenty, ako aj asimiláciu veľkých blokov sedimentov (opustený lom SZ od Fintíc). V drobných xenolitoch sedimentov sa zistili kryštalické agregáty kremeňa v asociácii s datolitom, almandínom, cordieritom i sfaleritom a po puklinách v andezite povlaky a žilky karbonátov s garronitom, chloritom a epistilbitom (R. Ďuďa et al., 1981).

Horniny extrúziívno-intruzívnej formácie Lysá stráž - Oblík majú rozdielne petrografické zloženie, čo sa odráža aj v ich chemickom zložení (tab. 20). V diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS (analytické údaje všetkých diagramov TAS sú prepočítané na 100 % bez započítania obsahu H_2O) horniny spadajú do poľa andezitu až dacitu (obr. 18 A). Tento posun do poľa acidnejších hornín (dacitov) môže byť spôsobený jednak

Tab. 20 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Lysá stráž - Oblík

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	58,05	0,99	16,98	2,43	5,16	0,14	2,50	6,97	2,88	1,96	0,15	0,0	0,20
2	58,32	0,99	17,16	2,92	4,36	0,12	3,10	6,13	2,74	1,92	0,17	0,0	0,28
3	61,46	0,66	16,83	1,11	4,47	0,11	2,92	5,82	2,97	2,17	0,18	0,46	0,53
4	60,19	0,03	16,84	3,19	2,95	0,10	3,21	6,41	2,70	1,92	0,13	0,0	0,12
5	58,22	0,79	17,51	3,72	3,37	0,11	3,10	6,83	2,40	1,88	0,15	0,0	0,43
6	63,96	0,73	16,77	1,43	3,32	0,09	2,04	5,02	3,14	2,28	0,20	0,74	0,48
7	57,85	0,70	16,62	2,05	4,12	0,15	3,30	5,83	2,43	1,75	0,16	1,62	0,88
8	62,10	0,61	16,89	2,30	2,85	0,09	2,41	5,58	2,80	1,70	0,14	1,10	0,60
9	58,31	0,70	16,20	1,67	4,68	0,14	3,67	6,98	2,78	1,80	0,12	0,62	0,0
10	63,47	0,47	17,20	5,69	-	0,11	1,96	5,65	2,70	1,76	0,17	0,89	0,35
11	65,49	0,41	16,81	4,89	-	0,11	1,83	5,14	2,86	1,75	0,16	0,68	0,35
12	60,04	0,60	17,46	6,65	-	0,12	2,86	7,21	6,21	1,49	0,16	0,45	0,15
13	59,30	0,64	18,08	6,86	-	0,14	3,03	7,33	2,44	1,43	0,16	0,98	0,46
14	60,17	0,57	17,50	5,70	-	0,10	2,63	6,75	2,70	1,27	0,15	0,56	0,22
15	59,10	0,58	17,34	6,60	-	0,11	3,00	6,86	2,62	1,37	0,16	0,86	0,38



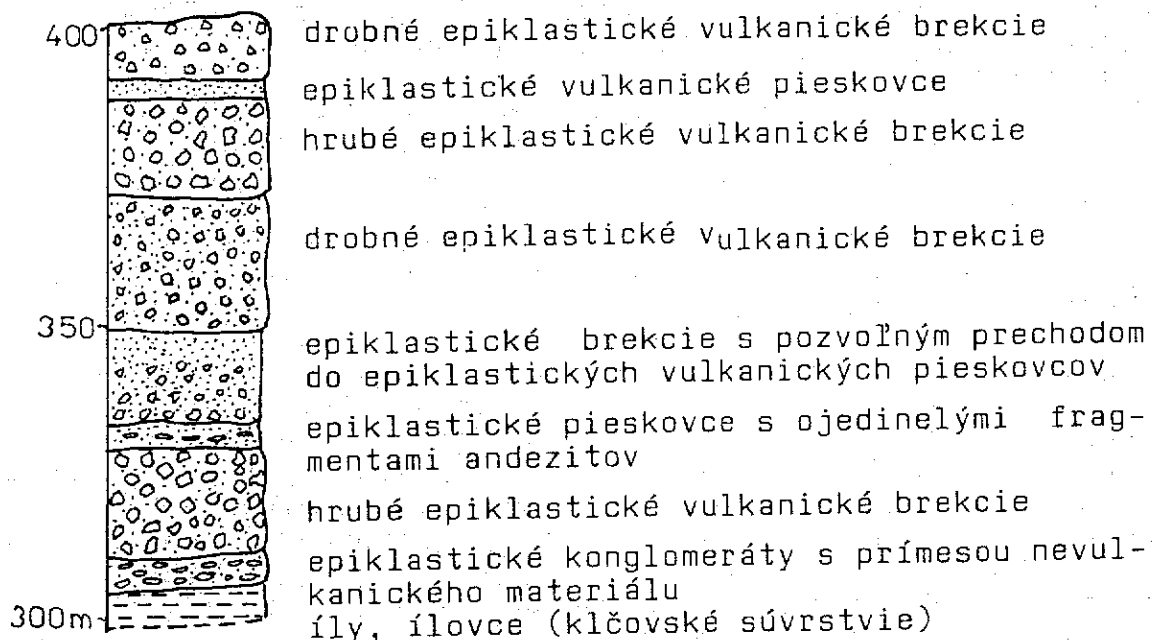
zložením základnej hmoty alebo kontamináciou hornín. Podobné vzťahy vykazuje aj distribúcia projekčných bodov v diagrame QAP (obr. 18 C). Vo variačnom diagrame K_2O/SiO_2 (obr. 18 B) skúmané horniny spadajú do poľa strednodřaselných hornín, pričom zvýšené obsahy K_2O vykazujú dioritové porfyrity plytko-intruzívnych telies.

B r e s t o v s k á f o r m á c i a

Formácia vznikla z domatických extruzívnych andezitových telies a andezitových epiklastík, ktoré vystupujú medzi Abrámovcami, Brestovom a Kecerovcami. Pomenovaná je podľa obce Brestov (M. Kaličiak a kol., 1984) a čiastočne sa prekrýva s komplexom Brestov - Abrámovce, ktorý vyčlenil J. Tözsér (1972).

Rádiometrický vek $11,8 \pm 0,4$ mil. rokov z andezitu extruzívneho telesa SZ od obce Opiná radí túto vulkanickú aktivitu do stredného sarmatu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987). V jej podloží vystupujú sedimenty spodného až stredného bádenu (mirkovské súvrstvie) a vrchného bádenu (klčovské súvrstvie). Fácie epiklastík tvoria rozsiahly výplavový kužeľ medzi Varhanovcami, Opinou a Kecerovcami.

Schematizovaný litologický profil komplexu andezitových epiklastík je na obr. 19.



Obr. 19 Schematizovaný profil komplexom epiklastík brestovskej formácie (M. Kaličiak, 1988)

108 - drobnoušlomkovité epiklastické brekcie
s polohami epiklastických pieskovcov

Epiklastické brekcie vytvorili angulárne až subangulárne fragmenty svetlosivého hyperstenického andezitu s amfibolom. Menej často sú prítomné aj fragmenty tmavosivého pórovitého pyroxenického andezitu, fragmenty zrohovcovatených ílovcov, pieskovcov a valúnky kremeňa. Matrix je svetlohnedý, zrnitý a piesčitý, s drobným andezitovým detritom. Drobnoušlomkovité epiklastické brekcie pozvoľne prechádzajú do sivých epiklastických vulkanických pieskovcov so znakmi zvrstvenia.

107 - hruboušlomkovité epiklastické brekcie

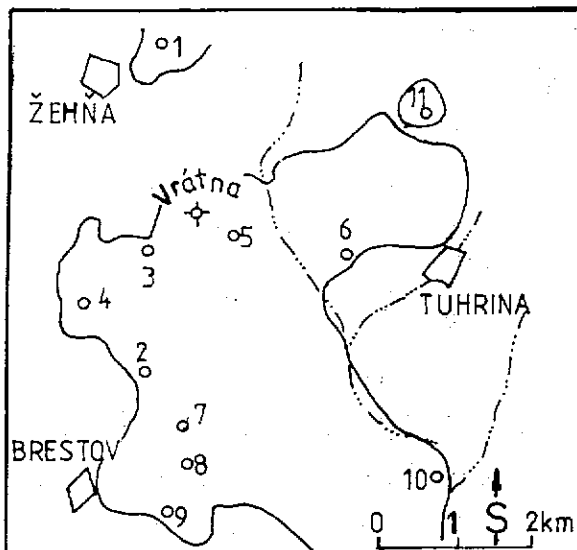
Podstatnú časť komplexu epiklastík tvoria hruboušlomkovité epiklastické brekcie. Sú väčšinou chaotické, netriedené, tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentami svetlosivého hyperstenického andezitu s amfibolom. Andezit je z petrografického hľadiska zhodný s andezitom extruzívnych telies. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu, hypersténu, ojedinele amfibolu. Základná hmota je pilotaxitická až mikropoikilitická, čiastočne rekryštalizovaná. Veľkosť fragmentov je variabilná, v priemere 10 - 20 cm, ojedinele do 80 cm. Matrix je hrubopiesčitý, z drobného andezitového detritu, miestami s nahromadením žltej pemzy.

V bazálnej časti komplexu sú časté aj fragmenty tmavosivých pórovitých pyroxenických andezitov, ale tiež fragmenty nevulkanických hornín (kremeň, kremeneč, pieskovec, ojedinele vápenec). Hornina nadobúda charakter epiklastických konglomerátov s prevahou nevulkanického materiálu, čo svedčí o tom, že pochádza zo starších bádenských i spodnosarmatských detritických sedimentov.

106 - extruzívne dómy hyperstenického andezitu
s amfibolom a ich brekcie

Morfologicky výrazné extruzívne andezitové dómy vystupujú v území od Abramoviec po Opinu. Tvoria skupinu telies, ktoré sú často od seba oddelené výraznými zónami extruzívnych brekcií, hlavne v širšom okolí Brestova a západne od Tuhryny. Brekcie sú z ostrohranných fragmentov andezitu s častými povlakmi až hniezdami nontronitu. V okrajových častiach telies sú tiež časté xenolity asimilovaných zrohovcovatených sedimentov. Andezit je sivý, svetlosivý, celistvý až pórovitý, s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Miestami je vyvinutá aj výrazná vertikálna odlučnosť s prechodmi do stĺpcovitej odlučnosti. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₄₆₋₅₀), hypersténu a opacitizovaného amfibolu. Základná hmota je v reliktoch mikropoikilitická, prevažne rekryštalizovaná.

Andezity extruzívnych telies brestovskej formácie majú v podstate konštantné petrografické zloženie, ktoré dokumentuje aj ich chemické zloženie (tab. 21). V diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS spadajú do poľa acidnejších andezitov

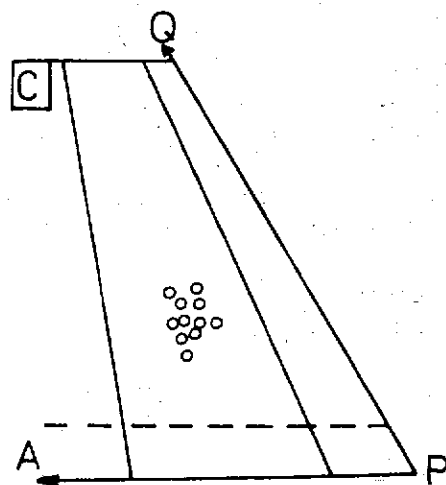
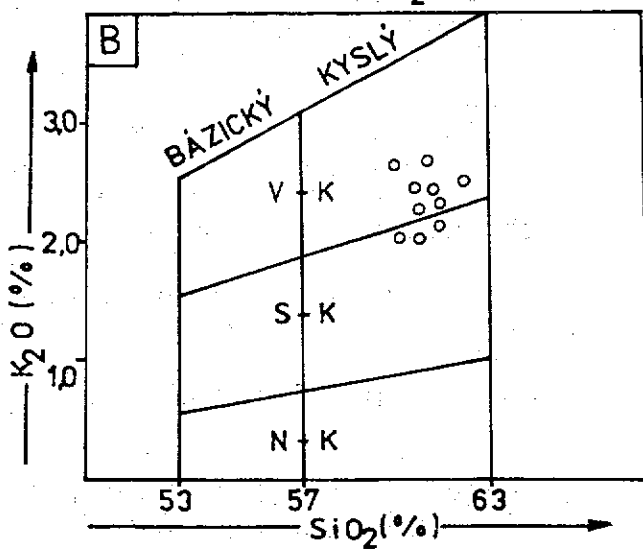
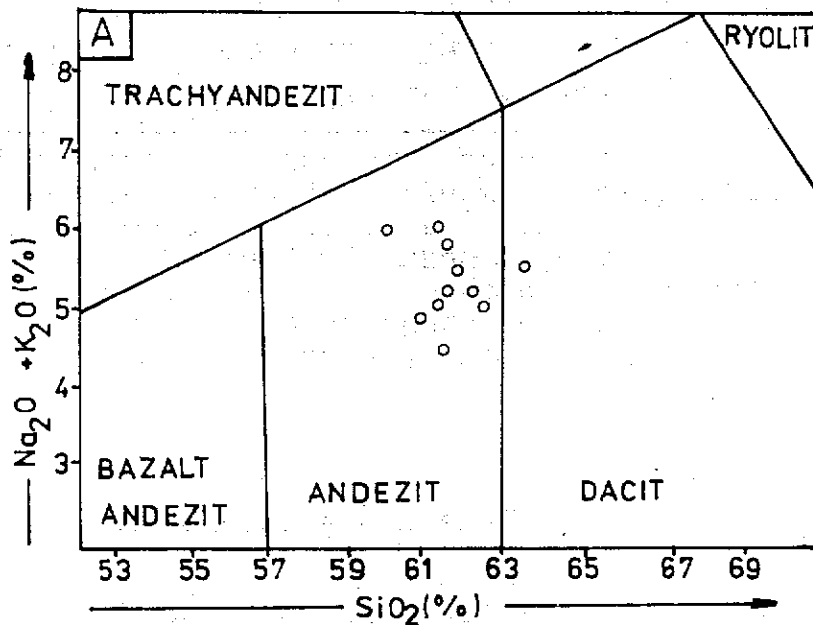


Obr. 20 Chemizmus hornín -
brestovská formácia

A. TAS diagram (Le Maitre,
1982)

B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill,
1981)

C. QAP diagram (L.A. Streck-
eisen, 1973)



Tab. 21 Chemické zloženie vulkanitov - brestovská formácia

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	N ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	62,14	0,75	16,80	3,40	2,20	0,07	1,60	5,17	2,90	2,51	0,11	1,73	-
2	60,16	0,85	16,86	1,98	3,89	0,11	2,92	6,30	2,86	2,08	0,17	-	0,13
3	61,66	0,80	16,48	3,82	1,96	0,07	3,07	5,69	2,96	2,10	0,16	0,39	0,79
4	61,00	0,86	16,69	5,49	0,80	0,13	3,02	4,74	3,26	2,57	0,20	0,70	0,15
5	61,22	0,74	16,96	5,45	0,79	0,11	2,68	5,22	2,80	2,36	0,13	0,44	-
6	61,10	0,74	16,91	3,45	2,57	0,09	2,61	5,62	2,95	2,49	0,13	0,65	0,51
7	60,30	0,92	16,92	3,30	2,77	0,12	2,81	0,58	3,64	2,75	0,22	0,10	0,40
8	60,88	0,87	17,01	2,29	3,60	0,10	2,93	5,47	2,91	2,27	0,16	-	0,30
9	61,02	0,79	16,48	5,49	0,80	0,12	3,42	4,74	3,38	2,70	0,20	0,25	0,40
10	60,62	0,79	16,59	3,50	3,20	0,10	3,10	5,85	2,50	1,88	0,16	-	0,10
11	60,57	0,82	17,75	6,17	-	0,10	2,82	5,33	2,86	2,00	0,16	-	0,32

až dacitov (obr. 20 A). Podobný obraz vykazuje aj diagram QAP (obr. 20 C). Vo variačnom diagrame K₂O/SiO₂ skúmané horniny spadajú na rozhranie polí so stredným a vyšším obsahom draslíka (obr. 20 B). Pozícia projekčných bodov týchto andezitov v poli acidnejších andezitov až dacitov a v poli s vyšším obsahom draslíka je zrejme spôsobená sekundárnymi premenami a obohatením základnej hmoty, ktorá je prevažne rekryštalizovaná.

SPODNÝ SARMAT - SPODNÝ PANÓN

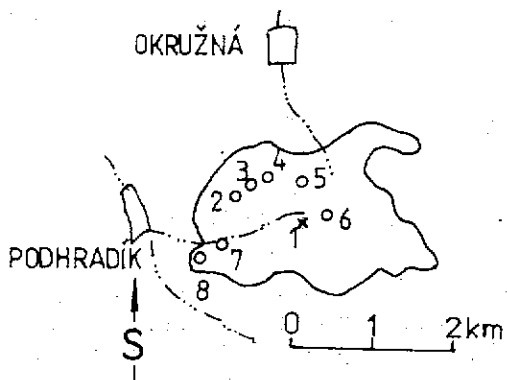
Formácia Š e b a s t o v k a (andezitový vulkán Šebastovka)

Formácia pomenovaná podľa potoka Šebastovka predstavuje relikť malého parazitického andezitového vulkánu v severnej časti Slanských vrchov (M. Kaličiak a kol., 1988). V stavbe vulkánu je vyčlenená jeho centrálna zóna s malým plošným rozsahom hydrotermálne premenených hornín a s andezitovým nekom. Po obvode túto zónu lemujú relikty vulkanického kužeľa a plášťa tvoreného výhradne lávovými prúdmi andezitov. Vulkanity ležia na sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu a spodného miocénu (karpat - spodný báden). Rádiometrický vek stanovený metódou FT z andezitového neku na 12,1 ± 0,3 mil. rokov zodpovedá strednému sarmatu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

105 - lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu

Ide v podstate o monotónny komplex lávových prúdov andezitov, ktoré sú často intenzívne zbrekciovatené a periklinálne uložené smerom od centra vulkánu. Andezit je sivý, svetlo-

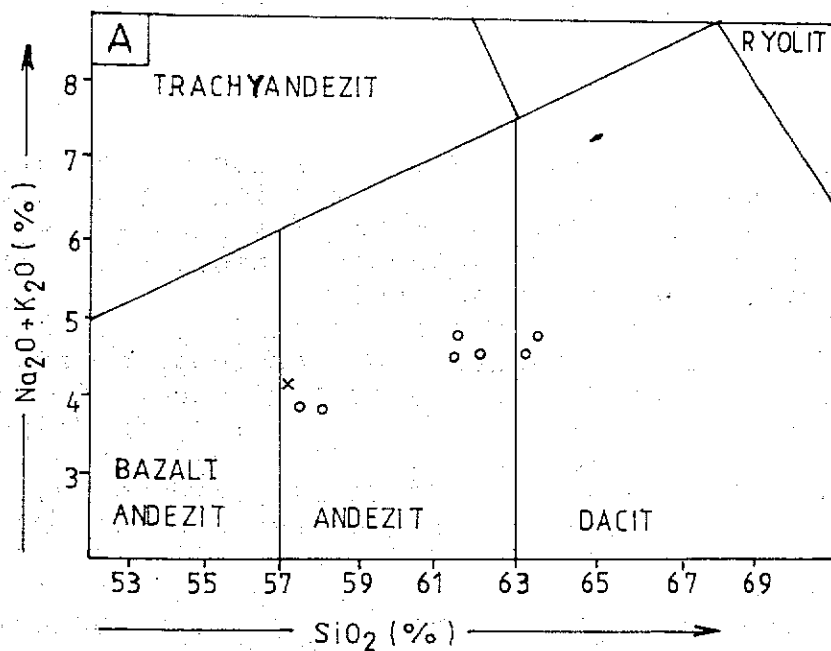
Obr. 21 Chemizmus hornín - formácia Šebastovka



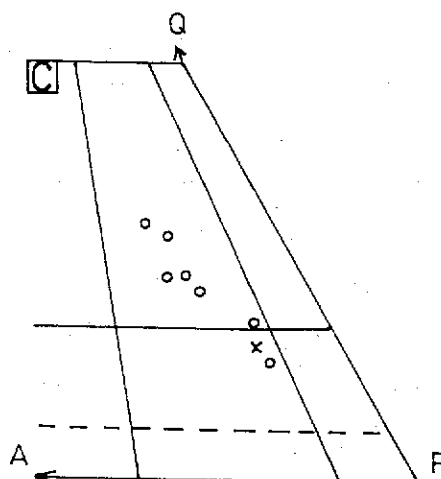
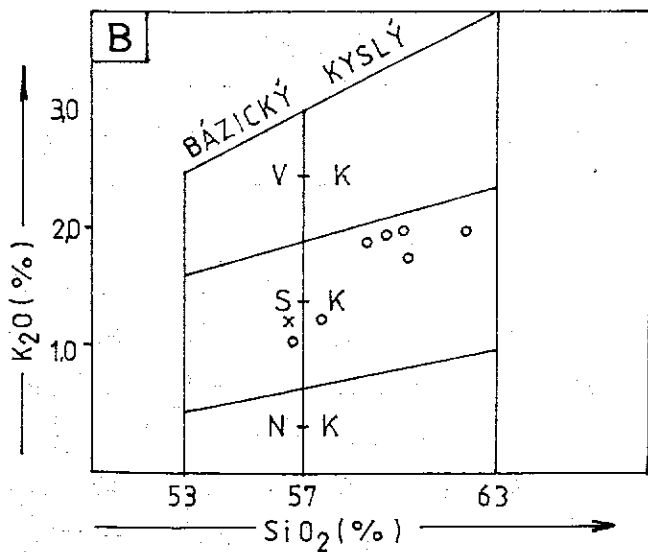
A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)

B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill, 1981)

C. QAP diagram (L.A. Streckeisen, 1973)



x andezitový nek
o amfibolicko-pyroxenický andezit



sivý, dlhob- až strednoporfyrický, celistvý. Štruktúra je porfyrická, s hyalopilitickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{32-46}), hyperstén, menej augit a amfibol.

104 - nečlenený, hydrotermálne premenený andezitový komplex

Vystupuje v strednej časti údolia potoka Šebastovka. Tvorí ho sivý strednozrnný andezit tenkodoskovitého až bridličnatého rozpadu. Je propylitizovaný, s ojedinelými drobnými impregnáciami pyritu a po puklinách limonitizovaný. Štruktúra je porfyrická, s hyalopilitickou základnou hmotou. Čiastočne chloritizované a karbonatizované výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén, ojedinele amfibol.

103 - andezitový nek

V erozívne modelovanom reliéfe tvorí morfológicky výrazné, nepravidelne izometrické teleso (200 x 100 m). Andezit je sivo-nazelenalý, celistvý, s nepravidelným blokovým rozpadom. Má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, augit, hyperstén a amfibol.

Andezitový vulkán Šebastovka je okrem centrálného andezitového neku tvorený komplexom petrograficky monotónnych lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov. Chemické zloženie andezitov je však veľmi variabilné (tab. 22). Na diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS (obr. 21.A) je výrazný rozptyl hodnôt od bazických andezitov po dacity. Podobné vzťahy vyplývajú aj z diagramu QAP (obr. 21.C). Takýto značný rozptyl projekčných bodov skúmaných andezitov je pravdepodobne odrazom zloženia základnej hmoty andezitov, ako aj rôzneho stupňa premien. Vo variačnom diagrame K_2O/SiO_2 (obr. 21.B) andezity spadajú do poľa so stredným obsahom dráslíka.

Tab. 22 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Šebastovka

č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	56,09	1,07	17,74	7,81		0,14	3,44	7,31	2,76	1,36	0,18		0,33
2	60,81	0,96	18,79	1,72	3,50	0,11	2,24	4,88	2,89	2,05	0,89	0,52	0,50
3	60,48	1,00	17,96	1,97	3,93	0,11	3,52	5,78	2,88	1,85	0,20	0,36	0,69
4	57,08	0,97	18,55	1,74	4,04	0,11	3,75	7,92	2,55	1,27	0,15	0,42	0,80
5	60,29	1,04	19,35	2,37	3,93	0,13	2,02	3,42	2,53	2,03	0,17	1,24	0,44
6	59,40	0,86	16,41	2,81	5,19	0,15	0,85	3,21	2,42	2,02	0,21	1,92	1,94
7	62,00	0,90	17,88	5,34	0,53	0,11	1,86	3,57	2,77	2,11	0,21	1,24	0,60
8	56,83	0,96	18,54	7,19	-	0,11	4,23	6,45	2,80	1,14	0,20	-	0,19

Formácia Šťavica (andezitový stratovulkán Šťavica)

Formácia reliktu andezitového stratovulkánu na SV od obce Kokošovce má názov podľa potoka Šťavica (prítok Delne).

V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu tvorenú kotlovitou depresiou na povrchu s komplexom hydrotermálne premenených hornín prerazených nekmi a dajkami dioritových porfyrítov. Po jej obvode, hlavne v západnej a severnej časti, sa zachovali relikty vulkanického kužela s prechodom do prechodnej zóny stratovulkánu (vulkanického plášťa), tvorenej lávovými prúdmi, menej pyroklastikami. Periférna zóna tvorená fáciami epiklastík a redeponovaných pyroklastík sa zachovala hlavne v južnej časti.

Vulkanity formácie ležia na sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu (severná časť), ale hlavne na sedimentoch spodného miocénu (karpat - morský bádén).

Formácia je podľa rádiometrických údajov (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987) zaradená do stredného sarmatu. Vrchná veková hranica vulkanickej činnosti v oblasti tohto stratovulkánu sa doposiaľ nestanovila.

102 - epiklastické brekcie pyroxenických andezitov

Vystupujú hlavne v južnej časti stratovulkánu južne od potoka Delňa. Epiklastické brekcie sa vyznačujú variabilným zastúpením fragmentov andezitov a tmeliacej hmoty. Fragmenty andezitov majú rôznu veľkosť a stupeň opracovania. Petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov. Tmeliaca hmota je hrubopiesčitá, detritická, slabotriedená a miestami s výraznejším nahromadením pemzy. V brekciách sú ojedinelé tenké vložky epiklastických pieskovcov s pozvoľným prechodom do brekcií.

101 - redeponované andezitové pyroklastiká

Vystupujú v JZ časti stratovulkánu v údolí Kamenného potoka. Vyznačujú sa nevýrazným triedením vulkanického materiálu, menšími rozmermi fragmentov pórovitých andezitov a dobrou opracovanosťou. Tmeliaca hmota je prevažne zrnitá, so značným podielom pemzovej zložky.

100 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy

Autochtónne pyroklastiká tvorené vulkanickými brekciami, aglomerátmi, tufmi sú súčasťou stavby vulkanického kužela a vulkanického plášťa po obvode centrálnej vulkanickej zóny. Tvoria variabilne hrubé polohy a vložky medzi lávovými prúdmi. Najväčšie rozšírenie majú vo vrcholovej časti vulkanického kužela v okolí kóty Nad Remetovou. Tvoria tu sústavu skalných brál vysokých do 20 - 30 m. Ich charakteristickým znakom je striedanie hrubších fácií (vulkanické brekcie) s aglomerátmi,

v ktorých sú ojedinelé tenké vložky popolovitých a pemzových tufov. Chaotické brekcie tvoria fragmenty a bomby andezitov veľkosti do 0,5 m, prevažne oválnych, hruškovitých, pretiahnutých v jednom smere. Andezit je väčšinou pórovitý až bublinkovitý. Tmel brekcií je prevažne popolovitý s pemzou. Aglomeráty sú tvorené fragmentami andezitov veľkosti do 20 cm, ktoré sú často aglutinované a spekané. Zvrstvenie vulkanoklastík je zvýraznené ojedinelými tenkými vložkami jemnozrnných popolovitých tufov s pemzou.

Úlomkový andezitový materiál petrograficky zodpovedá asociujúcim pyroxenickým andezitom lávových prúdov.

99 - pyroxenický andezit (s variabilným zastúpením augitu a hypersténu)

Prevažná časť vulkanického kužeľa a pláštia pozostáva z lávových prúdov monotónneho pyroxenického andezitu. Prúdy majú variabilné hrúbky a plošné rozšírenie. Sú spravidla uložené periklinálne smerom od centrálnej zóny stratovulkánu pod uhlom 15 - 30°. Andezit je sivý, tmavosivý, drobnoporfyrický, celistvý, miestami s výraznou lavicovito-doskovitou odlučnosťou. Jednotlivé lávové prúdy sú miestami oddelené výraznými zónami lávových brekcií. Z petrografického hľadiska je pre andezit charakteristické variabilné zastúpenie porfyrických výrastlíc hypersténu a augitu. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{34-52}), hyperstén, augit a akcesoricky i amfibol. Základná hmota je prevažne trachytická až pilotaxitická. Strednosarmatský vek týchto lávových prúdov sa stanovil rádiometricky na 11,95 mil. rokov z lomu Hradová SV od Kokošoviec (Đurica et al., 1978).

98 - augiticko-hyperstenický andezit

Lávové prúdy tvorené augiticko-hyperstenickým andezitom vystupujú v západnej časti stratovulkánu. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý, strednoporfyrický. Štruktúra andezitu je porfyrická s hyalopilitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{35-50}), - 30 %, hyperstén - 10 %, augit - 5 %.

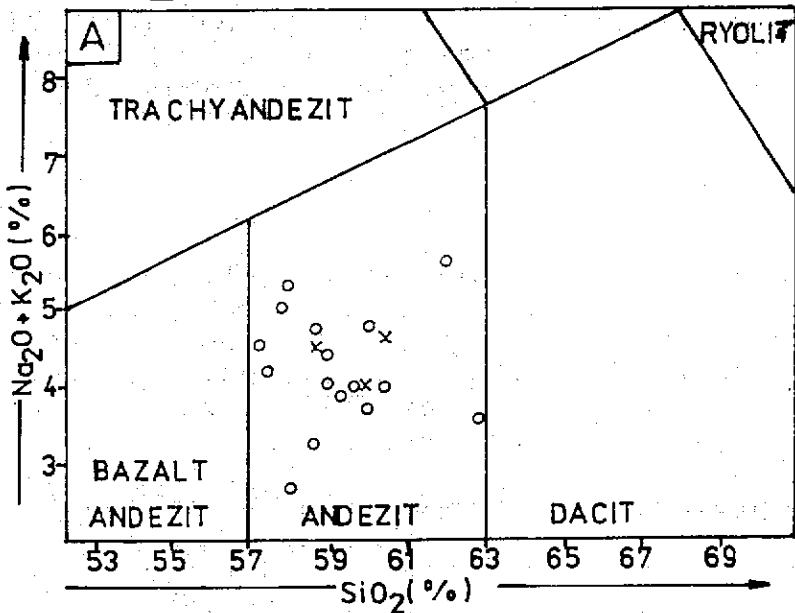
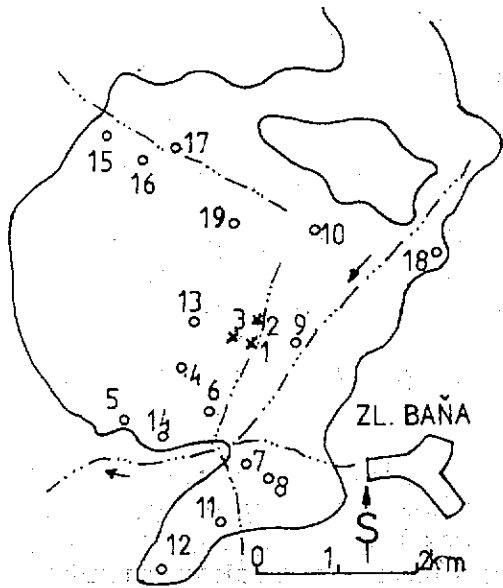
97 - hyperstenicko-augitický andezit

Lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu vystupujú v severnej časti stratovulkánu vo vrcholovej časti výrazného hrebeňa JV od Podhradíka. Andezit je sivý, strednoporfyrický, celistvý a prevažne s výraznou lavicovito-doskovitou odlučnosťou. Jeho charakteristickým znakom je prítomnosť výrazných tmavých výrastlíc s veľkosťou do 3 - 4 mm.

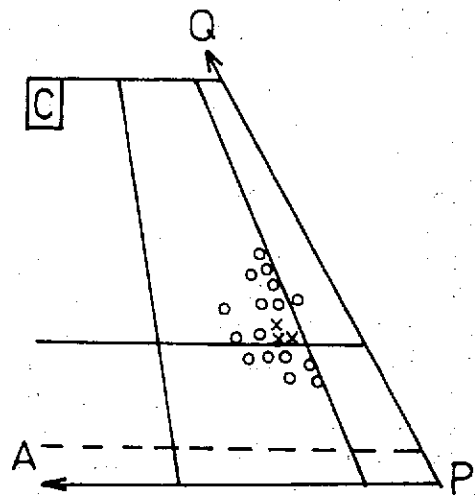
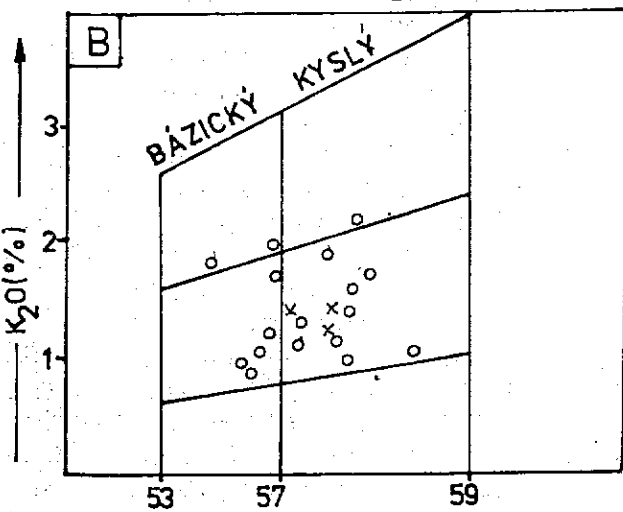
Štruktúra je porfyrická, s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvoria cca 30 % zloženia horniny a predstavuje ich plagioklas (An_{40-50}), hyperstén a augit.

Obr. 22 Chemizmus hornín - formácia Štávia

- A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)
- B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill, 1981)
- C. QAP diagram (L.A. Streckeisen, 1973)



x dioritový porfyrit (neky, dajky)
 o pyroxenický andezit (lávové prúdy)



96 - extrúzia pyroxenického andezitu

Extrúziívne teleso pyroxenických andezitov má kupolovitú, morfológicky výraznú formu. Vystupuje v prostredí pelitických sedimentov bádenu JV od obce Ruská Nová Ves. Andezit je sivý, tmavosivý, húževnatý, čiastočne pórovitý. Má porfyrickú štruktúru a výrastlice plagioklau, augitu a hypersténu, blokový rozpad s prevahou vertikálnych plôch odlučnosti a v okrajových častiach telesa sú vyvinuté výrazné zóny brekcií. Ojedinele sa v andezite vyskytujú xenolity zrohovcovatených ílovcov do 10 cm.

95 - nečlenený, hydrotermálne premenený andezitový komplex

Na povrch vystupuje v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu na ploche približne 3 km². Komplex formujú premenené andezity, ktoré sú propylitizované a vybielené - argilitizované. V mape vyčleňujeme horniny so zachovanou porfyrickou štruktúrou (sivonazelenalé propylitizované andezity, po puklinách limonitizované) a horniny intenzívne argilitizované, vybielené a úplne rozpadavé, s častými limonitizovanými zátekmi a škvrnami.

94 - neky, dajky - dioritový porfyrit

Hydrotermálne premenený komplex hornín v centrálnej vulkanickej zóne prerážajú intrúziívne telesá dioritových porfyritov, ktoré tvoria na povrchu výrazné izometrické a v jednom smere pretiahnuté formy. Telesá tvorí sivý, sivonazelenalý, celistvý stredno- až hruboporfyrický dioritový porfyrit. Hornina má prevažne nepravidelný veľkoblokový rozpad, výraznú porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₄₀₋₅₆), hypersténu a amfibolu. Základná hmota je prevažne holokrýštalická, alotriomorfné zrnitá, miestami s prechodom do hyalopilitickej.

Rádiometrické veky z dioritových porfyritov ($12,2 \pm 0,4$ - $12,0 \pm 0,4$ mil. rokov) radia túto intrúziívnu aktivitu do stredného sarmatu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

Andezitový stratovulkán Šťavica je tvorený jednak intrúziívnymi telesami dioritových porfyritov vystupujúcich na povrch v jeho centrálnej zóne, ale hlavne komplexom lávových prúdov pyroxenických andezitov s variabilným zastúpením tmavých minerálov. Tento petrografický charakter andezitov sa odráža aj v ich chemickom zložení (tab. 23). V diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS sú projekčné body skúmaných hornín zastúpené v poli andezitu, avšak so značným vertikálnym rozptylom s variabilným obsahom alkálií (obr. 22 A). Variabilný obsah alkálií v andezitoch dokumentuje aj variačný diagram K₂O/SiO₂ (obr. 22 B), keď časť andezitov spadá do poľa s vyšším obsahom K₂O. Rozdiely v chemizme spôsobené jednak zložením základnej hmoty andezitov, obsahom a zastúpením tmavých minerálov, dokumentuje i diagram QAP (obr. 22 C) s rozptylom projekčných bodov v poli dacitu a andezitu.

Tab. 23 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Šťavica

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	58,40	0,82	17,50	4,03	3,09	0,11	2,30	6,41	2,76	1,27	0,21	-	0,24
2	57,07	0,80	17,75	7,15	-	0,19	2,62	7,01	2,88	1,39	0,19	-	0,25
3	58,66	0,89	18,00	3,16	3,13	0,31	1,32	6,53	3,06	1,45	0,21	1,58	1,68
4	58,39	0,86	21,18	2,83	2,17	0,06	1,64	7,42	2,91	1,83	0,17	0,70	-
5	57,71	0,99	19,27	6,44	-	0,10	3,53	5,61	2,75	1,16	0,21	-	0,33
6	58,67	0,94	18,69	5,81	-	0,10	3,93	5,18	2,42	1,16	0,19	-	0,31
7	61,16	0,85	17,70	3,55	1,81	0,07	1,94	5,69	2,65	0,97	0,15	2,76	0,59
8	59,05	0,92	21,70	3,20	0,87	0,02	1,22	6,69	2,94	0,92	0,18	1,35	0,67
9	59,46	0,76	17,62	3,58	2,95	0,11	2,52	7,10	3,18	1,69	0,18	0,85	-
10	57,46	1,02	19,15	5,72	-	0,07	2,92	5,75	2,70	1,22	0,20	-	0,45
11	56,90	1,12	17,86	4,86	2,63	0,16	4,22	5,00	3,16	1,98	0,26	1,28	0,22
12	59,73	0,86	17,11	2,79	3,24	0,11	2,10	5,56	3,14	2,24	0,16	0,57	1,41
13	56,71	0,88	20,77	3,56	2,31	0,13	1,88	8,26	3,29	1,17	0,29	1,00	0,37
14	55,93	1,11	18,62	3,49	3,93	0,14	4,34	5,42	2,28	0,95	0,24	1,29	2,17
15	54,73	0,75	14,66	5,25	7,07	0,21	1,23	4,39	2,51	1,78	0,21	1,48	3,60
16	56,01	1,03	18,62	2,99	4,48	0,13	3,62	6,42	3,08	0,99	0,21	0,87	0,93
17	55,46	0,96	18,79	6,79	-	0,10	3,93	5,33	2,16	0,89	0,17	-	0,39
18	59,01	0,99	18,82	2,96	3,60	0,14	2,96	7,08	2,52	1,49	0,13	0,26	-
19	57,20	0,92	20,72	3,20	2,41	0,09	2,02	7,31	3,26	1,68	0,24	0,50	0,25

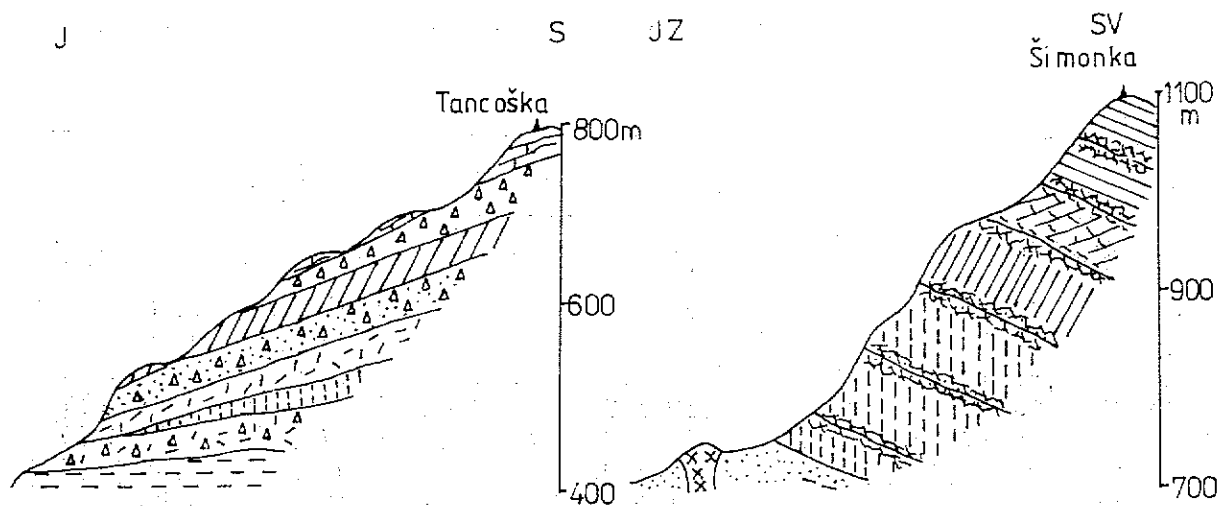
Z l a t o b a n s k á f o r m á c i a (zlatobanský andezitový stratovulkán)


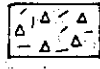
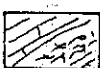
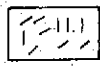
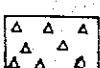
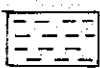


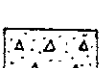
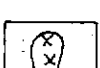

Priestorovo najrozsiahlejšou vulkanickou formáciou sú relikty zlatobanského stratovulkánu. Formácia je pomenovaná podľa obce Zlatá Baňa, je synonymom zlatobanského vulkanického aparátu, ktorý definoval M. Kaličiak (1977).

V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu, prechodnú a periférnu zónu.

Centrálnu zónu tvorí výrazná kotlovitá depresia v širšom okolí Zlatej Bane (vulkanotektonická depresia v zmysle J. Slávika a J. Tózséra, 1973). Na jej povrchu je komplex hydrotermálne premenených hornín, v ktorých podloží vystupujú ryolitové vulkanoklastiká a sedimenty karpatského a spodnobádenského veku. Do celého tohto horninového komplexu intrudovali telesá dioritových porfyrítov. Stratovulkán je do značnej miery denuďovaný a jeho charakteristický vulkanický kužeľ sa prakticky nezachoval. Prechodná vulkanická zóna (vulkanický plášť) pozostáva prevažne z lávových prúdov andezitov, ktoré periklinálne upadajú smerom od centrálnej zóny (obr. 23).

Periférna zóna stratovulkánu sa vyvinula hlavne v jeho južnej a východnej časti predovšetkým z redeponovaných pyroklastík s relikdami lávových prúdov (obr. 23). Stratigraficky



- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom |  | epiklastické brekcie pyroxenických andezitov |
|  | lávové prúdy amfibolicko-hyperstenického andezitu |  | redeponované andezitové tufy |
|  | epiklastické brekcie amfibolicko-hyperstenického andezitu |  | íly, ílovce |
|  | lávové prúdy hyperstenicko-biotitického andezitu |  | hydrotermálne premenený andezitový komplex |
|  | epiklastické brekcie hyperstenicko-biotitického andezitu |  | nek dioritového porfyritu |
|  | lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu | | |

Obr. 23 Typové profily zlatobanskej formácie
(M. Kaličiak, 1988)

formáciu zaraďujeme do spodného sarmatu až spodného panónu. Radiometricky stanovené veku z vulkanitov sa pohybujú v rozpätí 12,2 - 10,0 mil. rokov, čo zodpovedá spodnej časti stredného sarmatu až spodného panónu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987). Vulkanické horniny zlatobanského stratovulkánu ležia na sedimentoch paleogénu, karpátu a bádenu.

93 - redeponované pyroklastiká s vložkami limnokvarcitov

V JV časti stratovulkánu (periférna zóna) vystupujú útržkovite na povrch redeponované andezitové pyroklastiká prevrst-

vené polohami drobnoušlomkovitých epiklastických brekcií, pieskovcov až prachovcov, v ktorých sú tenké vložky limnokvarcítov. Limnokvarcít je prevažne hnedý a masívny.

92 - redeponované andezitové tufy

V bazálnej časti andezitového komplexu v okolí Červenice vystupujú na povrch pemzové a lapilové tufy pyroxenických andezitov, reprezentované žltou i tehlovočervenou pemzou, miestami s nahromadením drobných fragmentov tmavosivých pyroxenických andezitov.

91 - redeponované andezitové pyroklastiká (nečlenené)

V oblasti periférnej zóny stratovulkánu, hlavne v jeho východnej a južnej časti, vystupujú redeponované pyroklastiká pyroxenických andezitov, ktoré miestami pozvoľne prechádzajú do andezitových epiklastík. Pyroklastiká sú prevažne chaotické, netriedené, tvorené fragmentami sivých, tmavosivých andezitov. Andezit je pórovitý i celistvý, pyroxenický. Matrix je zrnitý až piesčitý, so značným podielom pemzy.

90 - epiklastické brekcie pyroxenických andezitov (nečlenené)

Epiklastické brekcie pyroxenických andezitov sivej a tmavosivej farby zaberajú značnú časť periférnej zóny stratovulkánu, hlavne v jeho východnej a južnej časti. Sú prevažne ostrohranné, čiastočne opracované, s variabilnou veľkosťou. Fragmenty tvoria 50 - 70 % zloženia horniny a petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov. Matrix je zrnitý, piesčitý, s drobným andezitovým detritom. Chaotické hrubšie brekcie často pozvoľne prechádzajú do drobnoušlomkovitých brekcií až epiklastických pieskovcov, ktoré v týchto miestach zvyrazňujú zvrstvenie epiklastík. V bazálnej časti epiklastík útržkovite vystupujú tenké nesúvislé polohy epiklastických konglomerátov, často s prímiesou nevulkanického materiálu (valúny kremeňa, kremenca, pieskovca, ílovca).

89 - epiklastické brekcie hyperstenicko-biotitického andezitu

V padloží epiklastík pyroxenických andezitov v južnej časti stratovulkánu medzi Červenicom a Lúčinou vystupujú drobnoušlomkovité epiklastické brekcie hyperstenicko-biotitického andezitu, tvorené prevažne ostrohrannými fragmentami svetlosivého andezitu, ktorý petrograficky zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom hyperstenicko-biotitického andezitu. V brekciách sa ojedinele nachádzajú aj fragmenty tmavosivého pyroxenického andezitu. Brekcie sú často prevrstvené vložkami epiklastických pieskovcov a tenkými vložkami redeponovaných pemzových tufov. Mat-

rix je výrazne zrnitý, s drobným andezitovým detritom a množstvom šupiniek biotitu.

88 - epiklastické brekcie amfibolicko-hyperstenického andezitu

V nadloží epiklastík hyperstenicko-biotitického andezitu v južnej časti stratovulkánu a v nadloží epiklastík a redeponovaných pyroklastík pyroxenických andezitov vo východnej časti stratovulkánu vystupujú polohy epiklastík svetlosivého amfibolicko-hyperstenického andezitu.

Epiklastické brekcie sú prevažne chaotické, netriedené a tvorené ostrohrannými až mierne zaoblenými fragmentami svetlosivých andezitov, ktoré petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom amfibolicko-hyperstenických andezitov. V brekciách sú ojedinele prítomné aj fragmenty tmavosivých pyroxenických andezitov. Matrix je zrnitý, piesčitý, z andezitového detritu.

87 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy

Súčasťou vulkanického pláštia v severnej časti stratovulkánu sú rôzne hrubé a plošne obmedzené polohy autochtónnych pyroklastík. Vulkanické brekcie prevažujú nad aglomerátmi a tufmi. Brekcie sú chaotické, tvorené fragmentami a bombami andezitov do 0,5 m. Andezit je prevažne pórovitý až kavernózný. Brekcie miestami pozvoľne prechádzajú do drobnoušľakovitých fácií - aglomerátov až tufov. Úšľakový materiál petrograficky zodpovedá lávovým prúdom pyroxenických andezitov. Tmeliacca hmota je popolovitá a obsahuje fragmenty andezitu a pemzy.

86 - drobnoporfyrický pyroxenický andezit, čiastočne propylitizovaný

V hydrotermálne premenenom komplexe v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu vystupujú na povrch relikty relatívne čerstvých andezitov. Andezit je sivý, tmavosivý, nazelenalý a drobnoporfyrický, čiastočne propylitizovaný, s drobnými impregnáciami pyritu a po puklinách limonitizovaný. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvoria cca 20 % zloženia horniny a sú zastúpené plagioklasom, augitom a hypersténom. Pyroxény sú chloritizované.

85 - drobnoporfyrický pyroxenický andezit

Spodnú časť vulkanického pláštia po obvode centrálnej vulkanickej zóny (hydrotermálne premenený komplex), ale aj v okrajových periférnych častiach stratovulkánu tvoria lávové prúdy sivého až tmavosivého drobnoporfyrického monotónneho andezitu. Prúdy smerom od centrálnej zóny majú periklinálne uloženie so sklonom 10 - 25°, miestami vytvárajú výrazný efuzívny

komplex a sú vzájomne oddelené výraznými zónami lávových brekcií.

Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, mikrolitickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{50-60}), hyperstén a augit s variabilným zastúpením.

84 - drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

V spodnej časti vulkanického plášt'a severnej strany stratovulkánu vystupujú lávové prúdy svetlosivého porovitého andezitu nepravidelného rozpadu, porfyrickej štruktúry s hyalopilitickou, pilotaxitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{32-48}), hyperstén, augit a akcesorický amfibol.

83 - strednoporfyrický pyroxenický andezit

V južnej a JV časti vulkanického plášt'a vystupujú hrubé lávové prúdy tvorené sivým, prevažne sivohnedým strednoporfyrickým andezitom. Andezit má prevažne nepravidelný blokový rozpad, často je zbrekciovatenný a len miestami má náznaky hrubolavicovitej odlučnosti. Je celistvý, často i pórovitý.

Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, pilotaxitickou a trachytickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, augit a hyperstén s variabilným zastúpením.

82 - drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit

V nadloží strednoporfyrického pyroxenického andezitu S od kóty Dubník vystupujú lávové prúdy tmavosivého drobnoporfyrického až afanitického andezitu prevažne s nepravidelnou blokovitou odlučnosťou. Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{45-50}), augitu a hypersténu. Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

81 - hyperstenicko-biotitický andezit

Na južných svahoch stratovulkánu medzi Červenickou a Lúčinou a južne od Šimonky vystupujú lávové prúdy sivohnedého až naružovelého andezitu, ktorý je celistvý, strednoporfyrický, s nepravidelným blokovým rozpadom, miestami s prechodom do hrubolavicovitej odlučnosti. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou až trachytickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-50}), biotit (opacitizovaný), hyperstén a akcesorický amfibol.

80 - amfibolicko-hyperstenický andezit

V nadloží hyperstenicko-biotitického andezitu na južných svahoch stratovulkánu a v jeho východnej časti vystupujú re-

likty lávových prúdov svetlosivého amfibolicko-hyperstenického andezitu. Jeho typickým znakom je svetlá farba a výrastlice tmavých minerálov do 1 cm. Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až mikroalotriomorfnou zrnitou základnou hmotou. Výrastlice tvoria cca 30 % zloženia horniny a sú zastúpené plagioklasom (An_{40-51}), opacitizovaným amfibolom a hypersténom.

79 - augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Významnou zložkou v stavbe stratovulkánu sú lávové prúdy, tvoriace vrcholovú časť hrebeňov (Šimonka, Praporec, Čierna hora, Lysá, Tri chotáre a Bodoň) a radiálne vybiehajúce smerom od centrálnej vulkanickej zóny. Ide tu o prekrývanie sa viacerých prúdov s hrúbkou až 30 m, ktoré miestami tvoria výrazný efuzívny komplex. Ich charakteristickým znakom je lavicovitá až tenkodoskovitá odlučnosť s postupnými prechodmi do blokovitej odlučnosti. Prúdy majú voči centrálnej vulkanickej zóne periklinálne uloženie so sklonom $10 - 30^\circ$. Andezit je sivý, strednoporfyrický, so všesmerne zrnitou textúrou. Štruktúra je porfyrická s pilotaxitickou až mikroalotriomorfnou zrnitou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvoria 30 - 40 % zloženia horniny, dosahujú veľkosť 3 - 4 mm a sú zastúpené plagioklasom (An_{38-48}), hypersténom, augitom a akcesoricky amfibolom.

78 - hyperstenicko-amfibolicko-biotitický andezit

Za najmladšie produkty vulkanickej činnosti v oblasti zlatobanského stratovulkánu možno považovať pyroxenicko-amfibolicko-biotitické andezity na Dubníku s rádiometrickými vekmi 10,6 - 10 mil. rokov z obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987). Relikty lávových prúdov tvoria pretiahnuté telesá od kóty Dubník smerom na J a JV. Andezit má sivú a svetlosivú farbu, výraznú všesmerne zrnitú textúru a prevažne nepravidelný brekciovitý rozpad. Má porfyrickú štruktúru a výrastlice plagioklasu (An_{26-32}), biotitu, hyperstenu a amfibolu tvoria 50 - 60 % zloženia horniny.

77 - extrúzie hyperstenicko-biotitického andezitu

Na povrch vystupujú v JV časti centrálnej vulkanickej zóny. Tvoria morfológicky výrazné kupolovité telesá v podstate izometrického tvaru, s výšou 300 m v priemere. Je to masívny svetlosivý a strednoporfyrický andezit s prevahou plôch vertikálnej odlučnosti. Okrajové časti telies sú zbrekciovatené, miestami premenené. Vyskytujú sa tu uzavreniny rohovcov a prekremených hornín. Andezit má porfyrickú štruktúru a výrastlice tvoria 40 - 50 % zloženia horniny. Zastúpený je plagioklasom (An_{40-46}) - 60 %, biotit - 30 %, hyperstén - 10 %, amfibol. Základná hmota je trachytická, rekryštalizovaná.

76 - nečlenený, hydrotermálne premenený andezitový komplex

V centrálnej zóne stratovulkánu (centrálna depresia) vystupuje na povrch nerovnomerne hydrotermálne premenený andezitový komplex s variabilnou hrúbkou 200 - 580 m.

Podľa M. Kaličiaka a kol. (1979) ide prevažne o lávové efúzie, ktoré sú intenzívne hydrotermálne premenené a zbrekčovatené, s podradným zastúpením explozívnych brekcií. Podľa Ľ. Divinca a kol. (1983) sa komplex skladá hlavne z pevných vulkanických telies s prevahou extrúzií nad lávovými prúdmi a podradným zastúpením vulkanoklastík.

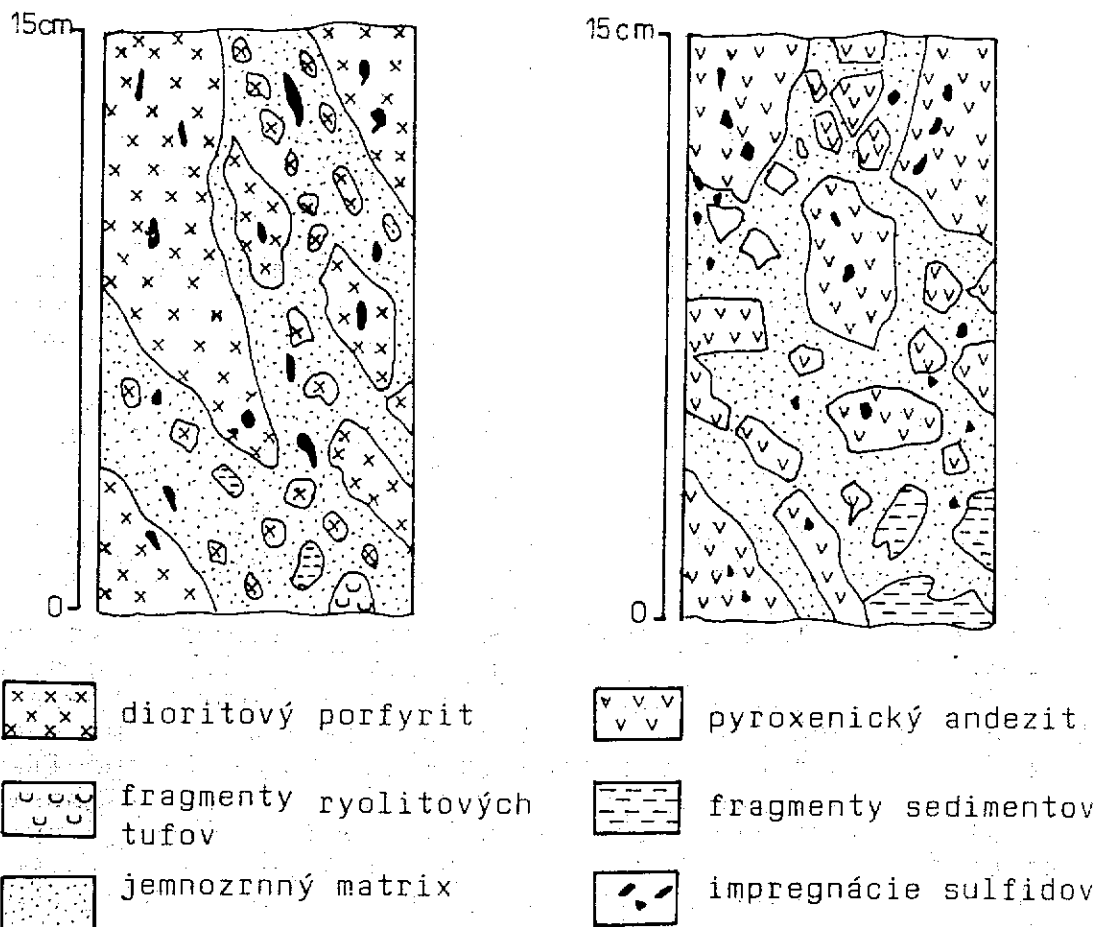
M. Kaličiak (1985) predpokladá aj prítomnosť intruzívnych silovolakolitových telies. Andezity majú prevažne porfyrickú, resp. reliktnú porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu, pyroxénu, ojedinele amfibolu i biotitu. Základná hmota je hyalopilitická, mikropoikilitická až pilotaxitická (E. Kaličiaková in Ľ. Divinec et al., 1988).

Podstatnou zložkou komplexu sú však aj brekcie, ktoré boli v minulosti považované za explozívne (M. Kaličiak a kol., 1979). Tvoria nepravidelné, väčšinou strmo uložené telesá veľmi variabilných rozmerov. Náchádzajú sa tam ostrohranné, miestami až suboválne a prevažne chaoticky usporiadané fragmenty klastického andezitového materiálu s rôznym sfarbením (podľa stupňa argilitizácie a propylitizácie). Okrem fragmentov andezitov sú v brekciách časté aj fragmenty dioritových porfyritov a ojedinele aj fragmenty podložných hornín (sedimenty, ryolitové tufy). Matrix je sivý, tmavosivý, detritický, stredno- až jemnozrnný (obr. 24). V zmysle R.H. Sillitoa (1985) brekcie radíme k magmaticko-hydrotermálnym brekciám. Ich vznik súvisí s intruzívnou magmatickou činnosťou dioritových porfyritov, keď v ranej fáze konsolidácie intrúzií, pri ich chladnutí a kryštalizácii, sa explozívne uvoľňovali prchavé zložky, hlavne vodné pary, čo vyvolalo fragmentáciu a brekciáciu jednak okolitého horninového prostredia, ale i samotných intruzívnych telies.

Čiastočná opracovanosť fragmentov v brekciách svedčí o ich transporte účinkom fluidálnej fázy.

Okolité andezity sú v rôznom stupni hydrotermálne premenené. E. Kaličiaková in Ľ. Divinec a kol. (1985) uvádza sericitizáciu, karbonatizáciu, argilitizáciu, silicifikáciu, biotitizáciu, chloritizáciu, turmalinizáciu, albitizáciu, adularizáciu, zeolitizáciu. Na povrchu je celý komplex premenený veľmi nerovnomerne, a to i vplyvom hypergénnych procesov. V mape vyčleňujeme územie tvorené andezitmi so zachovanými textúrnymi znakmi, postihnuté hlavne propylitizáciou (a) a územie tvorené intenzívne argilitizovanými až rozpadavými horninami.

Identifikoval sa v nich kaolinit, montmorillonit a illit (M. Kaličiak et al., 1979), aluminat, natroaluminat, amonjojarosit (R. Ďuďa - M. Kaličiak, 1979) a jarosit, ílovitá slúda, kalцит (E. Kaličiaková in Ľ. Divinec a kol., 1985).

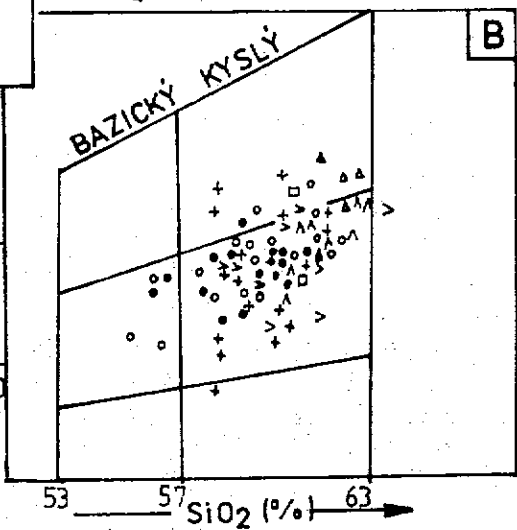
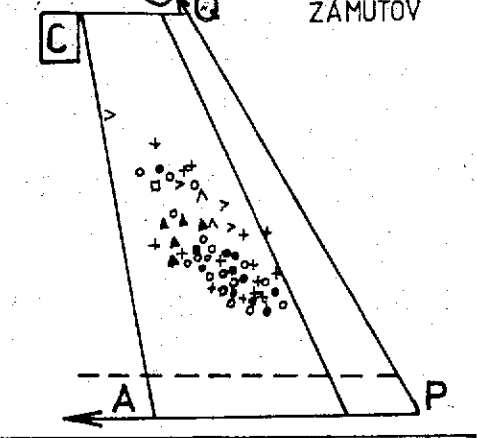
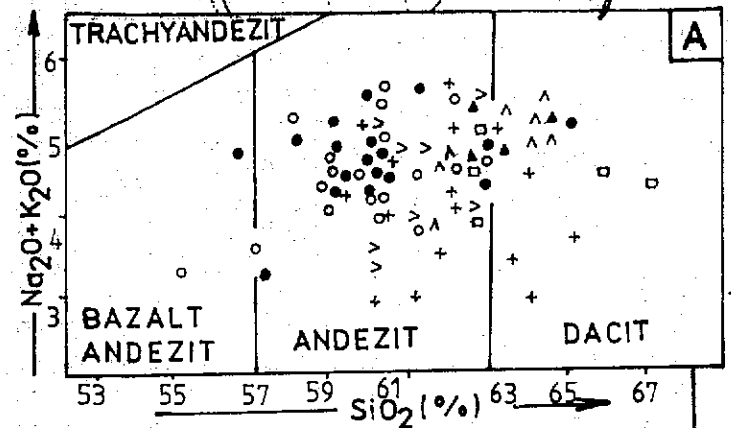
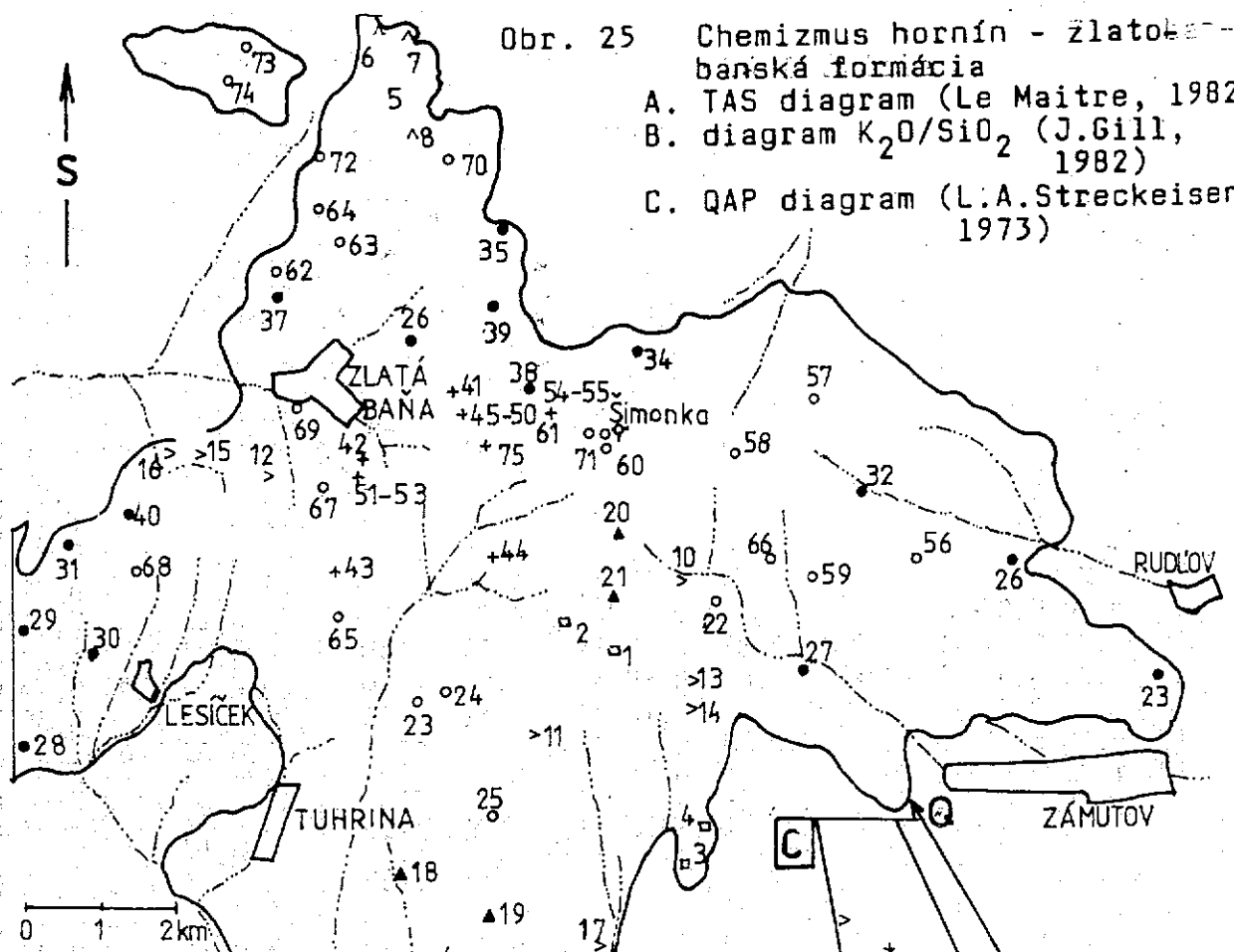


Obr. 24 Príklady magmaticko-hydrotermálnych brekcií z vrtu KS-5 (M. Kaličiak, 1988)

75 - neky a dajky - dioritový porfyrit

V centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu vystupujú až na povrch intruzívne telesá dioritových porfyritov, ktoré pre-
 rážajú jednak starší komplex spodnomiocénnych sedimentov a ryo-
 litových vulkanoklastík, ako aj hydrotermálne premenený andezi-
 tový komplex. Intruzívne telesá majú variabilné formy a rozme-
 ry od približne izometrických pňovitých telies (neky) až po
 doskovité, v jednom smere (S-J a SZ-JV) pretiahnuté dajkovité
 telesá. Dioritový porfyrit má rôznu farbu, čo závisí od stup-
 ňa hydrotermálnej premeny, výraznú porfyrickú štruktúru a holo-
 kryštalickú alotriomorfne až mikroalotriomorfne zrnitú základ-
 nú hmotu. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{37-63}),
 amfiból, hyperstén, augit, ojedinele biotit. Podľa modálnych
 analýz je pomer základnej hmoty a výrastlíc 1:1. Zo sekundár-

Obr. 25 Chemizmus hornín - žltobanská formácia
 A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)
 B. diagram K_2O/SiO_2 (J.Gill, 1982)
 C. QAP diagram (L.A.Streckeisen, 1973)



- + dioritový porfyrít
- ▣ hyperstenicko-amfibolicko-biotitický andezit
- augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom
- ▲ hyperstenicko-biotitický andezit
- △ drobnoporf.augiticko-hyperstenický andezit
- > strednoporf.pyroxenický andezit
- drobnoporf.pyroxenický andezit

Tab. 24 Chemické zloženie vulkanitov - zlatobanská formácia

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	69,18	0,76	17,06	2,03	3,73	0,10	2,76	4,64	2,33	2,27	0,17	2,33	1,51
2	63,72	0,82	17,26	1,23	3,00	0,09	2,24	2,44	1,95	2,20	0,22	2,64	1,68
3	60,22	0,80	17,36	3,19	2,58	0,10	3,02	4,63	2,24	1,60	0,17	3,10	0,02
4	60,54	0,72	17,30	1,64	3,77	0,08	2,44	4,72	2,64	2,40	0,12	0,52	0,00
5	60,70	0,96	18,66	2,97	2,40	0,10	2,44	5,02	2,90	1,76	0,21	1,58	1,61
6	52,27	0,90	17,82	0,83	3,82	0,09	2,15	4,92	3,10	2,08	0,19	0,69	0,52
7	60,04	1,00	17,82	3,56	3,42	0,10	2,67	4,96	2,33	1,48	0,21	0,17	0,61
8	61,40	0,79	17,18	1,51	4,49	0,11	2,84	5,83	2,96	1,97	0,19	0,99	0,28
9	60,96	0,91	17,47	4,96	1,76	0,08	2,42	3,65	2,84	1,84	0,18	1,88	0,01
10	58,70	0,58	18,33	1,78	3,91	0,10	3,12	6,08	2,74	1,79	0,19	0,65	1,15
11	59,35	0,78	17,92	3,25	2,94	0,11	3,43	7,35	2,00	1,63	0,12	0,44	0,86
12	60,27	0,81	16,89	6,67	0,50	0,11	3,08	4,95	2,74	2,16	0,11	0,95	0,71
13	58,70	0,87	17,33	0,94	5,35	0,12	3,87	6,73	1,79	1,81	0,12	1,07	0,74
14	58,93	0,91	18,13	2,61	3,87	0,12	1,80	6,13	3,30	1,86	0,22	0,35	1,24
15	60,08	0,99	17,60	4,16	2,87	0,10	3,07	5,12	2,70	1,23	0,16	1,40	0,49
16	61,28	0,95	17,47	1,95	3,70	0,10	3,07	5,41	2,80	1,28	0,17	1,24	0,39
17	60,02	0,88	16,80	3,53	2,89	0,13	2,40	5,89	3,60	2,14	0,22	0,60	1,00
18	61,73	0,62	17,70	5,14	0,00	0,08	1,94	5,08	2,72	2,16	0,22	0,52	0,00
19	62,79	0,70	16,88	1,88	3,07	0,08	1,91	4,57	2,68	2,30	0,17	1,58	1,27
20	61,57	0,53	17,15	3,56	2,53	0,08	2,10	5,57	2,64	2,70	0,15	0,00	0,13
21	60,92	0,59	18,78	4,88	0,00	0,08	1,69	5,35	2,89	1,84	0,25	0,81	0,00
22	63,30	0,64	15,76	0,86	3,87	0,06	2,39	5,66	2,76	2,22	0,13	0,00	0,36
23	60,75	0,60	17,94	5,14	0,00	0,09	2,39	5,66	2,76	2,14	0,23	0,52	0,00
24	61,97	0,71	16,26	2,05	4,06	0,02	2,80	5,71	2,94	2,60	0,12	0,74	0,29
25	61,99	0,66	16,26	1,79	3,28	0,06	2,26	4,95	2,72	2,58	0,12	1,64	0,73
26	59,92	0,78	18,74	2,40	0,72	0,02	0,76	6,66	3,08	1,80	0,16	0,00	0,80
27	60,31	0,86	17,25	2,85	3,59	0,06	1,64	5,28	3,52	2,00	0,17	0,70	0,00
28	59,07	0,95	17,89	3,57	2,68	0,11	3,48	6,54	3,12	1,44	0,17	0,41	0,38
29	59,91	0,95	17,62	5,91	1,08	0,11	2,60	5,41	2,94	1,94	0,18	0,79	0,33
30	58,90	1,15	18,26	3,70	2,54	0,06	2,35	6,40	3,02	1,68	0,20	0,96	0,44
31	60,06	0,92	17,41	3,01	3,19	0,10	3,48	5,97	3,06	1,68	0,17	0,46	0,10
32	58,96	0,71	16,92	2,21	4,09	0,15	4,03	6,33	2,62	1,71	0,16	0,77	0,33
33	59,68	0,93	17,53	4,86	1,96	0,08	1,75	5,96	3,55	1,90	0,23	1,10	0,50
34	60,88	0,88	18,27	3,35	2,32	0,09	2,46	3,49	2,54	1,97	0,19	1,59	1,36
35	59,66	0,77	16,98	3,42	3,42	0,12	3,42	6,13	2,68	1,76	0,28	1,60	0,63
36	57,44	0,83	18,60	4,09	2,95	0,13	3,01	6,92	3,49	1,57	0,15	0,77	0,00
37	60,10	0,81	17,39	2,33	3,83	0,11	3,32	5,78	3,57	1,84	0,13	0,84	0,00
38	57,93	0,71	16,46	2,78	3,28	0,12	3,84	7,69	2,84	1,92	0,15	0,78	1,15
39	56,80	0,89	16,37	1,84	4,75	0,18	2,30	7,43	3,26	1,70	0,14	0,86	0,00
40	56,65	0,98	18,24	1,86	5,64	0,12	3,77	8,36	1,79	1,57	0,12	0,37	0,88
41	58,87	0,77	17,30	2,05	4,76	0,11	3,36	7,22	2,58	1,92	0,12	0,03	0,70
42	58,70	1,00	17,22	2,92	4,06	0,11	2,72	6,27	2,70	2,28	0,13	0,16	0,10
43	58,48	0,76	17,06	4,20	4,16	0,21	2,12	4,85	2,54	2,52	0,13	0,96	1,68
44	58,75	0,82	16,80	2,24	4,16	0,14	3,38	6,50	3,02	1,82	0,17	0,78	0,57
45	60,29	0,57	16,57	1,23	4,70	0,06	2,58	5,25	1,62	1,25	0,09	0,28	1,10
46	59,33	0,68	16,37	1,38	4,12	0,07	2,27	6,90	2,56	1,67	0,10	0,32	1,07
47	59,68	0,81	16,53	2,80	3,35	0,06	2,26	4,45	1,55	1,81	0,13	0,31	1,77

Pokračovanie tabuľky 24

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
48	59,85	0,74	16,24	2,03	3,62	0,06	3,50	7,39	2,93	0,55	0,10	0,47	0,70
49	60,64	0,57	15,23	2,57	2,55	0,10	3,26	4,84	3,31	1,15	0,08	0,20	1,46
50	60,21	0,68	13,60	1,54	3,77	0,21	4,02	5,88	2,25	2,71	0,13	0,11	0,65
51	61,42	0,74	16,66	2,00	3,87	0,11	2,52	5,32	3,26	1,95	0,11	0,42	0,19
52	60,52	0,74	16,44	1,66	3,98	0,11	2,77	5,56	2,49	2,11	0,07	0,30	0,22
53	61,84	0,75	16,38	1,90	3,87	0,12	2,68	4,74	3,81	2,10	0,12	0,29	0,12
54	58,40	0,71	16,30	1,49	5,73	0,13	4,07	6,27	2,01	0,67	0,11	0,15	0,67
55	58,92	0,77	16,94	1,85	4,61	0,10	3,28	7,09	2,62	1,64	0,11	0,29	0,43
56	56,86	0,66	15,34	2,96	3,09	0,08	3,90	7,94	2,58	1,74	0,13	-	0,83
57	57,88	0,66	15,96	1,64	4,94	0,08	4,27	7,16	2,67	1,74	0,13	-	0,55
58	55,95	0,70	17,56	6,61	3,67	0,09	5,30	6,94	2,30	1,10	0,11	-	1,49
59	58,94	0,73	16,95	1,84	4,40	0,11	3,92	6,23	2,63	1,81	0,17	0,43	0,50
60	58,67	0,71	15,99	2,04	4,57	0,15	4,36	6,96	2,90	1,96	0,15	0,07	0,02
61	58,75	0,70	16,43	3,33	3,41	0,12	4,36	5,94	2,76	1,98	0,14	0,41	0,87
62	60,17	0,83	17,27	3,58	2,87	0,18	4,28	5,60	2,56	1,90	0,14	0,53	-
63	59,93	-	17,86	2,21	4,09	0,10	4,53	4,44	2,05	1,85	0,12	2,00	-
64	59,56	0,74	17,14	2,03	4,29	0,11	3,84	6,24	3,63	1,74	0,10	0,53	-
65	59,65	0,76	17,79	6,71	-	0,12	2,77	5,75	2,54	1,97	0,27	0,61	-
66	55,70	0,67	17,61	3,36	3,20	0,12	5,07	7,87	2,49	1,18	0,11	1,37	0,46
67	61,69	0,77	16,78	2,48	3,31	0,01	2,60	5,59	2,80	2,56	0,16	0,06	0,70
68	56,90	1,12	17,86	4,86	2,63	0,16	4,22	5,00	3,16	1,98	0,26	1,28	0,22
69	59,67	0,87	17,37	2,56	3,84	0,02	3,28	5,76	2,66	2,28	0,11	0,01	1,29
70	58,67	0,92	17,28	3,30	3,65	0,10	3,51	6,55	2,52	1,60	0,14	-	0,07
71	61,25	0,73	17,58	1,85	3,55	0,08	3,15	6,16	2,38	2,15	0,11	0,76	1,57
72	60,97	0,98	17,38	2,34	4,90	0,16	2,65	5,39	3,51	2,00	0,14	0,40	-
73	62,29	0,80	17,74	0,46	4,26	0,10	3,25	5,34	2,77	2,00	0,12	0,62	-
74	61,37	0,93	18,09	2,05	4,13	0,10	2,71	2,56	2,64	2,13	0,13	0,45	-
75	58,88	0,77	16,93	2,21	3,91	0,12	3,84	6,53	0,61	0,99	0,10	0,10	0,70

nych minerálov sa v nich zistili karbonát, sericit, chlorit, kremeň, albit, epidot, biotit, turmalín, zeolity (E. Kaličková in Ľ. Divinec a kol., 1985). Intruzívna aktivita prebehla podľa rádiometrického určenia v strednom sarmate (12,05 mil. rokov - D. Ďurica et al., 1978; 12,1 ± 0,3 - I. Repčok, 1985).

Zlatobanský andezitový stratovulkán predstavuje najväčšiu vulkanickú štruktúru Slanských vrchov s petrograficky najvýraznejšie diferencovanou škálou hornín. Okrem rôznych petrografických variet pyroxenických andezitov sa na jeho stavbe podieľajú aj horniny s výrazným zastúpením amfibolu a biotitu. Komagmatickým členom týchto efuzívnych komplexov sú petrograficky diferencované telesá dioritových porfyritov vystupujúce v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu so širokou aureolou hydrotermálnych premien. Pomerne pestré petrografické zloženie hornín a rôzne typy hydrotermálnych premien sa odrážajú aj

v ich chemickom zložení (tab. 24). Projekčné body skúmaných hornín majú v diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS (obr. 25 A) veľký rozptyl, a to jednak v horizontálnom smere (acidita) od bazaltických andezitov až po dacity, ale i vo vertikálnom smere (alkalita), čo dokumentuje variačný diagram K_2O/SiO_2 (obr. 25 B). Spád hornín do poľa so stredným a vyšším obsahom K_2O pravdepodobne spôsobili hydrotermálne premeny. Podobný obráz veľkého rozptylu udáva aj diagram QAP (obr. 25 C), na ktorom skúmané horniny spadajú do poľa andezitu až dacitu.

Formácia Vechec (andezitový stratovulkán Vechec)

Formácia predstavuje relikty menšieho andezitového stratovulkánu, ktoré vystupujú JZ od obce Vechec. Tvoria ich centrálny andezitový nek, vulkanický kužeľ a vulkanický plášť po jeho západnom obvode. Na základe pozície stratovulkánu v styčnej zóne stratovulkánov Makoviča a Strechový vrch, ale hlavne jeho jednoduchej stavby a monotónneho petrografického zloženia hornín ho radíme k parazitickým vulkanickým štruktúram. Vznikol v spodnom až vrchnom sarmate. Sarmatský vek je doložený rádiometricky z andezitu centrálného neku na 11,85 mil. rokov (D.Đurica et al., 1978).

74 - redeponované andezitové tufy

Na povrch vystupujú v jeho periférnej zóne západne od obce Davidov. Tufy sú prevažne pemzové s postupným prechodom do lapilovo-pemzových a s variabilným zastúpením pemzy a fragmentov andezitov. Časté sú v nich drobné úlomky ílovcov a pieskovcov. Tufy sú chaotické drobno- až strednozrnné, miestami čiastočne zvrstvené. Majú vitrokryštaloklastickú a kryštalolito-klastickú štruktúru.

73 - redeponované andezitové pyroklastiká (nečlenené)

V južnej časti stratovulkánu vystupujú hrubé polohy redeponovaných andezitových pyroklastík tvorené fragmentami pórovitých tmavosivých pyroxenických andezitov variabilnej veľkosti. Matrix je zrnitý, piesčitý, miestami s nahromadením pemzy.

72 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy

V reliktoch vulkanického kužeľa vystupujú polohy chaotických vulkanických brekcií, ktoré postupne prechádzajú do drobnejších aglomeratických brekcií až lapilovo-pemzových tufov. Brekcie sú z fragmentov sférických až subsférických pórovitých andezitov variabilných veľkostí. Často sú aglutinované a spekané. Prítomné sú tiež fragmenty až bloky celistvých andezitov. Matrix je jemnozrnný, miestami s veľkým nahromadením pemzy.

71 - lávové prúdy augiticko-hyperstenických andezitov

Prevažnú časť reliktov vulkanického kužeľa a pláštia tvoria lávové prúdy, ktoré sú v smere od centra uložené periklinálne, od seba často oddelené výraznými zónami lávových brekcií. Andezit je sivý, tmavosivý, drobno- až strednoporfyrický, celistvý, často aj porovitý. Má nepravidelný ostrohranný až blokový rozpad s prechodmi do hrubolavicovitej odľučnosti. Štruktúra je porfyrická, základná hmota pilotaxitická. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-50}), augit a hyperstén.

70 - extrúzie pyroxénických andezitov

V južnej časti vulkánu, v údolí potoka Olšava vystupujú menšie extrúziívne telesá pyroxénických andezitov. Andezit je sivý, drobno- až strednoporfyrický, s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu. Má prevažne nepravidelný blokový rozpad s prevahou zrohovcovatených sedimentov. V okrajových častiach kupolovitých telies sú vyvinuté zóny extrúziívnych brekcií s drobným ostrohranným rozpadom.

69 - andezitový nek

V predpokladanej centrálnej zóne zachovaných reliktov stratovulkánu vystupuje morfológicky výrazné andezitové teleso (kóta Kamenná). Teleso má v podstate izometrickú formu s veľmi výraznou stĺpovitou odľučnosťou charakteru vejára tvorenú andezitovými stĺpmi 5-7-uholníkového prierezu a s hrúbkou do 1 m (kamenolom Vechec). V okrajových častiach stĺpovitá odľučnosť postupne prechádza do nepravidelnej blokovej odľučnosti. Andezit je sivý až tmavosivý, celistvý, s všesmerne zrnitou textúrou. Má porfyrickú štruktúru a pilotaxitickú až hyalopilitickú základnú hmotu. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{36-42}) - 15 %, augit - 5 %, hyperstén - 3 %.

V andezite sú časté xenolity jemnozrnných šedozelených tufov a ílovcov. V xenolitoch boli zistené agregáty minerálov: amfibol, sekaninait, chlorit, kremeň, pyrotín. V puklinách a dutinách aragonit, cristobalit, harmontóm, kalčit, kremeň, pyrit, tridymit, chabazit a ďalšie minerály (R. Ďuda et al., 1981).

Andezitový stratovulkán Vechec s jednoduchou geologickou stavbou tvorí prevažne petrograficky monotónny komplex pyroxénických andezitov a andezitový nek s pomerne konštantným chemickým zložením (tab. 25). V diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS (obr. 27 A) skúmané horniny spadajú do poľa bazických andezitov až bazaltických andezitov s malým rozptylom alkalinity, čo dokumentuje variačný diagram K_2O/SiO_2 (obr. 27 B). V diagrame QAP (obr. 27 C) však horniny spadajú do poľa andezitu až dacitu.

Tab. 25 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Vechec

č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	56,09	0,79	18,86	6,44	-	0,15	3,85	8,13	2,42	1,47	0,15	-	-
2	56,92	0,79	18,17	6,36	-	0,15	3,43	8,41	2,42	1,50	0,18	-	-
3	57,51	0,85	19,96	5,85	0,0	0,14	2,82	7,57	2,59	1,70	0,15	-	-
4	57,30	0,72	18,32	6,91	-	0,14	4,03	7,88	2,46	1,43	0,15	-	-
5	57,36	0,79	18,46	6,75	-	0,14	3,85	7,71	2,38	1,47	0,13	-	-
6	58,62	0,90	16,68	1,47	4,62	0,10	4,23	7,51	2,68	1,47	0,18	0,49	0,65
7	57,88	0,87	16,74	6,98	1,96	0,13	4,92	8,16	2,51	1,33	0,12	0,45	0,16
8	58,87	1,05	19,50	6,12	1,82	0,08	2,88	7,20	2,54	1,48	0,15	0,57	0,07
9	56,23	1,03	19,84	6,89	3,02	0,15	3,23	5,31	2,05	1,46	0,19	0,97	0,74
10	59,04	0,94	17,23	6,14	2,23	0,09	4,41	7,40	2,42	1,53	0,16	0,96	0,30
11	58,33	0,87	16,64	0,96	5,30	0,12	4,73	7,66	2,51	1,42	0,17	0,44	0,31

Formácia Rankovských skál
(andezitový vulkán Rankovských skál)

Formáciu tvorí relikť menšieho andezitového vulkánu východne od obce Rankovce. Pomenovaná je podľa typovej lokality Rankovské skaly (M. Kaličiak a kol., 1984).

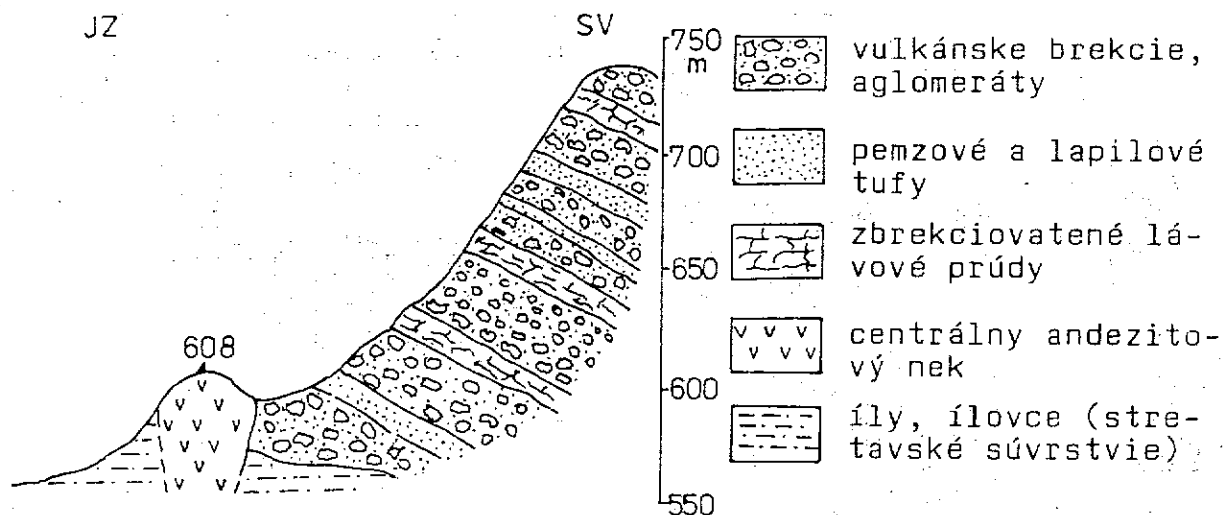
Vulkán je tvorený centrálnym andezitovým nekom a reliktom vulkanického kužeľa prstencovitého tvaru v jeho východnej časti. Západná časť kužeľa sa nezachovala. Vystupujú tu len relikty tenkých zbrekčovatených lávových prúdov pyroxenického andezitu v nadloží sedimentov spodného sarmatu (stretavské súvrstvie).

68 - lávové prúdy pyroxenických andezitov

V širšom okolí Herlian, Rankoviec a Mudrovec v nadloží sedimentov spodného sarmatu vystupujú izolované relikty lávových prúdov s hrúbkou do 30 m. Andezit je väčšinou brekciovitý, s prechodom do doskovito-lavicovitej odlučnosti. Je sivý, tmavosivý drobnoporfyrický, celistvý až pórovitý. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₆₀₋₆₃) - 30 %, hypersténu - 5-10 %, augitu - 5 %. Základná hmota je pilotaxitická, mikrolitická.

67 - nečlenený komplex autochtónnych pyroklastík a lávových prúdov (vulkanický kužeľ)

Vulkanický kužeľ prstencovitého tvaru tvoria chaotické vulkanické brekcie, aglomeráty a tufy, v ktorých sú vložky tenkých, prevažne zbrekčovatených lávových prúdov.



Obr. 26 Typový profil formácie Rankovských skál (M. Kaličiak, 1988)

Zmeny zrnitosti jednotlivých fácií pyroklastík a vložky lávových prúdov zvýrazňujú vrstevnatosť v rámci komplexu s výrazným periklinálnym zložením od centra a so sklonom 25 - 30° (obr. 26).

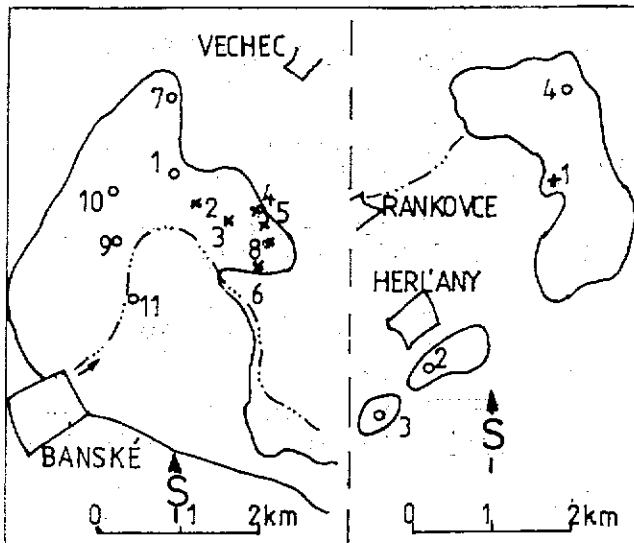
Podstatnú časť kužeľa tvoria aglomeráty až vulkanické brekcie, ktoré sú prevažne spečené a aglutinované. Zložené sú z fragmentov pórovitého a sklovitého andezitu charakteru vulkanických bômb, často sférického tvaru a variabilnej veľkosti od najmenších do 30 - 50 cm. Ojedinele sa v brekciách vyskytujú aj bloky andezitov do 1 až 1,5 m. Andezit je sivý drobný až strednoporfyrický. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu. Matrix brekcií a aglomerátov je tufovo-detritický, často s pemzou. Tufy tvoria len tenké vložky do 0,5 - 1 m a sú prevažne popolovité s prechodmi do pemzových tufov. Tenké lávové prúdy (1 - 5 m) sú zbrekciovatené a laterálne vyklinujú.

66 - andezitový nek

Tvorí izometrické teleso s priemerom 200 m a výškou 80 m nad okolitým terénom. Andezit je sivý, tmavosivý, drobný až strednoporfyrický, celistvý a vo vrcholovej časti pórovitý. Má nepravidelný blokový, polygonálny rozpad. Sú v ňom drobné uzavreniny jemnozrnných sedimentov.

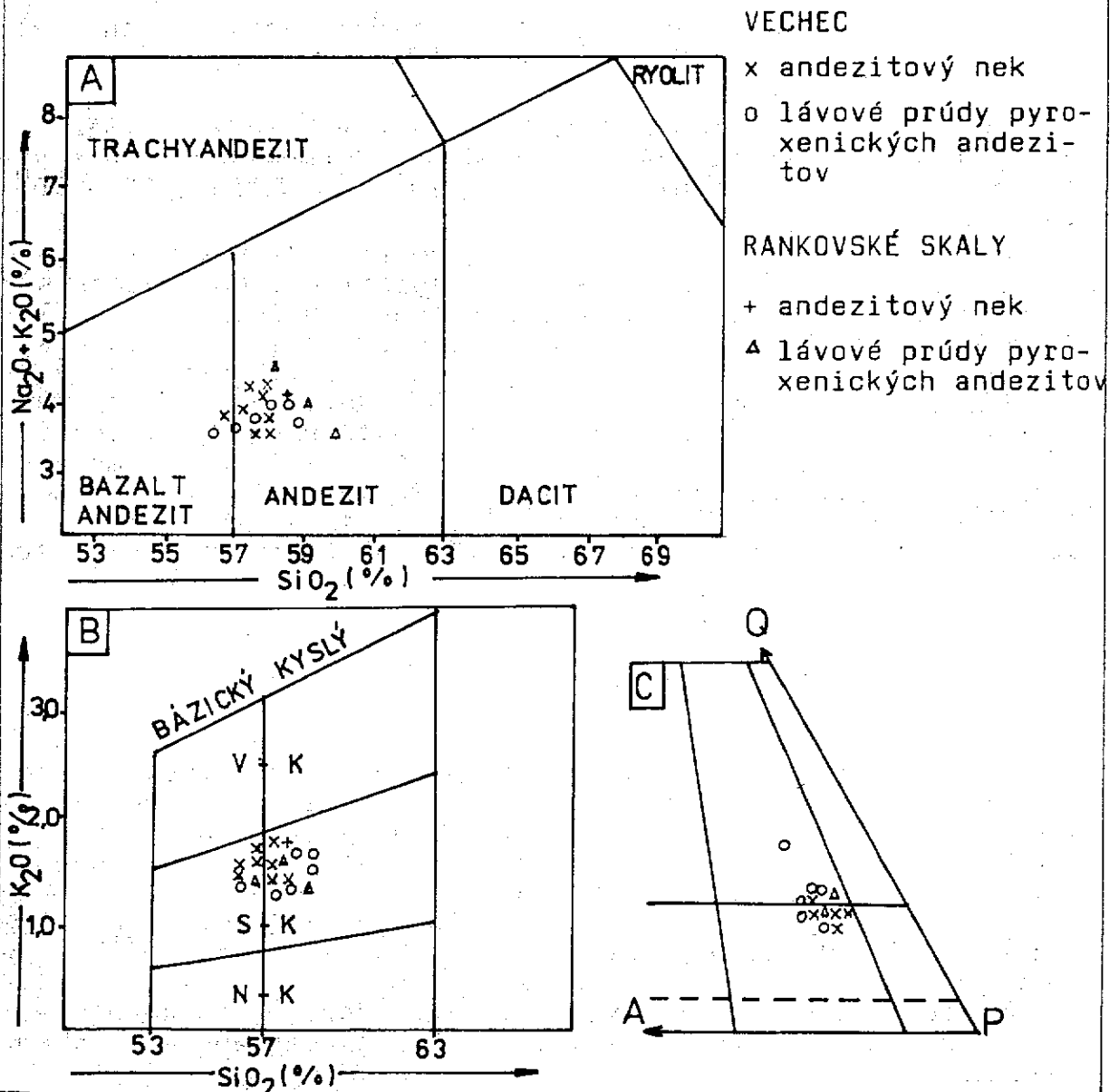
Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₅₅₋₆₀) - 30 %, hypersténu - 10 %, augitu - 5 %. Základná hmota je mikrolitická, pilotaxitická.

Petrograficky monotónny charakter andezitov dokumentuje aj ich chemické zloženie (tab. 26), ako aj diagramy chemickej klasifikácie (obr. 27).



Obr. 27 Chemizmus hornín - formácia Vechec a Rankovské skaly

- A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)
- B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill, 1981)²
- C. QAP diagram (L.A. Streckeisen, 1973)



Tab. 26 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Rankovské skaly

č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	58,03	1,01	17,93	2,05	4,67	0,10	3,63	7,29	2,56	1,68	0,23	0,10	0,01
2	57,13	0,89	18,17	5,23	2,03	0,18	3,04	7,05	2,87	1,49	0,17	-	0,94
3	59,10	0,66	18,11	1,52	4,45	0,10	2,81	8,09	2,14	1,34	0,17	-	0,08
4	58,70	0,92	17,52	2,05	3,92	0,09	4,29	7,40	2,50	1,48	0,10	0,30	-

Formácia Makovica (andezitový stratovulkán Makovica)

Formácia predstavuje relikty andezitového stratovulkánu pomenovaného podľa vrcholovej kóty Makovica (981,0) a je synonymom vulkanického aparátu Makovica, ktorý vyčlenil M. Kaličiak in P. Grecula et al. (1977). V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu, prechodnú a periférnu zónu. Centrálna zóna je situovaná v uzávere doliny potoka Medvedia JZ od obce Juskova Voľa. Tvorí ju intruzívny komplex dioritových porfyrítov, cez ktoré prerážajú neky a dajky ryodacitov.

Intruzívny komplex vystupuje na povrch v kotlovitej depresii, ktorú hlavne v Z a S časti lemujú relikty vulkanického kužeľa tvoreného autochtónnymi pyroklastikami a lávovými prúdmi, ktoré periklinálne upadajú smerom od centra vulkanickej štruktúry. Kužeľové vulkanické fácie smerom k periférii stratovulkánu postupne prechádzajú do vulkanického plášťa s asymetrickou stavbou.

Periférnu vulkanickú zónu tvoria prevažne fácie redeponovaných pyroklastík a epiklastík s reliktnými lávovými prúdmi. Charakteristickým znakom je tu prítomnosť extruzívnych andezitových telies, ktoré vystupujú na povrch hlavne západne od Juskovskej Vole, v severnej časti stratovulkánu.

Vulkanity tejto formácie ležia na sedimentoch vrchného bádenu až spodného sarmatu. Podľa rádiometrických vekov časový vývoj stratovulkánu spadá do vrchnej časti spodného sarmatu až spodného panónu v rozpätí $12,5 \pm 0,6$ - $10,6 \pm 0,6$ mil. rokov (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

65 - redeponované pyroklastiká s vložkami limnokvarcitov

V JV časti periférnej zóny západne od obce Banské vystupujú redeponované, prevažne drobnoušľomkovité pyroklastiká pyroxenických andezitov, v ktorých sú polohy - šošovky limnokvarcitu hrubé do 1 m, ojedinelel viac. Limnokvarcit má prevažne masívnu alebo páskovanú textúru a miestami má charakter kremeňových sintrov s pórovitou, kavernóznou až voštinovitou textúrou a s častými otlačkami, ale i zvyškami rastlín a dreva.

64 - redeponované andezitové tufy

Vystupujú v oblasti periférnej zóny stratovulkánu južne od Červenice. Tufy sú stredno- až hrubozrnné, prevažne tvorené pemzou a lapilami andezitu. Sú v nich vložky drobnoulomkovitých epiklastických brekcií až epiklastických pieskovcov.

63 - redeponované andezitové pyroklastiká (nečlenené)

Významnou zložkou v stavbe periférnej vulkanickej zóny sú redeponované andezitové pyroklastiká, ktoré útržkovite vystupujú takmer po celom obvode vulkanickej štruktúry. Tvorené sú fragmentami pyroxenických andezitov variabilnej veľkosti, matrix majú túfovo-piesčitý s podstatným zastúpením pemzy. Pyroklastiká sú miestami zvrstvené až triedené, s tenkými vložkami pemzových redeponovaných tufov a epiklastických pieskovcov.

62 - epiklastické vulkanické pieskovce

Vystupujú v oblasti periférnej vulkanickej zóny východne od Kecerovského Lipovca. Pieskovce sú sivé, drobn- až strednozrnné, tvorené drobným andezitovým detritom. Ojedinele sa v nich nachádzajú väčšie fragmenty sivých pyroxenických andezitov.

61 - epiklastické vulkanické konglomeráty

Na báze vulkanického komplexu južne od Zámutova útržkovite vystupujú polohy epiklastických konglomerátov. Tvorené sú oválnymi až suboválnymi fragmentami andezitov s veľkosťou do 10 cm. Časté sú tiež valúny pieskovcov a kremencov. Matrix je výrazne detritický, zrnitý, piesčitý s ojedinelou pemzou. Konglomeráty sú prevrstvené tenkými vložkami epiklastických pieskovcov.

60 - epiklastické vulkanické brekcie

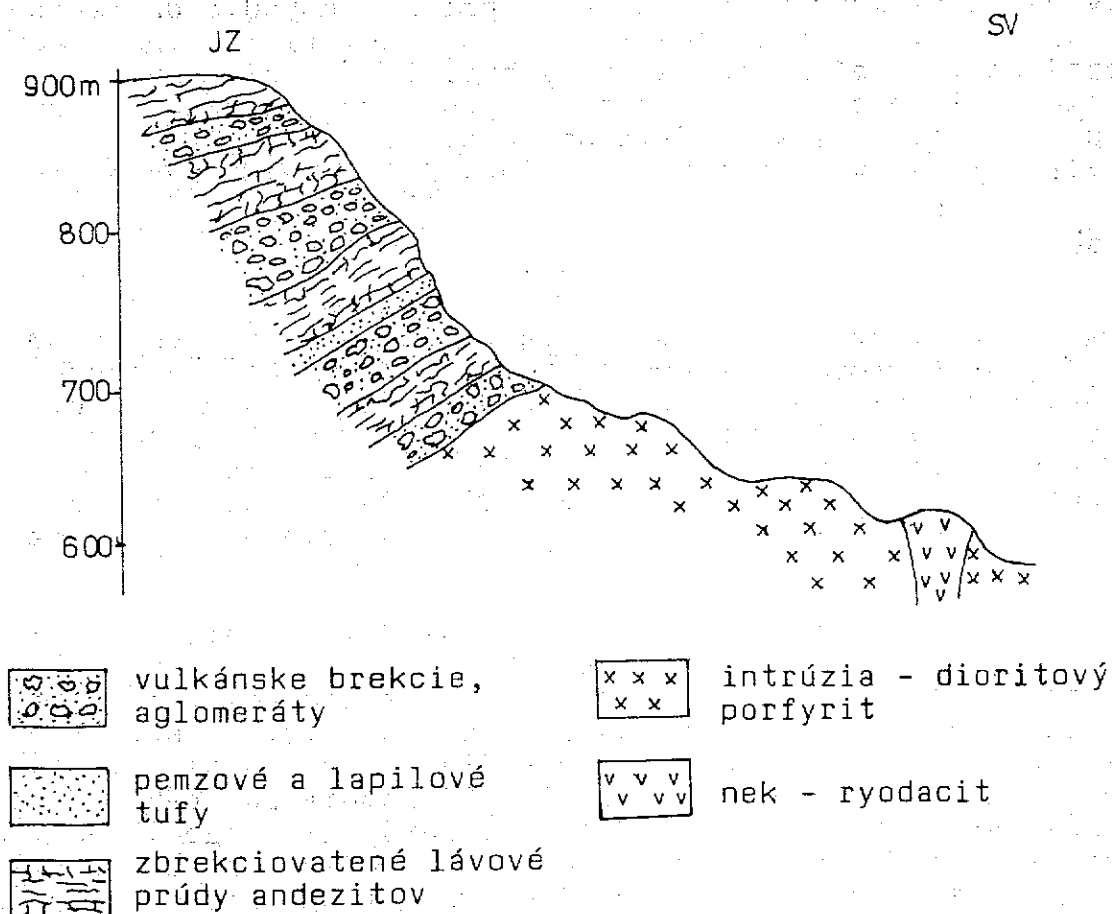
Prevažnú časť periférnej vulkanickej zóny po obvode stratovulkánu tvoria epiklastiká, zastúpené hlavne epiklastickými brekciami rôznych zrnitostných variet, ktoré sa striedajú s vložkami epiklastických pieskovcov. Brekcie sa vyznačujú variabilným zastúpením andezitových fragmentov a tmeliacej hmoty. Fragmenty andezitov majú rôznu stupeň opracovania, od angulárnych až po suboválne. Tvorené sú celistvým, sivým drobn- až strednoporfyrickým, ale i pórovitým andezitom, ktorý petrograficky zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov. Matrix je prevažne hrubopiesčitý, detritický a slabotriedený, ojedinele s fragmentami žltej a tehlovočervenej pemzy. V hrubších polohách epiklastík pozorovať pozvoľné prechody od hruboulomkovitých brekcií cez drobnoulomkovité až do epiklastických pieskovcov.

59 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy - nečlenené

Autochtónne pyroklastiká sú súčasťou vulkanického kužeľa a pláštá, hlavne v západnej časti stratovulkánu. Tvoria variabilne hrubé polohy oddelené lávovými prúdmi (obr. 28).

V prikráterovej centrálnej zóne stratovulkánu prevládajú väčšinou chaotické a málo triedené vulkanické brekcie, ktoré smerom k periférii laterálne prechádzajú do aglomeratických brekcií s častými vložkami pemzových a popolovitých tufov.

Vulkanické brekcie sú zložené zo sférických až subsférických fragmentov pórovitých andezitov veľkosti do 0,5 m. Často sú spekané, aglutinované. Ojedinele sú v nich fragmenty až bloky (do 1 m) ostrohranných drobno- až strednoporfyrických andezitov pochádzajúcich zo staršej stavby. Matrix je jemnozrnný, tufový s pemzou. Aglomeratické brekcie sú čiastočne triedené a zvrstvené. Veľkosť fragmentov andezitov je 20 - 30 cm, ojedinele aj do 0,5 m. Sú v nich vložky jemnozrnných popolovitých



Obr. 28 Typový profil centrálnou zónou stratovulkánu Makovica (M. Kaličiak, 1998)

a pemzových tufov. Andezity pyroklastík petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov.

58 - hyperstenicko-augitický andezit

V spodnej časti vulkanického plášťa východne od Kecerovského Lipovca vystupujú relikty lávových prúdov tmavosivého drobno-porfyrického andezitu. Andezit má prevažne nepravidelný ostrohranný rozpad, porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{50-60}), augitu a hypersténu. Základná hmota je pilotaxitická, mikropilitická, čiastočne rekryštalizovaná.

57 - augiticko-hyperstenický andezit

Najrozšírenejšou fáciou v stavbe stratovulkánu sú lávové prúdy monotónnych augiticko-hyperstenických andezitov, ktoré tvoria podstatnú časť vulkanického plášťa. Prúdy tvoria mohutný efuzívny komplex hlavne vo východnej, ale i v západnej časti vulkanickej štruktúry. Jednotlivé prúdy sú sprevádzané výraznými zónami lávových brekcií a miestami sú oddelené aj tenkými vložkami pyroklastík a epiklastík. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý i pórovitý, drobno- až strednoporfyrický. Má prevažne nepravidelnú blokovú odlučnosť a rozpad s prechodmi do lavicovitej až doskovitej odlučnosti. Jeho charakteristickým znakom sú časté povlaky až nátekové tvary hyalitu v puklinách a dutinách. Andezit má porfyrickú štruktúru s mikrolitickou, trachytickou až pilotaxitickou základnou hmotou.

Výrastlice tvorí plagioklas (An_{35-50}) - 30 %, hyperstén - 5 - 10 %, augit do 5 %.

56 - hyperstenický andezit

V SZ časti vulkanického plášťa v nadloží lávových prúdov augiticko-hyperstenických andezitov vystupujú relikty prúdov riedko porfyrického sivonafialového andezitu. Andezit je celistvý, s nepravidelnou blokovou až hrubolavicovitou odlučnosťou. Má porfyrickú štruktúru s mikrolitickou a pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvoria 20 - 25 % zloženia horniny a sú zastúpené plagioklasom (An_{40-50}), hypersténom a ojedinele augitom.

55 - augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Vrcholové kóty pri západnom okraji centrálnej kotlovitej depresie (Makovica, Menší vrch) sú tvorené lávovými prúdmi drobno- až strednoporfyrického andezitu, ktoré sú najmladším členom v stavbe vulkanického plášťa. Radiometrický vek andezitu z kóty Makovica je $11,2 \pm 0,6$ mil. rokov (I. Repčok in J. Kantor et al., 1984), čo zodpovedá vrchnému sarmatu. Andezit je celistvý, sivý, tmavosivý. Má porfyrickú štruktúru, s hyalopilitickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tohto augiticko-hyperstenického andezitu tvorí plagioklas (An_{40-46}) - 30 %, hyperstén - 5 - 10 % a amfibol - do 1 %.

54 - hyperstenický andezit (extrúzie)

V severnej časti periférnej vulkanickej zóny (Z od Juskovej Vole) vystupujú kupolovité extruzívne andezitové telesá nepravidelných izometrických foriem. Andezit je svetlý, sivobiele až sivožltý, celistvý i pórovitý a po puklinách limonitizovaný. Má prevažne veľkoblokovú odľučnosť s prechodmi do hrubolavicovitej až stĺpcovitej vertikálnej odľučnosti. V okrajových častiach telies sú miestami vyvinuté zóny extruzívnych brekcií s drobným ostrohranným rozpadom. Štruktúra andezitu je porfyrická s mikropoikilitickou až mikroalotriomorfnou zrnitou základnou hmotou.

Výrastlice tvorí plagioklas (An_{42-54}) a hyperstén zachovaný len v reliktoch, často s hrubými opacitovými lemami alebo úplne limonitizovaný.

53 - hyperstenický andezit s amfibolom (extrúzie)

Extrúzie tvoria výrazné kupolovité formy (východne od Červenice a západne od Juskovej Vole). Andezit je sivý, sivohnedý, s nepravidelným blokovitým rozpadom. V andezite sú časté xenolity zrohovcovatených sedimentov, hlavne v ich okrajových zónach, kde miestami vytvárajú výrazné kontaktné zóny.

Andezit má porfyrickú štruktúru, prevažne s rekryštalizovanou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{42-48}), hyperstén, opacitizovaný amfibol a ojedinele i biotit.

52 - augiticko-hyperstenický andezit (extrúzie)

Kupolovité extruzívne telesá vystupujú na povrch S od Juskovej Vole a v JZ časti stratovulkánu, V od Mudroviec. Tvorí ich sivý až tmavosivý drobný až strednoporfyrický andezit s nepravidelnou blokovou odľučnosťou. V okrajových častiach telies Drina (S od Juskovej Vole) sú zóny extruzívnych brekcií s charakteristickým drobným ostrohranným rozpadom.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxiticko-mikrolitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{46-52}), hyperstén a augit.

51 - dajky pyroxenických andezitov

Súčasťou stavby vulkanického kužeľa a pláštľa sú andezitové dajky, ktoré tento komplex prerážajú. Dajky majú voči centrálnej vulkanickej zóne radiálny charakter, tvoria morfológicky výrazné, v jednom smere pretiahnuté telesá s rozmermi 150x20 - 30 m a tvorí ich sivý, nafialový drobný až strednoporfyrický andezit, prevažne s výraznou blokovou až hrubolavicovitou vertikálnou odľučnosťou, porfyrickej štruktúry s variabilným vývojom základnej hmoty. Výrastlice tvorí plagioklas (často karbonatizovaný, sericitizovaný), hyperstén, augit a ojedinele i amfibol.

50 - intrúzia dioritového porfyritu

V centrálnej vulkanickej zóne vystupuje na povrch plošne rozsiahla intrúzia dioritového porfyritu, pravdepodobne vo forme ložného lakolitového telesa (resp. viacerých ložných silových telies). Hornina je sivá, sivozelená, drobná až strednoporfyrická, so všesmerne zrnitou textúrou a prevažne nepravidelným ostrohranným blokovým rozpadom. Miestami celistvá hornina pozvoľne prechádza do intruzívnych brekcií. Na povrchu je intrúzia dioritového porfyritu v rôznom stupni a nepravidelne hydrotermálne premenená a vyskytujú sa v nej drobné impregnácie pyritu. V dôsledku hypergénnych premien je na povrchu hornina miestami intenzívne limonitizovaná, miestami argilitizovaná, s úplnou dezintegráciou horniny a piesčitým rozpadom. Vek intrúzie dioritového porfyritu bol stanovený rádiometricky na $12,5 \pm 0,6$ mil. rokov, t.j. stredný sarmat (I. Repčok in J. Kantor et al., 1984).

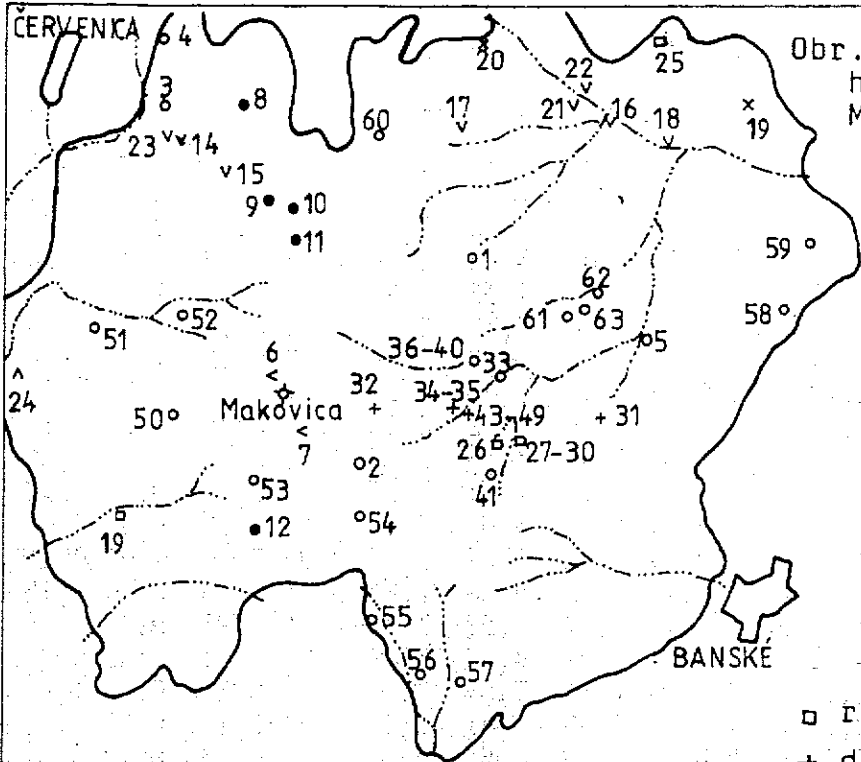
Hornina má porfyrickú štruktúru s holokryštalickou alotriomorfne zrnitou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-44}) - 5 % zloženia horniny, pyroxény (augit, hyperstén) a amfibol. Výrastlice sú prevažne takmer úplne pseudomorfované zmesou sekundárnych minerálov (karbonáty, chlorit, sekundárny biotit).

49 - neky ryodacitu

V JV časti intruzívne teleso dioritového porfyritu prerážajú mladšie neky (dajky) biotitických ryodacitov. Ryodacit má sivobielu až sivozelenú farbu, všesmerne zrnitú, ale i fluidálnu textúru, nepravidelný ostrohranný blokový rozpad s náznakmi hrubolavícovitej až doskovitej vertikálnej odlučnosti. Je argilitizovaný, miestami impregnovaný pyritom, po puklinách limonitizovaný a rozpadavý. Štruktúra ryodacitu je porfyrická, základná hmota alotriomorfne zrnitá, rekryštalizovaná. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{26-28}), biotit, amfibol a akcesorický kremeň.

Ryodacit je najmladším produktom vulkanizmu v rámci stavby stratovulkánu. Jeho rádiometrický vek $10,7 \pm 0,6$ mil. rokov (I. Repčok in J. Kantor et al., 1984) zodpovedá najvrchnejšiemu sarmatu až spodnému panónu.

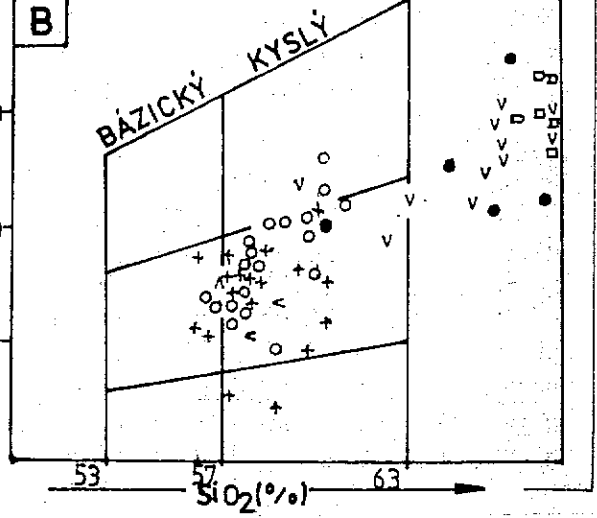
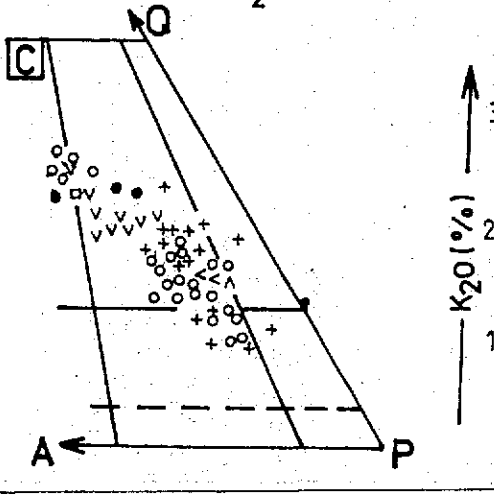
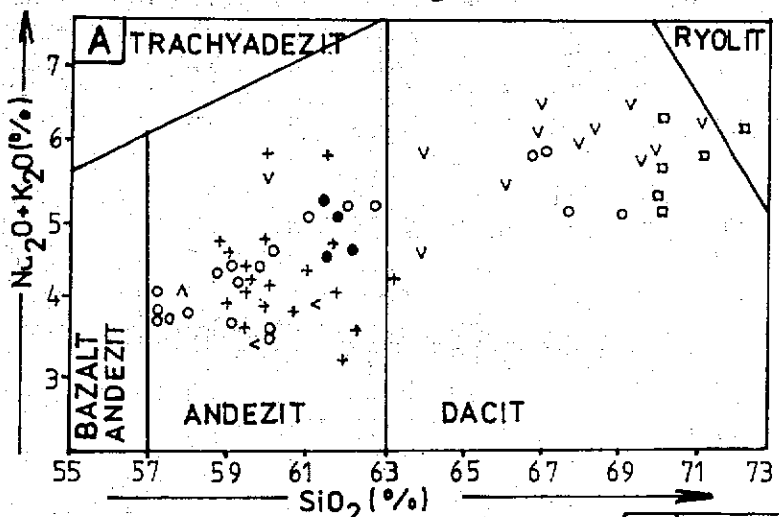
Andezitový stratovulkán Makovica má zložitú geologickú stavbu, na ktorej sa podieľa komplex lávových prúdov pyroxenických andezitov, extruzívnych telies a intrúzie dioritového porfyritu a biotitického ryodacitu, ktoré sa odlišujú jednak petrograficky, ale aj chemickým zložením (tab. 27). Rozdielne chemické zloženie sa prejavuje v diagrame chemickej klasifikácie hornín TAS (obr. 29 A) veľkým rozptylom projekčných bodov od bázických andezitov až po ryolity. Do poľa andezitov spadajú predovšetkým komplexy lávových prúdov pyroxenických andezitov a komagmatický intruzívny komplex dioritových porfyritov z centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu. Projekčné body majú veľký vertikálny rozptyl alkalinity, čo dokumentuje aj variačný diagram K_2O/SiO_2 (obr. 29 B). Tento veľký rozptyl pravdepo-



Obr. 29 Chemizmus hornín - formácia Makovica

- A. TAS diagram (Le Maitre, 1982)
- B. diagram K_2O/SiO_2 (J. Gill, 1981)
- C. QAP diagram (L.A. Streckeisen, 1973)

- ryodacit
- + dioritový porfyrít
- v pyroxenický andezit (extrúzie)
- < augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom
- hyperstenický andezit
- augiticko-hyperstenický andezit
- ^ hyperstenicko-augitický andezit



Tab. 27 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Makovica

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	58,31	0,81	17,87	1,85	3,98	0,11	3,77	7,70	2,56	1,71	0,16	0,83	0,66
2	60,90	0,82	16,20	6,54	0,00	0,10	3,03	5,62	2,76	2,19	0,19	0,00	0,24
3	59,12	0,88	16,81	2,67	3,77	0,08	3,64	7,35	2,50	1,96	0,10	1,14	0,00
4	58,35	0,90	16,27	6,63	0,00	0,11	5,14	6,32	2,53	1,66	0,14	0,00	0,16
5	60,37	0,73	16,90	1,99	2,86	0,11	2,63	4,99	2,60	2,20	0,15	1,24	2,46
6	58,39	1,05	17,59	2,19	4,94	0,11	3,43	6,87	2,24	1,12	0,17	1,15	0,03
7	59,72	0,91	16,45	2,72	4,05	0,09	3,44	6,32	2,54	1,38	0,18	1,31	0,19
8	67,27	0,46	15,32	1,02	2,73	0,07	1,51	3,79	2,60	2,22	0,14	2,14	0,02
9	64,58	0,44	15,74	2,47	1,91	0,09	1,17	4,11	3,27	2,56	0,14	0,00	1,42
10	66,30	0,59	15,85	3,06	1,83	0,09	1,81	3,07	2,42	3,46	0,19	0,69	0,68
11	66,35	0,53	15,91	3,99	0,66	0,07	1,11	4,07	2,90	2,02	0,20	1,06	0,20
12	60,72	0,88	17,31	5,90	0,00	0,11	2,63	5,76	2,98	2,13	0,18	0,00	0,18
13	59,60	1,12	17,55	4,36	2,63	0,13	2,02	5,52	3,00	2,34	0,25	0,65	0,60
14	63,09	0,73	17,38	4,12	0,00	0,10	2,22	4,49	3,44	2,26	0,21	0,00	0,03
15	66,77	0,52	15,87	4,24	0,00	0,06	1,13	3,69	3,03	2,95	0,15	0,00	1,06
16	66,10	0,39	16,43	2,54	0,87	0,02	0,89	2,41	2,57	2,76	0,11	0,00	1,69
17	68,55	0,36	15,95	2,99	0,75	0,09	0,69	2,86	3,34	2,99	0,13	0,79	0,62
18	68,06	0,37	16,25	3,22	0,00	0,02	0,60	3,08	2,86	2,80	0,09	0,00	0,51
19	62,66	0,70	16,70	4,24	1,62	0,09	1,81	5,19	2,60	1,80	0,15	1,45	0,04
20	66,73	0,39	15,98	3,32	1,45	0,03	1,38	3,28	3,44	2,88	0,18	0,00	1,00
21	66,69	0,26	15,77	2,31	1,59	0,05	0,40	4,04	3,25	2,56	0,10	0,00	0,66
22	66,42	0,35	15,97	2,83	0,80	0,06	0,44	3,71	3,36	2,54	0,16	0,00	0,70
23	64,99	0,80	18,05	1,70	1,08	0,04	1,21	4,49	3,08	2,20	0,21	1,04	0,01
24	57,74	0,95	18,34	7,13	0,00	0,08	3,26	6,79	2,63	1,42	0,13	0,00	1,04
25	69,06	0,00	15,93	2,04	0,28	0,02	0,08	2,59	3,13	2,80	0,07	0,00	1,14
26	67,03	0,30	15,41	0,39	2,25	0,11	0,60	4,18	2,08	2,91	0,12	0,00	0,24
27	66,86	0,32	15,12	1,03	2,06	0,19	1,10	3,50	1,89	2,89	0,08	0,39	2,94
28	68,14	0,35	15,59	1,33	1,21	0,10	0,71	2,88	2,31	3,31	0,09	0,50	2,68
29	68,58	0,34	15,72	1,09	2,05	0,07	1,23	2,29	2,45	2,91	0,08	0,29	2,16
30	68,74	0,33	15,91	0,86	2,17	0,15	0,81	2,23	2,77	3,30	0,08	0,37	1,37
31	59,71	0,86	17,01	0,63	5,05	0,07	2,97	4,68	4,02	1,59	0,11	0,56	0,96
32	59,57	1,06	17,27	2,87	3,97	0,10	3,15	4,22	2,25	1,15	0,15	0,54	2,85
33	60,60	0,95	17,56	3,26	2,53	0,07	1,90	6,41	2,56	1,96	0,18	0,00	0,38
34	57,62	0,90	16,89	1,86	4,78	0,14	4,87	6,28	2,48	1,42	0,13	0,11	1,33
35	60,46	0,88	16,54	1,94	4,91	0,17	4,93	3,82	2,46	1,48	0,06	0,11	1,09
36	58,18	0,92	16,68	4,08	2,44	0,15	4,21	5,35	2,11	1,47	0,13	0,59	5,01
37	58,58	0,91	16,17	4,33	3,31	0,16	5,37	4,75	2,27	1,46	0,13	0,24	3,92
38	58,02	0,91	16,93	1,88	4,82	0,10	4,54	5,18	2,48	1,53	0,11	0,33	2,23
39	56,44	0,94	16,69	2,69	4,81	0,16	5,31	3,57	2,43	1,75	0,14	0,50	2,76
40	56,09	0,90	16,35	2,41	4,98	0,11	5,47	3,47	2,79	1,16	0,11	0,50	3,09
41	56,74	1,17	21,28	2,75	2,95	0,09	1,04	5,85	2,25	1,10	0,14	1,00	4,23
42	60,10	0,60	16,93	1,52	3,27	0,07	4,73	2,94	3,47	0,72	0,10	3,72	0,50
43	59,43	0,83	17,27	2,92	2,42	0,11	2,83	6,41	2,64	0,38	0,11	2,79	0,45
44	57,35	0,91	17,89	1,01	4,86	0,09	3,28	6,79	3,34	0,52	0,12	1,32	0,35
45	57,73	0,89	17,18	1,23	5,23	0,06	5,39	5,63	2,89	1,72	0,11	1,39	0,14
46	59,31	1,00	17,65	1,81	5,13	0,13	2,88	5,64	2,80	1,85	0,14	0,81	0,15

Pokračovanie tab. 27

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
47	57,72	0,88	17,06	1,83	5,88	0,11	4,15	5,26	2,88	1,61	0,12	1,19	0,05
48	59,68	0,71	17,52	1,47	4,98	0,05	2,84	4,98	3,61	1,47	0,11	0,91	0,19
49	58,84	0,83	16,76	0,98	5,58	0,05	2,98	4,79	4,41	1,31	0,12	0,76	1,09
50	59,34	0,88	17,08	2,51	4,35	0,12	3,43	7,15	2,26	0,92	0,15	1,08	0,05
51	56,30	0,95	18,47	1,45	5,53	0,11	4,64	7,43	2,44	1,27	0,13	0,87	1,01
52	56,48	0,97	18,46	3,12	4,10	0,09	3,63	7,85	2,60	1,32	0,18	0,40	0,01
53	60,85	0,84	17,24	3,00	2,33	0,07	2,52	5,47	2,90	1,54	0,17	2,29	0,02
54	57,99	0,94	17,09	3,89	3,94	0,11	3,54	6,61	2,27	1,18	0,19	1,35	0,26
55	56,91	0,95	17,70	2,49	4,74	0,10	4,44	7,99	2,10	1,32	0,18	0,42	0,01
56	56,89	0,93	17,76	1,82	4,93	0,10	4,70	7,97	2,52	1,47	0,14	0,09	0,53
57	57,89	1,05	18,21	2,56	3,74	0,11	3,68	5,69	2,10	1,44	0,16	2,22	0,48
58	58,04	0,87	16,90	6,96	1,23	0,12	4,77	8,11	2,20	1,61	0,11	0,36	0,20
59	58,99	0,95	17,95	5,74	1,55	0,09	3,28	7,27	2,24	2,01	0,15	0,68	0,67
60	59,94	0,56	16,39	2,25	2,99	0,09	3,72	6,52	2,41	1,94	0,11	0,00	0,66
61	58,11	0,80	17,86	3,65	2,50	0,13	2,39	5,72	2,56	1,78	0,14	1,74	2,74
62	60,65	0,77	17,10	1,69	3,82	0,14	3,13	6,23	2,95	2,02	0,15	0,34	0,99
63	60,56	0,73	16,85	1,00	4,36	0,12	2,96	5,65	2,61	2,51	0,15	0,23	2,02

dobne spôsobili hydrotermálne premeny, tak isto postihnuté premenami (autometamorfované andezity v zmysle M. Kuthana, 1948), a lávové prúdy hyperstenických andezitov z oblasti stratovulkanického plášťa, ktoré spadajú do poľa dacitov. Chemické zloženie týchto hornín teda ovplyvnili jednak hydrotermálne premeny a pravdepodobne aj zloženie základnej hmoty.

Najacidnejšiu skupinu tvoria biotitické ryodacity vystupujúce v centrálnej vulkanickej zóne vo forme nekov, ktoré sú najmladším produktom vulkanickej aktivity v rámci stavby stratovulkánu. V diagrame TAS spadajú až na hranicu poľa dacitu a ryolitu. Odrazom chemizmu skúmaných hornín je aj veľký rozptyl projekčných bodov v diagrame QAP (obr. 29 C).

Strechovská formácia (andezitový stratovulkán Strechový vrch)

Stratovulkán je pomenovaný podľa kóty Strechový vrch (780 m) a je synonymom vulkanického aparátu Strechov v zmysle M. Kaličiaka in P. Grecula et al. (1977). Tvorí nepravidelnú kruhovú vulkanickú štruktúru, ktorá je členená hlbokými eróznymi údoliami potokov s výraznou radiálnou orientáciou k jeho centrálnej časti. Stratovulkán vznikol v okrajovej zlomovej zóne pozdĺžnej grabenovej štruktúry (Prešov - Sečovce) na miestach, kde sa pozdĺžne zlomy križovali s výraznými priečnymi zlomami. Pozíciu stratovulkánu v okrajovej časti grabenu, na jeho svahu, dokumentuje obr. 2. Jeho vznik a vývoj prebiehal v okrajovej zóne sarmatského mora, pričom iniciálne štádium vzniku v spodnom sarmate sa odohrávalo v subakválnom prostre-

dí. Neskoršie po redukcii sarmatského mora vulkanická činnosť prebiehala v terestrickom prostredí, kde vznikol rozsiahly stratovulkanický kužeľ a plášť. Podľa rádiometrických vekov vulkanizmus tu pulzoval v období spodný sarmat - spodný panón v rozpätí 12,7 - 10,7 mil. rokov (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

V stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu.

Centrálna zóna predstavuje kotlovitú depresiu v uzávere doliny Bačkovského potoka tvorenú intruzívnym telesom dioritového porfyritu a relikťami vulkanického kužeľa po obvode.

Prechodnú zónu predstavuje vulkanický plášť, zložený hlavne z lávových prúdov a vulkanoklastík. Periférnu zónu okrem relikťov lávových prúdov tvoria predovšetkým andezitové epiklastiká a redeponované pyroklastiká.

48 - redeponované andezitové tufy

Vystupujú hlavne v periférnej zóne stratovulkánu, v jeho západnej časti od Bordy až po Vyšnú Kamenicu. Tufy sú prevažne stredno- až hrubozrnné, tvorené pemzou a drobným andezitovým detritom, väčšinou zvrstvené, s postupnými prechodmi do hrubších redeponovaných pyroklastík a epiklastík. Sú súčasťou vrchnosarmatských sedimentov, v ktorých tvoria polohy hrubé až niekoľko desiatok m. Matrix je sivý, jemnozrnný, s častou prímесou drobných úlomkov pelitických sedimentov.

47 - redeponované andezitové pyroklastiká (nečlenené)

Vystupujú jednak v prechodnej, ale hlavne v periférnej vulkanickej zóne stratovulkánu. Najväčšie rozšírenie je v jeho južnej časti (SZ od Dargova) a SV časti (západne od Čabova). Redeponované pyroklastiká tvoria rôzne zrnitosťné fácie, ktoré sa nepravidelne striedajú. Ich charakteristickým znakom je opracovanosť klastického materiálu a piesčito-tufový matrix so značným podielom pemzy. Klastický materiál je tvorený fragmentami pyroxenických, prevažne pórovitých andezitov veľkosti do 20 cm, ojedinele sú prítomné aj fragmenty s veľkosťou do 30 - 50 cm.

46 - epiklastické vulkanické pieskovce

V južnej časti stratovulkánu západne od Dargova vystupujú v podloží lávových prúdov a epiklastických brekcií aj tenké polohy epiklastických pieskovcov. Majú sivú farbu a tvorené sú drobným andezitovým detritom, ojedinele obsahujú aj fragmenty andezitu do 10 - 20 cm a výnimočne aj opracované bloky andezitu do 0,5 m.

45 - epiklastické vulkanické brekcie s polohami epiklastických pieskovcov

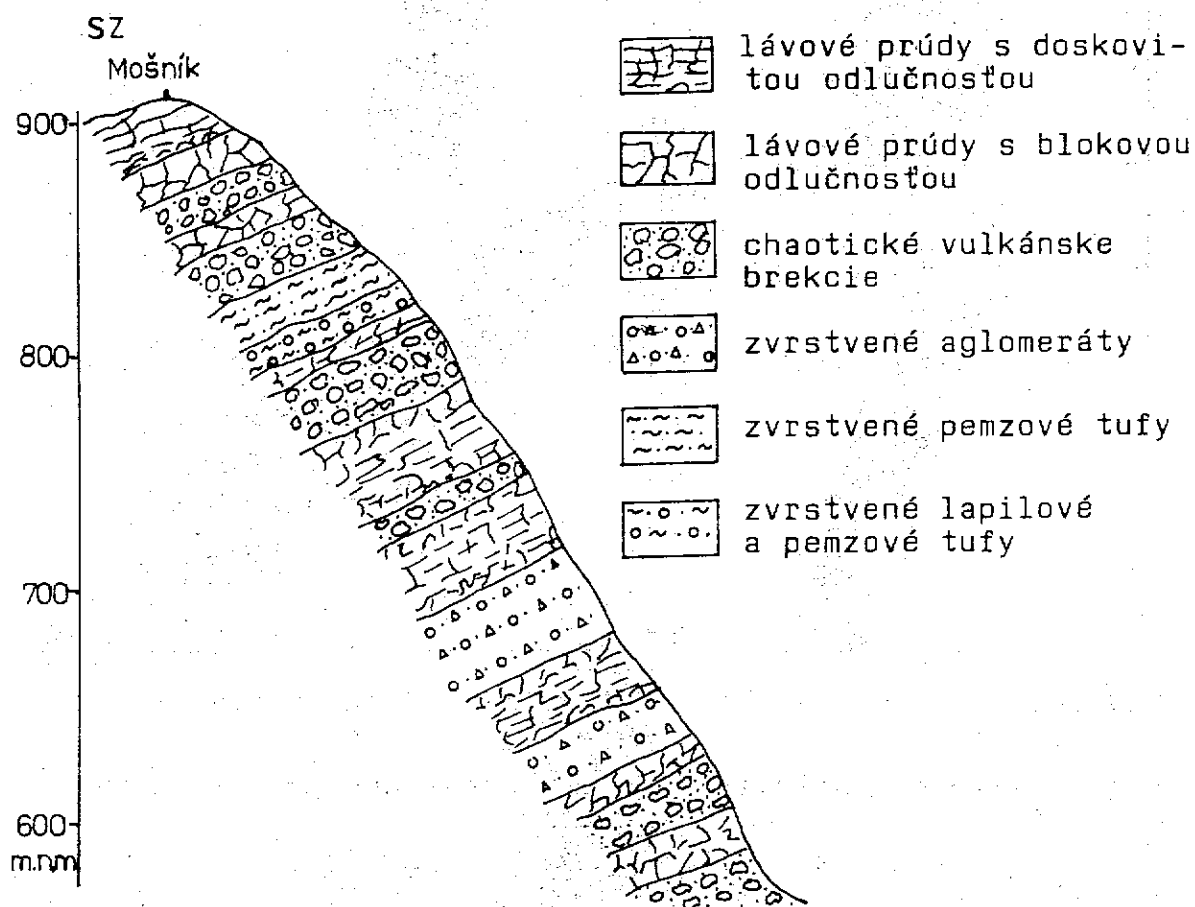
Epiklastické brekcie rôznych zrnitosťných variet predsta-

vujú uloženiny prechodnej, ale hlavne periférnej zóny stratovulkánu. Na povrch útržkovite vystupujú v celej periférnej zóne, hlavne však v severnej a južnej časti. Zastúpené sú rôzne zrnitostné fácie od hruboúlomkovitých až po drobnoúlomkovité s prechodmi do epiklastických pieskocov. Brekcie sú tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentami celistvých i pórovitých andezitov.

Vyznačujú sa variabilným zastúpením fragmentov andezitov a tmeliacej hmoty, ktorá je prevažne hrubopiesčitá, netriedená. Sú v nich vložky hrubozrnných až strednozrnných epiklastických pieskocov. Fragmenty andezitov v brekciách petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov.

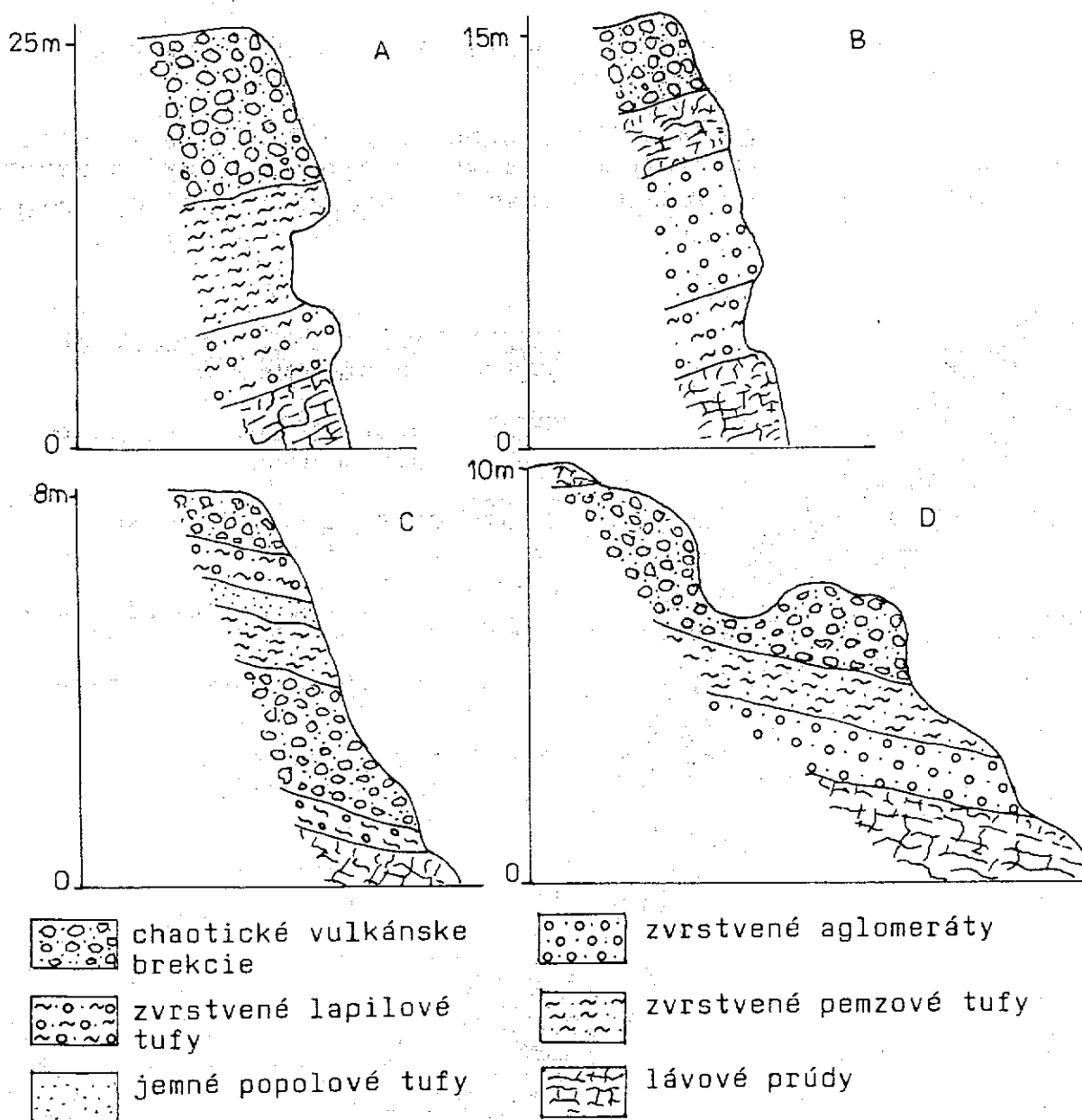
44 - autochtónne pyroklastiká - vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy

Sú súčasťou stavby vulkanického kužeľa i plášťa v okolí centrálnej zóny stratovulkánu, hlavne v jeho západnej a severnej časti, kde sa striedajú s lávovými prúdmi (obr. 30). Vulk-



Obr. 30 Schematizovaný profil SZ časti vulkanického kužeľa stratovulkánu Strechový vrch (M. Kaličiak, 1988)

nické brekcie sú tvorené prevažne explozívnyimi fragmentami andezitu, ktoré dosahujú veľkosť 40 cm, ojedinele i viac. Časť týchto fragmentov má charakter vulkanických bômb so sférickým až subsférickým obmedzením. V brekciách sú tiež časté fragmenty až bloky angulárne obmedzených andezitov, ktoré prechádzajú zo staršej stavby a explóziou boli vyvrhnuté na povrch už v pevnom stave. Fragmenty andezitov sú väčšinou usporiadané chaoticky, často však pozorovať znaky triedenia materiálu s prechodmi do aglomeratických brekcií až tufov (obr. 31 A, B - južne od kóty Mošník). Matrix v brekciách je tufový, struskovo-lapilový, často s pémzou.



Obr. 31 Príklady stavby autochtónnych pyroklastík strato-vulkánu Strechový vrch (M. Kaličiak, 1988)

Aglomeratické brekcie vystupujú predovšetkým vo vzdialenejšej kráterovej zóne, v oblasti vulkanického pláštá. Tvoria ich fragmenty andezitov do 20 - 25 cm, a často sú spekané a aglutinované. Triedenie materiálu v brekciách zvyrazňujú vložky pemzových a lapilovo-pemzových tufov (obr. 31 - C, D - SV od kóty Strechový vrch). Úlomkovitý materiál brekcií petrograficky zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov.

43 - amfibolicko-hyperstenický andezit

V južnej časti stratovulkánu vystupujú na povrch lávové prúdy amfibolicko-hyperstenického andezitu sivej a nafialovelej svetlej farby, s prevažne blokovým nepravidelným rozpadom. Štruktúra je porfyrická, s mikrolitickou až kryptokryštalickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{32-54}) - 20 %, hyperstén - 5 %, amfibol - 3 %.

42 - biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit

V nadloží lávových prúdov amfibolicko-hyperstenického andezitu vystupujú reliktý lávových prúdov biotiticko-amfibolicko-hyperstenického andezitu, ktorý je strednoporfyrický, sivý, sivofialový, s nepravidelným blokovým až hrubolavicovitým rozpadom. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou až kryptokryštalickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{28-42}) - 31,95 %, biotit - 2,65 %, amfibol - 4,6 %, hyperstén - 5 %. Rádiometrický vek z andezitu je $11,1 \pm 0,5$ mil. rokov (I. Repčok in J. Kantor et al., 1984).

41 - hyperstenický andezit

V južnej časti stratovulkánu severne od cesty Dargov - Košice vystupujú lávové prúdy drobnoporfyrického, miestami až afanitického sivofialového hyperstenického andezitu oddelené výraznými zónami lávových brekcií, v ktorých sú časté hniezda až nepravidelné žily žltohnedého voskového opálu (lom Dargov). Andezit má prevažne typickú tenkodoskovitú odlučnosť, porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{36-42}), hyperstén a ojedinele i augit.

40 - pyroxenický andezit (s variabilným zastúpením hypersténu a augitu)

Najrozšírenejším petrografickým typom v rámci efuzívneho komplexu sú lávové prúdy drobnoporfyrického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu, ktoré tvoria podstatnú časť vulkanického kužeľa a pláštá. Na povrchu sú maximálne rozšírené vo východnej časti stratovulkánu. Prúdy sú často produktom opakovaných efúzií monotónneho charakteru bez vložiek pyroklastík. Na svahoch stratovulkánu ich oddeľujú miestami výrazné zóny lávových

brekcií, ktoré sú charakterizované pórovitým až kavernóznym andezitom a hnedým až hnedočerveným sfarbením. Andezity lávových prúdov majú veľmi monotónny charakter. Sú sivé až tmavosivé, celistvé, pórovité, s nepravidelným ostrohranným blokovým rozpadom, miestami však aj s výraznou doskovito-lavicovitou odlučnosťou.

Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, trachytickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{30-50}) - do 30 %, hyperstén - 5 - 7 %, augit - 5 % a ojedinele akcesorický amfibol.

39 - drobnoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit

Relikty lávových prúdov drobnoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu vystupujú v severnej časti stratovulkánu (J a JZ od Banského). Andezit je sivý, svetlosivý hustodrobnoporfyrický, má nepravidelnú blokovú odlučnosť s prechodmi do lavicovito-doskovitej odlučnosti. Jeho štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas - 25 %, augit - 5 %, hyperstén - 3 %.

38 - hyperstenicko-augitický andezit s litofýzami

Zvláštnou fáciou efuzívneho komplexu v stavbe stratovulkánov sú lávové prúdy stredoporfyrického kavernózneho andezitu vystupujúce v SZ časti stratovulkánu. Andezit má veľmi nepravidelný blokový až veľkoblukový rozpad a zriedkavo hrubolavicovitú odlučnosť. Jeho charakteristickým znakom je výrazná pórovitosť a kavernóznosť. Kaverny miestami dosahujú veľkosť 2 - 5 cm a sú pretiahnuté v smere fluidality.

Štruktúra andezitu je porfyrická s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-46}) - 20 %, augit - 5 %, hyperstén - 3 %.

37 - hyperstenicko-augitický andezit

Najmladším efuzívnym členom v stratovulkanickej stavbe sú relikty vrcholových lávových prúdov v okolí kóty Lazy v západnej časti stratovulkánu. Jeho rádiometrický vek $10,8 \pm 0,3$ mil. rokov (I. Repčok, 1985) ho začleňuje do vrchného sarmatu až spodného panónu. Andezit je sivý, tmavosivý, stredoporfyrický, má nepravidelný blokový rozpad a porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-44}) - 25 %, augit - 5 - 10 %, hyperstén - do 5 % a akcesorický amfibol.

36 - pyroxenický andezit zbrekčovatený

Prevažnú časť vnútornej podzóny vulkanického kužeľa tvoria silne zbrekčovatené efúzie monotónnych drobných až stredoporfyrických pyroxenických andezitov. Andezit je sivý, sivo-

hnedý, celistvý, často pórovitý, miestami postihnutý hydrotermálnymi premenami. Je slabo propylitizovaný a po puklinách limonitizovaný, má porfyrickú štruktúru s variabilným vývojom základnej hmoty a zastúpením výrastlíc plagioklasu, hypersténu a augitu.

35 - extrúzie pyroxenických andezitov

Extruzívne kupolovité telesá vystupujú na povrch v západnej časti stratovulkánu v údolí Kamenického potoka, v severnej časti (v údolí Dlhého potoka) a v južnej časti v údolí Bačkovského potoka. Najväčšie extruzívne teleso v údolí Kamenického potoka má kupolovitú formu pretiahnutú v smere SV - JZ. Teleso predstavuje strednoporfyrický, sivý, sivohnedý andezit nepravidelného blokového rozpadu, porfyrickej štruktúry s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou a s výrastlicami plagioklasu, hypersténu, ojedinele augitu. V okrajových častiach pozorovať fluidálne textúry s vertikálnou hrubodoskovitou odlučnosťou. Analogické petrografické zloženie majú aj menšie extruzívne telesá v severnej časti stratovulkánu. Odlišné petrografické zloženie majú extrúzie vystupujúce na povrch v údolí Bačkovského potoka: tvorí ich augiticko-hyperstenický andezit.

34 - dajky pyroxenických andezitov

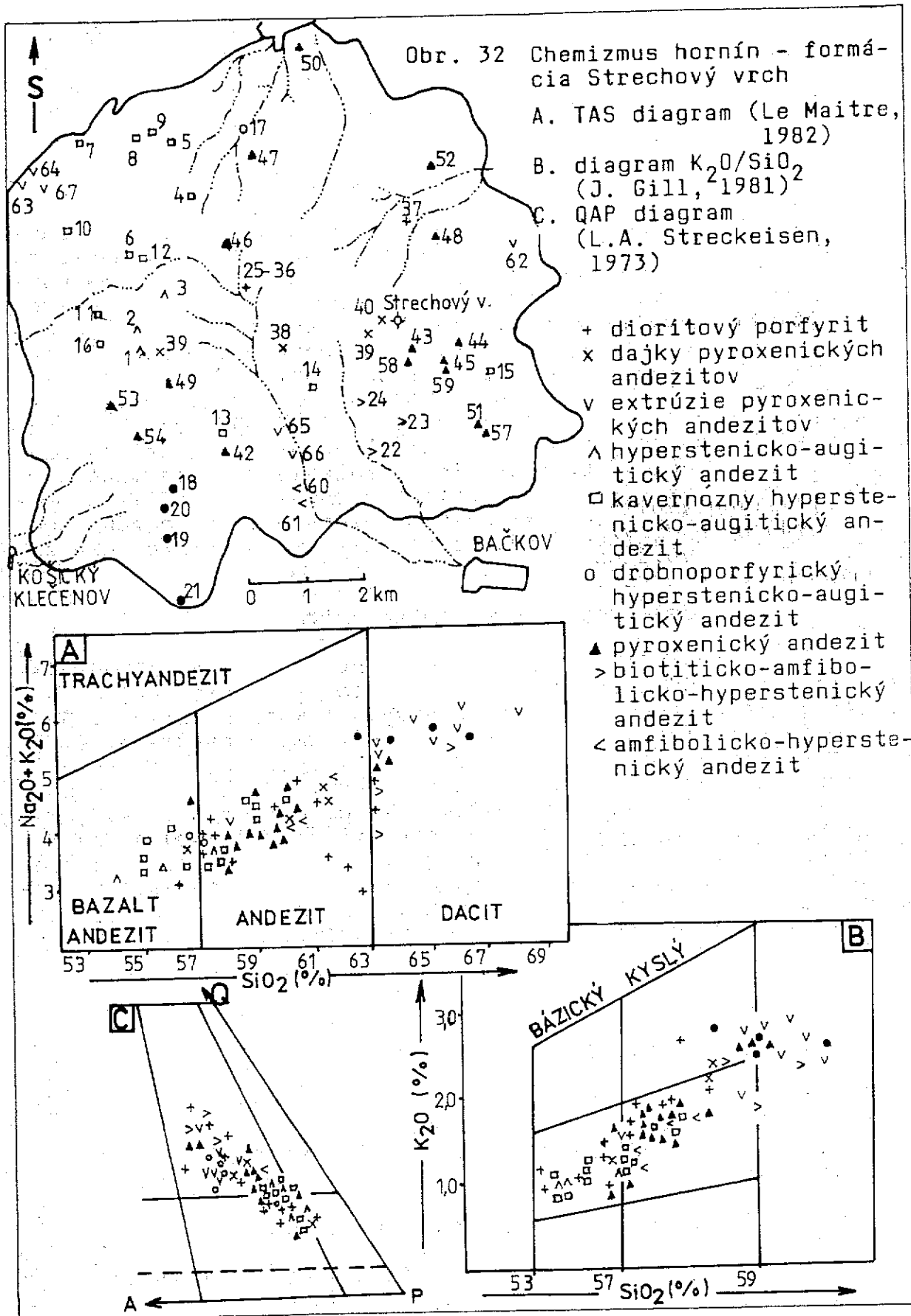
V okolí centrálnej vulkanickej zóny v oblasti vulkanického kužeľa a plášt'a vystupujú radiálne dajky pyroxenických andezitov, ktoré prerážajú staršiu stratovulkanickú stavbu. Dajky tvoria morfológicky výrazné, v jednom smere pretiahnuté andezitové telesá s dĺžkou 150 - 200 m a s výraznou vertikálnou odlučnosťou. Prenik radiálnych andezitových dajok možno časovo zaradiť k najmladším produktom vulkanizmu v rámci vývoja stratovulkánu. Rádiometrický vek andezitu z dajky južne od kóty Mošník je $10,7 \pm 0,4$ mil. rokov, t.j. vrchný sarmat až spodný panón. Dajky sú tvorené prevažne sivým, tmavosivým, drobnou až strednoporfyrickým pyroxenickým andezitom s variabilným vývojom základnej hmoty a zastúpením výrastlíc hypersténu a augitu.

33 - dajky dioritového porfyritu (v reze)

V subvulkanickej úrovni v prostredí neogénnych sedimentov vystupujú žilné dajkovité telesá dioritových porfyritov (zisťené vrtom Str-1). Dioritový porfyrit je stredno- až hrubozrný s porfyrickou štruktúrou a holokryštalickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, augit, hyperstén (E. Kaličiaková, 1987).

32 - intrúzie dioritového porfyritu

Významným prvkom v stavbe stratovulkánu sú intrúzie dioritového porfyritu, ktoré majú charakter lakolitových ložných



Tab. 28 Chemické zloženie vulkanitov - formácia Strechový vrch

č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	54,08	1,02	16,69	9,97	0,00	0,17	5,78	8,81	2,36	0,87	0,22	0,88	0,22
2	54,82	1,05	16,45	2,77	6,13	0,16	5,73	8,28	2,40	0,94	0,18	0,13	0,44
3	57,05	0,97	17,36	1,91	5,70	0,13	4,30	7,40	2,66	1,18	0,19	0,38	0,37
4	57,48	0,83	16,91	8,33	0,00	0,14	4,63	7,70	2,25	1,23	0,20	0,61	0,50
5	55,65	0,95	18,49	7,43	0,00	0,13	4,79	8,49	2,26	0,97	0,21	0,96	1,15
6	57,35	0,96	19,71	3,40	3,13	0,08	1,82	6,64	3,04	1,40	0,20	1,33	0,81
7	57,28	0,95	16,63	2,22	5,51	0,12	4,91	7,96	2,30	1,12	0,16	0,03	0,50
8	57,16	0,92	16,28	2,93	5,01	0,13	5,11	7,68	2,26	1,22	0,17	0,42	0,40
9	55,80	0,90	19,12	3,66	3,41	0,09	3,07	8,40	2,80	1,12	0,18	0,20	0,85
10	55,02	0,97	17,84	3,71	4,35	0,13	4,03	8,13	2,80	1,18	0,18	1,07	0,37
11	54,43	1,10	17,18	2,95	5,97	0,15	5,12	8,54	2,54	0,88	0,19	0,12	0,32
12	54,41	1,14	18,68	3,28	5,31	0,12	3,23	8,55	2,76	1,04	0,22	0,84	0,15
13	59,43	0,85	17,49	6,70	0,00	0,10	3,07	6,89	2,93	1,62	0,19	1,01	0,16
14	60,26	0,71	17,74	6,73	0,00	0,11	2,79	6,72	2,92	1,67	0,21	0,74	0,27
15	59,41	0,64	16,30	6,71	0,00	0,11	4,43	7,35	2,58	1,59	0,18	0,76	0,25
16	54,61	1,13	17,28	3,56	5,29	0,15	4,70	8,54	2,60	0,94	0,18	0,26	0,40
17	57,13	0,90	19,02	7,50	0,00	0,14	2,72	8,51	2,55	1,33	0,21	0,40	0,41
18	63,48	0,85	16,57	6,19	0,00	0,12	1,22	5,06	3,23	2,40	0,25	0,84	0,20
19	66,43	0,72	16,42	4,60	0,00	0,11	0,97	4,65	3,15	2,56	0,23	0,92	0,26
20	63,86	1,05	17,20	3,34	1,02	0,03	0,92	4,98	3,14	2,58	0,21	0,87	1,11
21	61,62	1,08	15,93	1,46	4,50	0,11	2,56	5,55	2,80	2,70	0,20	0,55	0,50
22	64,70	1,82	18,41	1,43	1,72	0,05	0,80	4,55	3,00	2,30	0,14	0,00	0,20
23	61,64	0,82	16,74	6,35	0,00	0,11	2,56	4,30	2,18	2,42	0,30	0,77	1,77
24	63,35	0,90	17,48	5,43	2,51	0,08	1,79	4,55	2,28	1,85	0,16	0,00	0,35
25	58,96	0,89	16,82	2,43	4,35	0,11	3,05	5,41	2,60	1,89	0,13	1,61	0,62
26	57,60	0,87	17,18	1,76	4,86	0,09	3,55	4,03	1,79	1,65	0,13	3,42	0,01
27	59,15	0,99	18,28	1,92	4,25	0,08	1,59	3,89	1,79	1,86	0,12	2,64	0,73
28	57,73	0,91	17,05	1,19	5,03	0,11	2,70	7,17	2,84	1,60	0,13	1,20	0,08
29	58,83	0,91	16,95	1,47	4,79	0,11	2,87	6,35	3,06	1,78	0,14	1,25	0,35
30	55,03	0,89	16,73	2,24	5,37	0,12	5,25	6,82	2,80	1,07	0,10	1,69	0,35
31	60,28	0,75	12,27	0,18	4,35	0,12	3,65	9,27	1,84	2,60	0,13	0,88	0,24
32	56,10	0,83	16,58	0,71	4,82	0,10	2,54	5,15	1,67	1,43	0,11	1,77	0,42
33	54,40	0,96	17,59	0,72	5,86	0,60	2,75	7,74	2,89	0,88	0,10	0,31	0,85
34	53,68	0,92	17,58	0,94	4,90	0,07	2,42	8,47	2,00	1,24	0,10	0,91	0,95
35	56,16	0,87	15,57	1,09	6,22	0,12	5,63	8,90	2,29	1,34	0,10	0,63	0,41
36	56,20	0,56	16,38	3,06	4,67	0,11	4,62	10,04	2,24	0,90	0,12	0,05	0,35
37	61,13	0,54	18,09	5,15	0,00	0,09	1,36	5,38	2,68	2,05	0,24	1,25	0,00
38	61,42	0,84	17,00	6,72	0,00	0,12	2,96	5,35	2,66	2,18	0,22	0,80	0,29
39	56,58	0,86	18,16	7,89	0,00	0,15	3,95	8,16	2,57	1,19	0,22	1,02	0,12
40	61,24	0,86	16,95	7,00	0,00	0,13	2,90	5,85	2,66	2,11	0,21	0,71	0,19
41	59,32	0,65	18,61	6,26	0,00	0,10	2,92	5,88	2,59	1,65	0,26	0,44	0,00
42	58,40	0,84	17,20	7,42	0,00	0,13	3,20	6,93	2,93	1,68	0,21	1,13	0,20
43	59,58	0,75	17,65	7,34	0,00	0,12	3,27	6,32	2,66	1,55	0,21	0,76	0,55
44	58,99	0,74	16,40	2,27	4,31	0,11	4,84	7,29	2,42	1,62	0,14	0,00	0,04
45	59,83	0,71	17,61	7,04	0,00	0,11	3,04	6,61	2,82	1,61	0,21	0,56	1,36
46	57,68	0,69	15,90	7,26	0,00	0,14	5,60	8,43	1,95	1,53	0,17	0,54	1,02

Pokračovanie tabuľky 28.

Č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
47	58,01	0,85	19,02	6,62	0,00	0,11	3,58	5,51	2,35	1,24	1,23	1,46	0,61
48	57,90	0,78	16,05	3,29	4,15	0,10	4,76	7,18	2,23	1,67	0,14	0,00	0,42
49	58,98	0,75	16,59	7,00	0,00	0,14	4,30	6,75	2,30	1,79	0,18	0,77	0,99
50	60,66	0,91	17,77	6,32	0,00	0,11	2,87	6,21	2,71	1,77	0,22	0,52	0,15
51	57,77	0,93	16,90	3,82	3,83	0,12	4,47	7,47	2,41	1,37	0,16	0,00	0,58
52	62,90	0,81	16,68	3,62	2,81	0,09	2,03	4,23	2,53	2,56	0,24	0,00	0,39
53	56,12	0,92	19,92	3,28	3,12	0,11	2,36	8,54	3,30	1,48	0,19	0,14	0,51
54	56,38	0,93	17,41	2,67	5,01	0,10	5,42	7,82	2,16	0,84	0,14	0,46	0,65
55	57,54	0,80	17,08	6,89	0,00	0,12	4,92	7,83	2,40	1,15	0,20	0,73	0,29
56	59,58	0,75	17,68	7,34	0,00	0,12	3,27	6,32	2,66	1,55	0,21	0,76	0,55
57	62,90	0,81	16,68	3,62	2,81	0,09	2,81	4,13	2,53	2,56	0,24	0,00	0,39
58	58,57	0,85	17,59	3,31	3,75	0,12	3,44	7,02	2,48	1,58	0,14	0,00	0,18
59	59,83	0,71	17,61	7,04	0,00	0,00	3,04	6,61	2,82	1,61	0,21	0,56	0,36
60	60,87	0,73	17,95	6,05	0,00	0,08	2,33	6,33	3,10	1,70	0,18	1,15	0,31
61	59,54	0,82	17,71	3,50	3,10	0,10	2,73	6,61	2,73	1,67	0,17	0,00	0,40
62	57,73	1,02	17,41	5,95	1,95	0,13	3,94	7,17	2,63	1,46	0,23	0,00	0,30
63	65,72	0,51	16,44	1,79	1,84	0,05	0,91	5,05	3,68	2,80	0,16	0,00	0,50
64	66,65	0,61	17,84	2,00	0,37	0,03	0,30	3,65	3,24	2,32	0,15	0,00	1,69
65	62,03	0,72	16,76	6,29	0,00	0,14	0,90	5,61	3,31	1,94	0,21	0,96	0,57
66	63,98	0,74	17,58	4,97	0,00	0,12	0,83	4,82	3,44	2,44	0,22	0,91	0,70
67	65,80	0,56	16,27	4,70	0,00	0,07	1,00	4,74	3,01	2,51	0,10	0,00	0,35
68	63,61	0,64	16,63	1,45	3,23	0,07	1,41	4,91	2,86	2,72	0,18	1,43	0,01

telies. Ide o dve priestorovo oddelené intruzívne telesá vystupujúce na povrch v oblasti centrálnej vulkanickej zóny (v kotlovitej depresii) a jednak v oblasti prechodnej vulkanickej zóny, v údolí Cabovského potoka.

Intrúziu v centrálnej zóne stratovulkánu tvorí kompaktný a celistvý dioritový porfyrit s prechodmi do intruzívnych brekcií.

Hornina má porfyrickú štruktúru a holokryštalický drobnozrnný vývoj základnej hmoty. Je propylitizovaná, impregnovaná pyritom.

Výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén a augit, ktoré sú karbonatizované a chloritizované. E. Kaličiaková (1987) identifikovala aj biotitizáciu a aktinolitizáciu. Odlišný petrografický charakter má intrúzia vystupujúca na povrch v SV časti stratovulkánu. Tvorená je dioritovým porfyritom tmavosivej až zelenosivej farby s celistvou a všesmernou zrnitou textúrou. Hornina má nepravidelný polygonálny rozpad s prechodmi do intruzívnych brekcií. Z hydrotermálnych premien je najintenzívnejšia propylitizácia s impregnáciami pyritu. Hornina má porfyrickú štruktúru a holokryštalickú základnú hmotu. Výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, biotit a ojedinele kremeň (M. Kaličiak - B. Žec, 1988). Radiometrické

veky z intruzívnych telies $12,0 \pm 0,5$ mil. rokov (z intrúzie z údolia Cabovského potoka radia túto aktivitu do stredného sarmatu (M. Kaličiak - I. Repčok, 1987).

Andezitový stratovulkán Strechový vrch predstavuje vulkanickú štruktúru tvorenú rôznymi petrografickými typmi andezitov s variabilným chemickým zložením (tab. 28). Rozdielne chemické zloženie andezitov dokumentuje diagram chemickej klasifikácie hornín TAS (obr. 32 A) s veľkým rozptylom projekčných bodov od bazaltických andezitov až po dacity. Z petrografického zloženia hornín vyplýva, že ide o andezity s variabilným zastúpením tmavých výrastlíc (pyroxénov), ale i amfibolu a biotitu. Veľký rozptyl projekčných bodov v diagrame okrem toho je tiež odrazom zloženia základnej hmoty andezitov i odrazom hydrotermálnych premien. Vo variačnom diagrame K_2O/SiO_2 (obr. 32 B) horniny spadajú do poľa so zhodným obsahom K_2O a vyšším obsahom K_2O . Rozdiely v chemickom zložení andezitov spôsobujú aj široké pole rozptylu projekčných bodov v diagrame QAP (obr. 32 C).

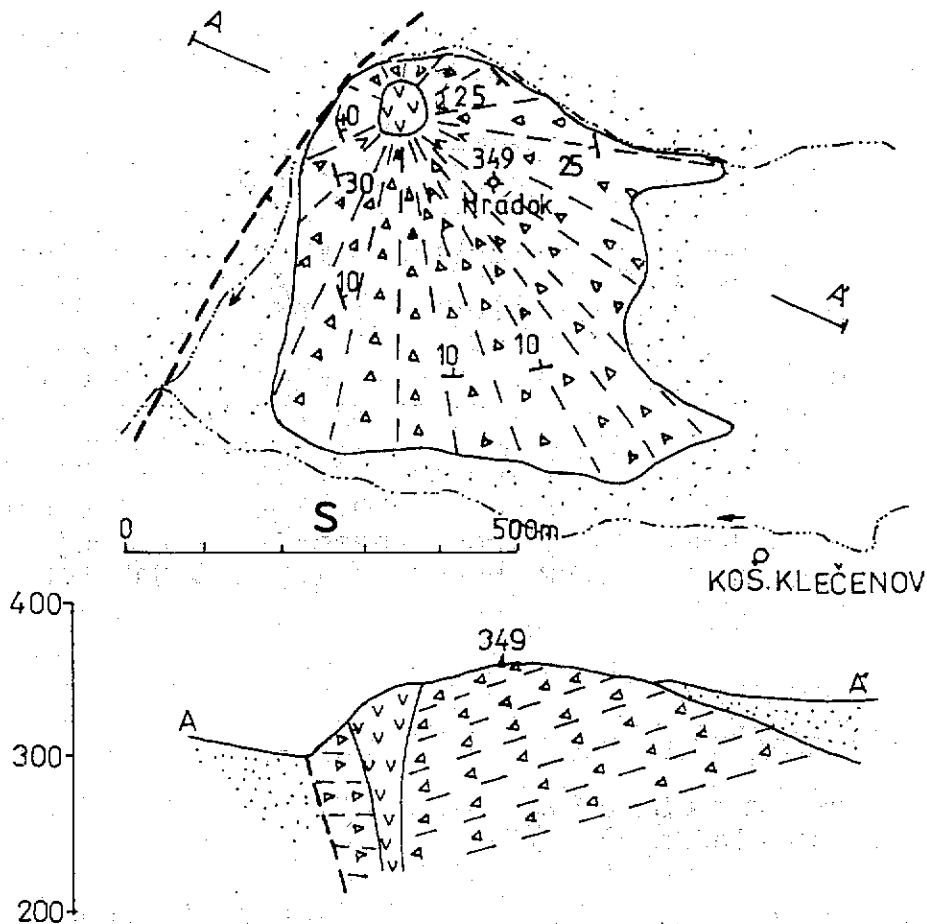
VRCHNÝ SARMAT – PANÓN

Klečenovská formácia
(andezitový vulkán Klečenov)

Formácia predstavuje relikť menšieho parazitického andezitového vulkánu vystupujúceho na povrch SZ od obce Košický Klečenov (obr. 33). Podstatná časť pôvodnej vulkanickej štruktúry podľahla erózii a na poklesnutej kryhe je zachovaný len malý relikť pyroklastického kužeľa, jeho vnútorná prikráterová časť a centrálny andezitový nek. Vulkanické centrum vzniklo v oblasti vrchnosarmatského mora a vulkanická činnosť, prevažne explozívneho charakteru tu prebehla v subakválnych podmienkach. Relikť pyroklastického kužeľa je vo východnej časti prekrytý sedimentami najvyššieho sarmatu až panónu.

31 - pyroklastický kužeľ

Relikť pyroklastického kužeľa tvoria zvrstvené strednozrné andezitové palagonitové tufy. Vrstvy tufov sú hrubé 2 - 30 cm, uklonené do centra pod uhlom $40 - 10^\circ$. Tufy sú triedené a dobre vytriedené polohy sa striedajú s menej triedenými polohami. Majú sivozelenú, zelenú farbu a zrnitosť 2 - 20 cm. Tvorené sú lapilami sklovitých andezitov i pemzy, ojedinele sa v nich nachádzajú aj fragmenty sklovitých andezitov do 10 - 20 cm a tiež drobné úlomky dreva a rastlín. Na vrstvách tufov často pozorovať náznaky sklzových deformácií a stopy po dopade andezitových bômb, hlavne v blízkosti vulkanického centra. Fragmenty typických strombolských bômb sú veľké do 0,4 m, tvorené silne porovitým až bublinkovitým sklovitým andezitom a majú hruškovitý a nepravidelne oválny tvar.



- | | | | |
|--|-------------------------------------|--|----------------------------|
| | íly, piesky - kochanovské súvrstvie | | vrstevnatosť, lavicovitosť |
| | andezitový nek | | zlom |
| | zvrstvené andezitové tufy | | |

Obr. 33 Schéma stavby andezitového vulkánu Košický Klečenov (M. Kaličiak, 1988)

30 - nek pyroxenického andezitu

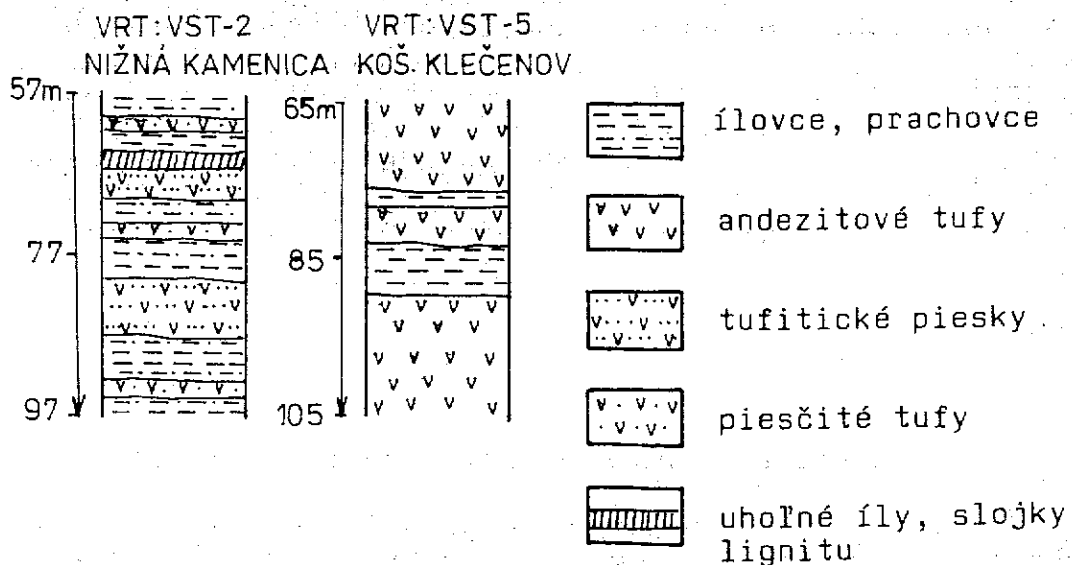
V SZ časti reliktu kužeľa palagonitových tufov vystupuje relikť andezitového neku. Teleso s rozmermi približne 100x100 m je tvorené tmavosivým, celistvým, drobnoporfyrickým pyroxenickým andezitom s nepravidelným blokovým, ostrohranným rozpadom s prevahou plôch vertikálnej odlučnosti, s porfyrickou štruktúrou s výrastlicami plagioklasu, hypersténu a augitu. Vo vrchnej časti je andezit porovitý, bublinkovitý, sklovitý.

Kochanovské súvrstvie

Je vysladeným ekvivalentom stredného a vrchného brakického sarmatu z hlbších častí panvy. Je vyvinuté len v JV časti regiónu medzi Vyšnou Kamenicou, Bidovcami a Košickým Klečenovom, kde sa na zaklesnutej tektonickej kryhe stýka na SZ so stretavským súvrstvom, smerom na východ sa ponára, resp. čiastočne laterálne zastupuje s vulkanitmi stratovulkánu Strechový vrch. V oblasti Banského čiastočne oddeľuje periférne zóny stratovulkánov Strechový vrch a Makovica.

29 - monotónne vápnité íly - ílovce s častými vložkami vulkanického materiálu a lignitického uhlia

Prevládajúcim litotypom sú svetlosivé, svetlozelenosivé, lokálne žltohnedoškvrnité vápnité íly - ílovce. Sú jemne piesčité, výrazne prachovité, s častými pozvoľnými prechodmi do prachovcov. Miestami obsahujú polohy jemnozrnných pieskov s hrúbkou 0,2 - 1,0 m. Pri styku s neovulkanitmi Slanských vrchov sú v súvrství časté polohy pemzových až lapilovo-pemzových andezitových tufov (obr. 34 B) a telesá lávových prúdov andezitov. Jemnejšie frakcie vulkanogénnych hornín bývajú obvykle premenené a vystupujú vo forme olivovo-zelených montmorilonitických ílov. Ďalej od Slanských vrchov sa v súvrství uplatňujú najmä produkty ich deštrukcie charakteru epiklastických až tufitických pieskovcov (obr. 34 A).



Obr. 34 Príklady sedimentárnych cyklov v sedimentoch kochanovského súvrstvia (S. Karolí, 1988)

Charakteristickým znakom súvrstvia (najmä vo vrchnej časti) sú vrstvičky lignitu (spravidla 5 - 30 cm hrubé) a polohy uhoľných ílov, ktoré dosahujú hrúbku až 1 m.

V sedimentoch sú pomerne hojné úlomky sladkovodnej fauny. M. Holzknacht (1970) uvádza *Candoniella* sp., úlomky rodu *Candonom* a i., ako aj resedimentované foraminifery karpátu a bádenu. E. Planderová in V. Baňacký a kol. (1987) uvádza z vrtu S-23 (Banské) vrchnosarmatsko-panónsku peľovú asociáciu.

KVARTÉR

Litologická, ale aj genetická pestrosť kvartérnych sedimentov v študovanom regióne je odrazom reliéfu a klímy, ktorá panovala počas ich vývoja. Oblasti s členitejším reliéfom sa stávali hlavným zdrojom kvartérnych sedimentov, ktoré boli z veľkej časti akumulované v priľahlých územiach budovaných sedimentárnym neogénom s mierne zaobleným pahorkatinným reliéfom. Najlepšie sú zachované na podhornom stupni Slanských vrchov a v dolinách väčších tokov - Hornádu, Torysy, Olšavy a Tople. Maximálne hrúbky kvartéru (35 m) boli zistené v solianskej depresii.

Kvartérne sedimenty regiónu Slanských vrchov a severnej časti Košickej kotliny začleňujeme do starého, stredného, mladšieho pleistocénu a holocénu.

STARÝ PLEISTOCÉN

24 - proluviálne sedimenty - rezíduá štrkov

Najstaršie zvyšky prolúvií tvoria roztratené štrky pokrývajúce zarovnané medziúdolné chrbty okolia Bystrého a Hanušoviec. Uložené sú v eluviálno-deluviálnom plášti alebo priamo na paleogénnych ílovcoch a pieskovcoch hutianskeho súvrstvia v relatívnej výške 100 - 150 m nad Hermanovským potokom. Pôvodný materiál mohutných prolúviálnych akumulácií bol premiestňovaný a postupne ukladaný do najnižšej časti formujúcej sa toplianskej doliny a odtiaľ do subsidujúcej východoslovenskej panvy. Materiál prolúviálnych rezíduí je čo do veľkosti rôzny, od drobných, slabo opracovaných štrkov po balvany neovulkanitov.

STREDNÝ PLEISTOCÉN

MINDEL

23 - proluviálne sedimenty: rezíduá hlinitých štrkov

Proluviálna činnosť počas mindelského glaciálu tak ako v predmindelskom období zanechala rôzne akumulácie štrkov, ktoré neskoršia erózia skoro úplne odstránila. Relikty týchto prolúvií sú zachované na S a SZ od Hlinného. Sú to malé výskyty štrkov svedčiace o prejavoch rozsiahlej kužeľovej akumulácie

počas mindelu. Materiál prolúvií sa skladá z úlomkov, valúnov a balvanov neovulkanitov, nachádzajúcich sa v relatívnej výške 35 - 55 m nad bázou toplianskej doliny. Charakter prolúvií je podobný staropleistocénnym, ale na miestach, kde sa zachovala hrubšia akumulácia, sú štrky zahľinené.

V južnej okrajovej časti územia medzi obcami Bačkov a Dargov vyniesol potok Trnavka prolúviálny kužeľ, ktorý sa nemohol široko rozvinúť, pretože mu v tom zabráňovala dvíhajúca sa sečovská hrast'. Kužeľ sa vynára na povrch spod wümských prolúvií. Materiál kužeľa je v povrchových častiach zahľinený, s dobre opracovanými valúnmi a balvanmi pyroxenických andezitov. V strednej časti akumulácie je menej zahľinený, v spodnej (šachtica bola vyhĺbená do 10 m) sa už hľinitá prímes stráca. Valúny sú silne zvetrané a navetrané a obsahujú prímes 30 - 40 cm veľkých balvanov andezitu. V okrajovej časti dosahuje kužeľ 2 - 15 m hrúbku, v strednej časti predpokladáme maximálne 35 m.

22 - prolúviálne sedimenty s pokryvom sprašovitých hĺn stredného a mladšieho pleistocénu

Tieto sedimenty vytvárajú najstaršiu generáciu náplavových kužeľov na západnom úpätí Slanských vrchov. Sú to kužele vytvorené tokmi Šebastovky a Delne. Ich pôvodný tvar bol neskoršími eróznymi a denudačnými procesmi značne pozmenený, v súčasnosti vystupujú už len ich relikty. Ich vývoj ovplyvňovala nielen klíma a litológia hornín v ich zdrojovej oblasti, ale aj tektonika. Tá napr. ovplyvnila tvar náplavového kužeľa Delne (ukladanie sedimentov JV od vyústenia Delne zo Slanských vrchov). Hrúbka prolúvií dosahuje v priemere 5 - 6 m. Štrky, tvorené dezintegrovaným materiálom neovulkanitov, sú subangulárne a suboválne, priemernej veľkosti 5 - 6 cm, vyskytujú sa však aj bloky veľkosti 1 m. Sú silne zvetrané, niektoré valúny sa rozpadajú v ruke. Podporná štruktúra valúnov poukazuje na ich sedimentáciu vodnými tokmi (transport divočiackimi riekami). Ich medzer-nú hmotu tvorí piesčitá hľina s $Md = 0,027$, $So = 5,8$, ktorej zloženie ťažkých minerálov je takéto: hyperstén 2,29, amfibol 7,69, biotit 0,4, epidot 0,13, limonit 38,73, magnetit + ilmenit 49,93, kremeň 0,57, živce 2,47, muskovit 0,95. Pomerne malé zastúpenie hypersténu je spôsobené jeho úplným zvetraním v mladších obdobiach kvartéru. Po ukončení prolúviálnej sedimentácie nastupuje intenzívna eolicko-deluviálna činnosť, ktorej výsledkom je akumulácia sprašovitých hĺn na prolúviálnych sedimentoch. Nedostatok erózných tvarov na povrchu prolúvií poukazuje na krátky časový interval medzi ich sedimentáciou a sedimentáciou sprašovitých hĺn s mocnosťou do 11 m. Podľa zvýšených obsahov prachovitej frakcie, prítomnosti degradovaného montmorillonitu neovulkanického pôvodu a iných mechanických vlastností hĺn v niektorých hĺbkových intervaloch možno tu predpokladať prítomnosť eolického materiálu (J. Janočko et al., 1987). Ich Traskov koeficient vytriedenia $So = 1,6 - 3,79$. V petrovianskej tehelni sú v týchto hľinách zachované fosílné pôdy - rubefikovaná M/R pôda a R/W pôda (E. Vaškovská, 1982).

Proluviálne sedimenty budujúce kužele Šebastovky a Delne sme stratigraficky zaraďovali na základe výskytu fosílnych pôd vyvinutých v nadložných sprašovitých hlinách, na základe ich morfolologickej pozície (päta kužela leží v relatívnej výške cca 60 m nad riečnou nivou Torysy), na základe korelácie s fluviálnymi sedimentami Torysy a na základe stupňa zvetrania proluviálnych štrkov.

21 - proluviálne sedimenty - hlinité štrky

Tvorí náplavový kužel potoka Trnávka, vytekajúci z východnej strany Slanských vrchov. Kužel sa vynára na povrch spod würmských kuželových akumulácií a končí sa na okraji sečovskej kvartérnej hraste. Je zložený zo silne zahlinených, dobre opracovaných valúnov a balvanov andezitov. V strednej časti je menej zahlinený, v spodnej časti sa hlinitá prímies stráca.

Valúny pod hĺbkou 2 m sú navetrané až zvetrané. V okrajovej časti je kužel hrubý 2 - 15 m, v strednej časti predpokladáme max. hrúbku 35 m.

20 - fluviálne sedimenty - hlinité štrky

Tieto sedimenty tvoria dobre zachovanú akumuláciu mindelského terasového stupňa Hornádu a ich rezíduá sú zachované aj v doline Torysy.

V doline Hornádu tvoria morfologicky výrazný terasový stupeň vyvinutý po ľavej strane toku od Kysaku po Ťahanovce. Akumulácia dosahuje hrúbku max. 3 m. Štrky, ktorých priemerná veľkosť je 3 - 5 cm, sú suboválne až oválne, tvorené kremenom, kremencom, karbonátmi, pieskovcami, granitoidmi, metamorfitmi. Medzernú hmotu tvorí strednozrnný hrdzavohnedý piesok. V odkryve južne od Kysaku je na štrkoch vyvinutá 60 cm vrstva strednozrnného žltohnedého piesku. Erozna báza mindelskej terasy leží v relatívnej výške cca 30 m nad súčasnou nivou Hornádu.

Rezíduá mindelských fluviálnych štrkov sú zachované aj v doline Torysy - v intraviláne Prešova a pri Šarišských Bohdanovciach. Južne od Petrovian bol pod prolúviami mindelu relikť tejto akumulácie aj navrhnutý (NTS-103, L. Petro et al., 1984), malé priestorové rozšírenie však nedovoľuje jeho zobrazenie v mape.

Hrúbka akumulácie nepresahuje 1 m, suboválne a oválne štrky veľkosti 1 - 5 cm tvorí kmeň, kmeňec, ojedinele sa vyskytujú metamorfity, silne zvetrané pieskovce a andezity.

Medzernú hmotu tvorí piesčitá hlina. Báza terasy, ktorej akumulačnú časť tieto štrky tvoria, je vo výške cca 55 m nad súčasnou nivou Torysy, pri Petrovanoch, Drienove a Šarišských Bohdanovciach je však tektonicky porušená a poklesnutá cca o 15 m.

19 - hlinité štrky s pokryvom sprašovitých hĺn

Najrozšírenejšie proluviálne akumulácie na východnom predhorí Slanských vrchov sú z obdobia risu. Väčšinou tvoria sústavu navzájom pospájaných rozsiahlych kužeľov, ktorých pôvodnú hrúbku značne znížila erózia.

Široko rozvinutý je cabovský kužeľ, ktorého materiál (úlomky a balvany) je silne zahľinený. Ojedinele sa v tejto mase objavujú veľké balvany, ktoré do tohto prostredia dopravila soliflukcia. Tento kužeľ je zložený z dvoch vývojových fáz, staršej z obdobia risu 1 a mladšej z risu 2, oddelených interštádiom risu 1/2. Materiál oboch akumulácií je v podstate rovnaký, ibaže staršie štrky sú viac zahľinené a lepšie opracované. Celková hrúbka kužeľa nepresahuje 25 m.

Od Slanských vrchov až k poriečnej nive Tople sa rozprestiera vechcianský kužeľ. Je zložený výlučne z neovulkanických hornín a jeho hrúbka dosahuje okolo 10 m. Erózia, ktorá intenzívne pôsobila na podhorskom stupni, miestami úplne odstránila štrky a odhalila podložie. Sedimenty kužeľa sú S-J zlomami značne dislokované. V koncovnej časti vechcianskeho kužeľa v eróznej stene vystupujú zahľinené valúny a balvany andezitov veľké max. 40 cm, priemerne 3 - 4 cm, rôznej opracovanosti. Najviac sú zastúpené sivé andezity rôznych odtieňov, o niečo menej nazelenalé, zriedkavo svetloružové.

Zámutovský kužeľ sa tiahne od Slanských vrchov až na okraj toplianskej nivy. Má podobný charakter ako vechcianský. Striedajú sa v ňom silne zahľinené štrky s menej zahľinenými. Nepravidelne sa v ňom nachádzajú soliflukčné balvany až bloky pyroxenických andezitov. Hrúbka kužeľovej akumulácie je okolo 10 m.

Na zámutovské prolúvium nadväzuje rudľovský kužeľ vynesený do otvoreného, mierne ukloneného reliéfu podhorského stupňa Slanských vrchov. Štrky východnej časti kužeľa vyplňujú soliansku prepadlinu hrúbky 35 m, v ostatnej časti je kužeľ hrubý 2 - 10 m. V odkrytej stene kužeľovej akumulácie vystupujú zahľinené, slabo opracované valúny a balvany neovulkanitov, ktoré sa striedajú s jemnopiesčitými až piesčito-hlinitými polohami. Do spodu je súvrstvie zložené z 40 - 50 cm veľkých valúnov a balvanov. Kužeľ je pokrytý sprašovitými hlinami, iba v severnej - okrajovej časti hliny erodovali.

Zlatnícky kužeľ má plochý povrch rozčlenený dolinkami. Materiál je toho istého charakteru ako predošlé kuzele, ibaže v tomto súvrství sú prítomné diskovité tvary pieskovcových valúnov, ktoré sú rozbité a dolámané. Povrch valúnov z neovulkanických hornín je navetraný, popraskaný, s odlupujúcou sa kôrou navetrania. Kužeľ sleduje východný okraj bystriansko-hanušovskej hraste a je hrubý 2 - 15 m.

18 - proluviálne sedimenty - hlinité štrky

V priestore Cabov - východný okraj mapy vychádzajú spod

sprašovitých sedimentov proluviálne štrky cabovského kužeľa (opis kužeľa je v predošlej vysvetlivke).

Typickú formu má hermanovský kužeľ. Je uložený do antecedentnej doliny, po vyústení z ktorej sa široko otvára, končiac v doline Tople. Člení sa na vrchné a spodné súvrstvie, oddelené piesčitým horizontom. Vrchnú časť zhruba do 10,50 m tvoria zahlinené úlomky, valúny a balvany neovulkanitov, menej pieskovcov, do hĺbky 12 m sa nachádza vrstva rôznozrnného piesku s prímесou valúnov do 10 cm veľkých. Pod touto vrstvou zhruba do 20 m je súvrstvie zahlinených úlomkov valúnov a balvanov toho istého charakteru a zloženia ako nadložná vrstva.

17 - fluviálne sedimenty - piesčité štrky

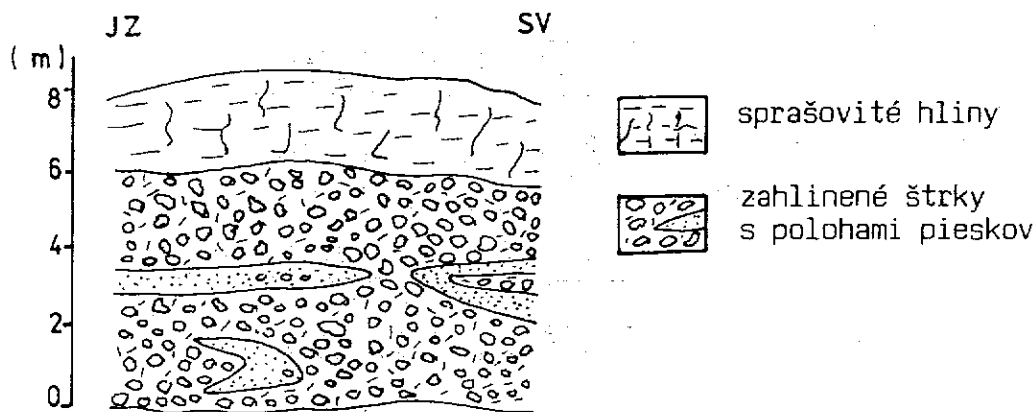
Fluviálna terasa zložená z piesčitých štrkov sa tiahne v úzkom páse po pravej strane potoka Olšava od Davidova k východnému okraju mapy. Terasa je sfórmovaná a vrezaná do prostredia starších risských prolúvií. V odkryve terasy vystupujú slabo opracované valúny vulkanitov veľkosti okolo 4 - 5 cm, maximálne 30 - 40 cm. Akumulácie dosahujú hrúbku okolo 20 m. Povrch terasy je okolo 30 m nad nivou potoka.

STARŠÍ RIS

16 - proluviálne sedimenty - piesčité štrky s pokryvom sprašovitých hlin

Podobne ako na východnom predhorí Slanských vrchov, aj západne od nich sú jedným z najviac rozšírených kvartérnych sedimentov risské prolúviá. V Košickej kotlině sú pokryté sprašovitými hlinami, v doline Olšavy vychádzajú štrky priamo na povrch.

Vytvárajú náplavové kužele Šebastovky a Delne. Ich najväčšia hrúbka bola zistená v kuželi Šebastovky - 23 m (vrt 36 a, F. Urban, 1957). Kužele majú typický vejárovitý tvar, na ich povrchu sa miestami vytvorili plytšie úvalinové dolinky. Materiál, ktorý ich buduje, je tvorený takmer výlučne valúnmi andezitov, nepatrná je prímес valúnov z klčovského súvrstvia. Veľkosť suboválných a subangulárnych valúnov, ktoré sú slabo zvetrané, je 6 - 10 cm, výnimkou však nie sú ani väčšie balvany a bloky s priemerom až 1 m. Štrk má podpornú štruktúru valúnov, čo poukazuje na jeho sedimentáciu vodnými tokmi. V odkryve v nárazovom brehu Delne (obr. 35) možno rozlíšiť 2 opakujúce sa fázy pri vývoji tohto kužeľa. Prvá fáza, reprezentovaná pensymetrickou textúrou, sa začínala ukladaním menších valúnov. Nad touto vrstvičkou sa začína sedimentácia 2. fázy s menšími valúnmi, ktorých veľkosť smerom hore narastá a vzápätí sa znižuje. Takáto textúra je zapríčinená zmenou rýchlosti, teda aj transportnej schopnosti toku. Medzernú hmotu proluviálnych štrkov tvorí veľmi zle vytriedený hrubozrnný piesok až jemný štrk s $Md = 2,3$. Štrky sú pokryté sprašovitými hlinami svetlohnedožltej farby s $Md = 0,01$; $So = 5,0$, hrubými do 7 m. Prolúviá v okrajových častiach kužeľov miestami prekrývajú fluviálne sedimenty Torisy



Obr. 35 Proluviálne sedimenty a sprašovitá hlina v nárazovom brehu potoka Delňa (J. Janočko, 1988)

zo staršieho risu. Báza náplavových kužeľov je vo výške cca 20 m nad súčasnou nivou Torysy.

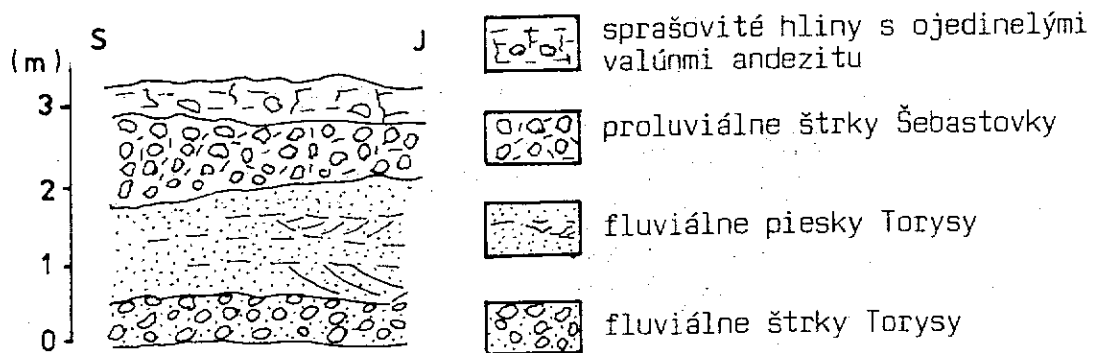
15 - proluviálne sedimenty - piesčité štrky

Tieto sedimenty vytvárajú náplavové kužele potokov vytekajúcich zo Slanských vrchov do doliny Olšavy - Hrabovca - Kostolianskeho, Rankovského a Svinického potoka. Hrúbka štrkov je priemerne 2 m, ich veľkosti, opracovanie, zvetranosť a medzerná hmota sú totožné s charakteristikami štrkov opisovaných v predchádzajúcej vysvetlivke.

14 - fluviálne sedimenty - piesčité štrky

Fluviálne štrky zaraďované do staršieho risu tvoria akumulačnú časť terasového stupňa vyvinutého v doline Torysy a Olšavy.

V doline Torysy je erózna báza tejto morfológicky nápadnej terasy v relatívnej výške cca 18 m nad súčasnou riečnou nivou. Relikt terasy, vymapovaný v intraviláne Prešova pri kóte "Rurky" (po pravej strane toku), má bázu cca 23 m nad nivou, čo možno vysvetliť výzdvihom pozdĺž S-J zlomu prebiehajúceho dolinou Torysy. Štrky, ktorých hrúbka nepresahuje 2,5 m, sú tvorené kremeňom, kremencem, pieskovecami, andezitmi a metamorfitmi. Valúny sú oválne a suboválne, priemernej veľkosti 3 cm, s piesčitou medzernou hmotou ($M_d = 0,1 - 3,3$ mm, $S_o = 1,73 - 3,28$), miestami je v nich vyvinuté gradačné zvrstvenie. Vo výkope na sídlisku Šekčov (obr. 36) bola v nadloží štrkov odkrytá 1,5 m vrstva strednozrnného piesku s náznakom šikmého zvrstvenia s $M_d = 0,093 - 0,77$, $S_o = 1,72 - 3,08$. Miestami zachované žltohnedé povodňové hlina v nadloží štrkov majú $M_d = 1,9$, $S_o = 9,7$.



Obr. 36 Fluviálne štrky, piesky Torysy a proluviálne sedimenty Šebastovky na sídlisku Sekčov v Prešove (J. Janočko, 1988)

V doline Olšavy je zachovaný relikť starorisských fluviálnych štrkov po pravej strane Olšavy západne od obce Bačkovík. Báza štrkov je cca 20 m nad súčasnou nivou. Štrky sú tvorené oválnymi a suboválnymi andezitovými valúnmi priemeru 3 - 5 cm, s hlinito-piesčitou hmotou. Hrúbka akumulácie nepresahuje 1 m.

Rezíduá fluviálnych štrkov zaradovaných do staršieho risu sú zachované aj po pravej strane Svinického potoka západne od Vyšnej Kamenice. Roztratené andezitové štrky ležia na sedimentoch neogénu a naznačujú niekdajší tok Svinického potoka.

MLADŠÍ RIS

13 - proluviálne sedimenty - hlinité štrky s pokryvom sprašovitých hlien

Z mladšieho obdobia risu (štadiál R 2) sa v okolí Hlinného zachovali periglaciálne kužele zložené z úlomkov, valúnov a balvanov vulkanitov. Proluviálna akumulácia dosahuje hrúbku 2 - 10 m. Miestami sedimenty kužeľov úplne podľahli erózii a na ich mieste vychádza na povrch elúvium neogénnych ílov. Kužele sú pokryté súvrstvom sprašovitých sedimentov.

12 - proluviálne sedimenty - piesčité štrky

Tieto sedimenty boli uložené potokmi vytekajúcimi zo Slanských vrchov do Košickej kotliny - Delňou, Opinským, Herlianským, Svinickým potokom a potokom Hrabovec. Náplavové kužele majú eróznú bázu pri ich päte cca 2 m nad súčasnou nivou, dosahujú hrúbku 2 - 13 m, sú budované subangulárnymi a suboválnymi andezitovými štrkami. Rôzna zvetranosť týchto štrkov je daná tým, že ich zdrojovou oblasťou neboli len Slanské vrchy, ale aj vyššie položené, staršie náplavové kužele. Medzer-

nú hmotu tvorí hrubozrnný piesok. V doline Olšavy tieto kužele miestami laterálne prechádzajú do akumulácie mladorisskej terasy.

11 - fluviálne sedimenty - piesčité štrky

Piesčité štrky mladšieho risu boli uložené tokmi Torusy, Olšavy, Svinického potoka a Ternianky.

V doline Torusy sa zachovali v intraviláne Prešova a pri obci Kendice. Ich erózna báza je cca 2 m nad súčasnou nivou a dosahujú hrúbku 2 - 5 m. Tvoria ich z veľkej časti suboválne a oválne valúny pieskovca, kremeňa, kreménca, metamorfitu, andezitu. Medzerná hmota je strednozrnný piesok. V šachtici KS-32 pri Kendiciach (Z. Spišák et al., 1985) boli odkryté aj tmavohnedé, ílovito-piesčité povodňové hliny s $Md = 0,18$, $So = 11,4$.

V doline Olšavy tvoria tieto štrky takmer súvislý pás terasového stupňa vyvinutého po ľavej strane toku od Opinej po Čakanovce. Relikty tejto terasy sú však zachované aj po pravej strane Olšavy. Erozna báza terasy je cca 1 - 2 m nad súčasnou nivou, báza terasy po pravej strane je cca 5 m nad nivou, čo si vysvetľujeme aktivitou S-J zlomu prebiehajúceho dolinou Olšavy. Štrky sú suboválne, ojedinele subangulárne, s priemernou veľkosťou valúnov cca 3 - 5 cm, ich maximálna hrúbka je 3 m. Medzerná hmota je strednozrnný piesok.

Relikty fluviálnych štrkov, tvorených andezitmi, sú zachované aj po pravej strane Svinického potoka, kde ich hrúbka dosahuje miestami i 3 m. Piesčité štrky, tvorené subangulárnymi a suboválnymi valúnmi pieskovcov, v mladšom rise akumulovala aj riečka Ternianka.

MLADÝ PLEISTOCÉN

WÜRM

10 - eolicko-deluviálne sedimenty - sprašovité hliny

Najviac sú rozšírené na úpätnom stupni Slanských vrchov. Pokrývajú hlavne periglaciálne kužele, delúviá, neogénne sedimenty a čiastočne neovulkanity. Dosahujú až 15 m hrúbku, miestami v závislosti od morfológie ich podložia i 20 m. Značná časť týchto hlien podľahla erózii a svahové procesy nimi vyplňovali nivu Sekčova, Torusy a Tople. Hlavnú masu eolicko-deluviálnych sedimentov tvoria prachovité hliny s polohami a vrstvičkami jemnozrnného piesku, do spodu má sediment ílovitý charakter. Sedimenty obsahujú záteky Fe a bročky Mn. Sú prevažne hnedé, do spodu sivomramorované, v hĺbke okolo 8 - 12 m s veľkým množstvom Mn, Fe konkrécií. Bázu tvoria prevažne zaílované úlomky, valúny a balvany prolúvií.

9 - proluviálne sedimenty - piesčité a hlinité štrky

Proluviálne procesy mali počas wŕmského glaciálu oveľa menšiu intenzitu ako predwŕmské. Najrozsiahlejšie prolúvium z obdobia wŕmu tvorí na východnej strane Slanských vrchov bačkovský kužeľ rozprestierajúci sa po oboch stranách bačkovského potoka. Materiál kužeľa sa skladá z úlomkov, valúnov a balvanov uložených v piesčitohlinitej mase. Hrúbka kužeľovej akumulácie je od 2 - 20 m.

Úzku dolinu vyplňuje dvojica zámutovských kužeľov. Zložené sú z úlomkov, valúnov a balvanov. Kužele v koncovej časti prechádzajú do fluviálnych sedimentov Zámutovského potoka.

V nadloží rudlovskeho risskeho prolúvia v obci Rudlov sa rozprestiera wŕmský kužeľ zložený prevažne z balvanov, menej z úlomkov a slabo opracovaných valúnov a piesku. Kužeľ sa končí na bariére zloženej zo sprašovitých eolicko-deluviálnych hĺn.

Západne od Zlatníka je do kužeľovej formy uložený proluviálny materiál hrubý 4 - 10 m. Pomerne široko je rozvinutý kužeľ vo Vyšnom Žipove, zložený zo silne zahlienených úlomkov a valúnov pieskovca. Hrúbka akumulácie je 4 - 7 m.

V Košickej kotline tvoria wŕmské proluviálne sedimenty nízke náplavové kužele Šebastovky, Šebastovíka, Delne a Hrabovca. Suboválne, subangulárne, ojedinele však aj oválne valúny andezitov priemernej veľkosti 5 - 6 cm majú premenlivý stupeň navetrania, pretože ich tvoria jednak úlomky zo zdrojovej oblasti v Slanských vrchoch, ale aj redeponovaný materiál starších náplavových kužeľov. Medzerná hmota je stredno- až hrubozrnný piesok. Zaujímavá je pozícia kužeľa Šebastovíka južne od Podhradíka, ktorý je uložený na mindelskom náplavovom kuželi Šebastovky. Jeho južné ohraničenie je dané zlomovou líniou prebiehajúcou dolinou Šebastovíka. Báza kužeľov pri ich päte je totožná s bazou súčasnej dnovej výplne riek, proluviálne sedimenty laterálne prechádzajú do fluviálnych sedimentov wŕmu, tvoriacich akumuláciu dnovej výplne väčších tokov.

8 - fluviálne sedimenty - piesčité štrky nízkych terás a dnovej výplne riečnych nív a potokov

Na ľavej strane potoka Olšava medzi Davidovom a Sačurovom sa tiahne stupeň, ktorý vznikol zrezaním proluviálnych štrkov (zhruba o 15 m), na ktoré boli vo wŕme uložené fluviálne piesčité štrky Olšavy. Povrch terasy sa nachádza v relatívnej výške 5 m nad nivou potoka.

V Čemernom Topľa erodovala koncovú časť prolúvia a na ne sa uložili fluviálne piesčité štrky hrúbky 1 - 2 m. Terasa je uklonená do nivy Tople.

Piesčité štrky, zaraďované do wŕmu, tvoria aj dnovú výplň väčších tokov študovaného územia. Hrúbka štrkov tvoriacich dnovú výplň riečnej nivy Hornádu dosahuje cca 6 m. Štrky sú dobre opracované, s piesčitou medzernou hmotou. V ich zložení prevláda kremeň, menej sú zastúpené ruly, hlbinné vyvre-

liny, zlepenec, pieskovce, dolomit, vápenec, svory a bazalty. Miestami sú štrky gradačne zvrstvené. Štrky dňovej výplne Sviniky sú 2 - 4 cm veľké, suboválne, tvorené pieskovcami, kremeňom, kremencom, karbonátmi a metamorfitmi, dosahujú hrúbku do 3 m.

V doline Torysy je báza štrkov dňovej výplne nerovná, hrúbka štrkov sa mení, jej priemerná hodnota je 3 - 5 m. Štrky sú 2 - 5 cm veľké, suboválne a oválne, severne od Kendíc prevládajú v ich zložení pieskovce, menšie je zastúpenie kremeňa, kremenca, metamorfitov a andezitov. Južnejšie od Kendíc sa tento pomer mení v prospech kremeňa, kremenca a metamorfitov. Podobne možno charakterizovať aj štrky dňovej výplne Sekčova.

Dno Olšavy vyplňajú valúny vulkanitov Slanských vrchov. Hrúbka štrkov je cca 3 m, pri ústí Hrabovca a pri Čakanovciach až 13 m, čo si vysvetľujeme poklesávaním územia v čase ich sedimentácie. Veľkosť valúnov sa rýchle mení v závislosti od dĺžky ich transportu. Kým priemerná veľkosť 10 maximálnych valúnov pri Tuhrine je 43 cm, pri Čakanovciach je to už len 12,2 cm (J. Japočko, 1987).

Z potokov vytekajúcich zo Slanských vrchov do Košickej kotliny má vytvorenú dňovú výplň Šebastovka, Delňa, Mirkovský a Svinický potok. Hrúbka štrkov tvorených vulkanitmi je maximálne 4 m.

Bazálnu časť poriečnej nivy Tople vyplňujú piesčité štrky. Od obce Čierne nad Topľou po Hanušovce sú tieto štrky eróziou obnažené a vychádzajú na povrch. Štrky sú zložené prevažne z andezitov a ich tufov (45,7 %), kremenných pieskovcov (23,6 %), nachádzajú sa v nich aj kremenca, podradne silicity. V ťažkej frakcii majú dominujúce postavenie hyperstény, menej opakované minerály, vyšší je podiel augitú, ojedinele sa vyskytuje granát, amfiboly, zirkón, rutil, apatit. Sedimenty predstavuje celkove priemerne vytriedený piesčitý štrk (koeficient vytriedenia 4,88). Akumulácia dosahuje hrúbku 4 - 8 m.

Podľa petrografického zloženia a percentuálneho zastúpenia neovulkanitov pozorovať na podhorskom stupni intenzívne pôsobenie svahových procesov, hlavne premiestňovanie prolúvií do poriečnej nivy Tople.

Piesčité štrky sa nachádzajú i v nive potoka Čičavka, kde tvoria jej bazálnu výplň, dosahujúc 1 - 2 m hrúbku.

Na podhorskom stupni Slanských vrchov vyplňuje nivu Zámotovského potoka preplavený prolúviálny materiál. Tvoria ho piesčité štrky, ktoré sú dobre opracované a vytriedené. Hrúbka fluviálnej akumulácie nepresahuje 5 m.

Würmské piesčité štrky vyplňujú tiež nivu potoka Lomnica a Olšava, miestami sú prekryté holocénnymi fluviálnymi hlinami a piesčitými hlinami.

NEKORÝ WÜRM

7 - prolúviálne sedimenty - prevažne hlinité štrky

Intenzita prolúviálnych procesov koncom pleistocénu ochabovala, preto kužele vytvárajú iba malé výnosové formy. K takým patria pospájané davidovské kužele lemujúce z južnej a JZ

strany potok Olšava. Materiál kužeľov je zložený z čiernych pyroxenických andezitov, v JZ časti sú do týchto kužeľov zvlčené bloky z okolitých soliflukčných delúvií. Koncové časti kužeľov sú zrezané eróziou Olšavy.

Proluviálne procesy v neskorom wŕme vynášali na okraj poriečnej nivy Tople hlinité štrky uložené do malých vejárovitých foriem. Materiál kužeľov na pravej strane Tople pochádza zo starších prolúvií, ktoré boli rozrušované a ich materiál ukladaný v koncových častiach svahov pred vyústením do toplianskej nivy. Tieto kužele poskytovali už v neolite, ale i v súčasnosti vhodné podmienky pre osídlenie.

Na ľavej strane vybieha do poriečnej nivy Tople dvojica kužeľov v Skrabskom. Sú zložené zo zahľinených valúnov a úlomkov pieskovca a ílovca. Podobné kužele sú aj pri Hanušovciach, Ďurďoši, Mičakovciach, Železníku a na Domaši v Lomnom a Bažanoch.

PLEISTOCÉN NEČLENENÝ

25 - deluviálne (soliflukčné) hlinito-kamenité sedimenty

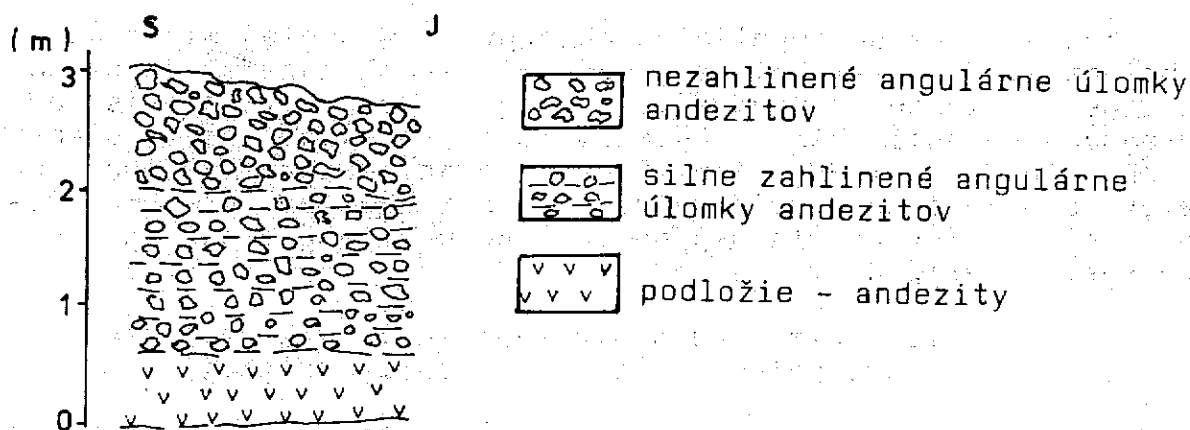
Tvorí výrazné akumulácie po obvode Slanských vrchov. Skladajú sa z úlomkov balvanov a blokov vulkanických hornín a ležia v piesčito-hlinitom prostredí. V okolí Davidova sa v nich nachádzajú bloky veľkosti 2,5 m. Tvorili sa hlavne v starom pleistocéne, ale i neskoršie, keď soliflukcia vynášala produkty mechanického zvetrávania zo Slanských vrchov ukladala v úpäťnej časti. Soliflukčné delúviá boli hlavným dodávateľom materiálu pri tvorbe prolúvií. Hrúbka soliflukčných sedimentov dosahuje 4 - 15 m.

26 - gravitačné sedimenty - kamenné, balvanovité blokoviská, suťové polia

V dôsledku intenzívneho mrazového zvetrávania v chladných obdobiach pleistocénu sa uvoľňovalo obrovské množstvo materiálu, ktorý často podliehal v členitom reliéfe gravitačnému transportu. Takto vznikali gravitačné sedimenty, ktoré sú najlepšie zachované v Slanských vrchoch. Zahrňujú sedimenty kamenných morí, blokovísk a suťových polí. Kamenné moria majú pretiahnutý jazykovitý tvar a súvisle pokrývajú podložie. Ich dĺžka varíruje od 30 - 100 m. Závisí od sklonu svahu, výšky kamenného zrubu, pod ktorým sa tvoria, a od jeho litologickej charakteristiky. V súčasnosti sú už pasívne, netvorí sa a nepodliehajú transportu. Výnimkou sú ich frontálne časti, ktoré môžu byť v niektorých prípadoch aktívne aj dnes.

Blokoviská sú viazané na strmé skalné steny, lebo vznikajú gravitačným zrútením uvoľnených blokov hornín. Na rozdiel od kamenných morí pokrývajú povrch terénu nesúvisle, lemujú úpäť zrubu a po dopade nepodliehajú takmer nijakému transportu. Priemerná veľkosť blokov, ktoré ich tvoria, je 2 m. Bloky sú neopracované, miestami sú na nich vyvinuté pseudoškrapy.

Sedimenty sutinových polí tvoria plošne rozšírené akumulácie - "sutinové polia" na strmých svahoch neovulkanitov (priemerný sklon svahu 23°). Veľkosť úlomkov a ich tvar je úzko podmienený textúrou podložnej horniny. Tento typ sedimentov sa vyskytuje predovšetkým na lávových prúdoch s tenkodoskovitou odlučnosťou. Úlomky sú angulárne, ploché, veľké 5 - 7 cm, časté sú aj väčšie balvany až bloky. Nie zriedka v nich možno vydeliť 2 horizonty (obr. 37): Spodný horizont je tvorený angulárnymi úlomkami andezitov veľkosti 5 - 7 cm, ktoré sú silne zahlinené a chaoticky usporiadané. Medzerná hmota je piesčitá hĺina. Mocnosť tohto horizontu je premenlivá, max. 1,5 m. V nadloží horizontu leží 1 m hrubá poloha z takého istého materiálu, obsahuje však väčšiu prímes balvanov a blokov. Úlomky tejto polohy sú nezahlinené.



Obr. 37 Schematizovaný profil grávitáčnými sedimentami sutinových polí V od Vyšnej Kamenice (J. Janočko, 1988)

PLEISTOCÉN - HOLOCÉN

6 - eluviálno-deluviálne sedimenty - sedimenty kamenito-hlinité

Vyskytujú sa na plochých chrbtoch vulkanitov. Produkty zvetrávania čiastočne podliehajú transportu, ten však na plochých chrbtoch nie je intenzívny.

V niektorých profiloch možno vertikálne vyčleniť 2 zóny: Zóna dezintegrácie horniny, tvorená angulárnymi úlomkami s piesčito-hlinitou hmotou, má usporiadanie úlomkov, ktoré zodpovedá textúre materskej horniny. Táto zóna pozvoľne prechádza

do zóny piesčitej hliny s angulárnymi úlomkami vulkanitov, ktoré sú však už chaoticky usporiadané. Hrúbka týchto sedimentov je max. 1,5 m.

5 - deluviálno -fluviálne hlinité, hlinito-kamenité sedimenty

Nachádzajú sa v pramenných misách potokov a v korytách sezónnych tokov. Podľa litologickej náplne rozlišujeme v nich kamenito-hlinité sedimenty, pri ktorých je typické striedanie angulárnych úlomkov s hlinitými či piesčito-hlinitými polohami s hrúbkou jednotlivých polôh 10 - 20 cm, a kamenité uloženiny, typické najmä pre oblasť Slanských vrchov, ktoré sú tvorené balvanmi a blokmi vulkanitov.

HOLOCÉN

4 - proluviálne sedimenty - prevažne hlinité štrky

Proluviálna sedimentácia pokračovala v menšej miere aj v holocéne. Materiál holocénnych náplavových kužeľov je silne zahľinený, stupeň zvetrania valúnov je premenlivý a závisí od zdrojovej oblasti. Mimo väčších potokov vytekajúcich zo Slanských vrchov a ukladajúcich transportovaný materiál v tvare kužeľov sa holocénne kužeľe tvorili aj pri vyústení krátkych potokov či výmoľov do hlavnej doliny, čo podmienuje aj slabú opracovanosť materiálu týchto kužeľov.

3 - fluviálne sedimenty - piesky, štrky v horskej a priúpäťnej časti s balvanmi a blokmi

Vypĺňajú úzke nivy potokov hlavne v ich horských a priúpäťných častiach. Sú tvorené subangulárnymi a angulárnymi úlomkami vulkanitov, časté sú aj balvany a bloky do veľkosti 1 m. Materiál je chaoticky uložený, dobre premytý a nevytriedený. Miestami je medziúlomkovitý priestor vyplnený pieskom alebo piesčitou hlinou; voda unášajúca jemnejší materiál ľahko preniká do tohto priestoru, jej rýchlosť a transportačná schopnosť sa znižujú a vypádajú z nej unášané častice.

2 - fluviálne sedimenty - hliny, piesky, íly

Tieto sedimenty tvoria riečne nivy väčších tokov študovaného územia. Ich hrúbka kolíše od 2 do 5 m. Na fluviálnych štrkoch dnovej výplne ležia piesčité hliny, v ktorých sa miestami nachádzajú šošovky jemno- a strednozrnného piesku.

V doline Hornádu dosahuje hrúbka týchto hĺn 4 m. Sú dobre vytriedené ($So = 1,5$), stredný priemer zrna $Md = 0,07$. Na ich báze sa miestami nachádzajú polohy ílov mocné až 1,3 m (vrt IGHP HOK-12).

V doline Torisy dosahujú povodňové hliny miestami až 5 m hrúbku. Ich $Md = 0,02$, $So = 8,9$. Pri Bretejovciach sa v nich vyvinuli 2 černozemné pôdne horizonty - subatlantický a atlantický.

Podobný pôdny horizont je vyvinutý aj v povodňových hlinách Olšavy, ktoré dosahujú maximálnu hrúbku 2,5 m. Často obsahujú šošovky jemnozrnného piesku, ojedinále aj jemného štrku.

Tento typ sedimentov je rozšírený aj v riečnej nive Tople, kde tvoria povrchový holocénny komplex 1 - 4 m hrúbky. Prevažnú časť tvoria hlinité až piesčitohlinité sedimenty s obsahom 21 - 34 % ílovitých, 25 - 35 % prachovitých, 17 - 26 % piesčitých častíc. Materiál pochádza hlavne zo sprašovitých pokryvov podhorského stupňa Slanských vrchov, pieskovecov a ílovcov paleogénu a slieňovcov bradlového pásma. V profile holocénnych sedimentov Tople (pri Hlinnom) pozorovať dva výrazné pôdne horizonty subatlantický (1,05 - 1,35 m) a atlantický (2,05 - 2,65 m).

Miestami sa v poriečnej nive nachádzajú jemnopiesčito-prachovité hliny so šošovkami a vrstvičkami piesku. Vyplňujú fosílné meandre Tople. Sú stredne až dobre vytriedené ($S_o = 1,5 - 2,6$), s nízkym obsahom ílovitých častíc (27 %).

V niektorých častiach poriečnej nivy tvoria najmladšiu holocénnu gradáciu veľmi jemnozrnné až prachovité piesky (subatlantik - subrecent). Sú veľmi dobre vytriedené ($S_o = 1,28$), ich hrúbka je veľmi malá.

1 - antropogénne sedimenty - navážky

Priestorové rozšírenie týchto sedimentov je zanedbateľné, ich niektoré výskyty sme však považovali za nutné zaznačiť pre ich vplyv na životné prostredie. Ich akumulácie predstavujú inžinierske navážky pre rôzne technické práce a komunálny odpad v blízkosti sídelných celkov.

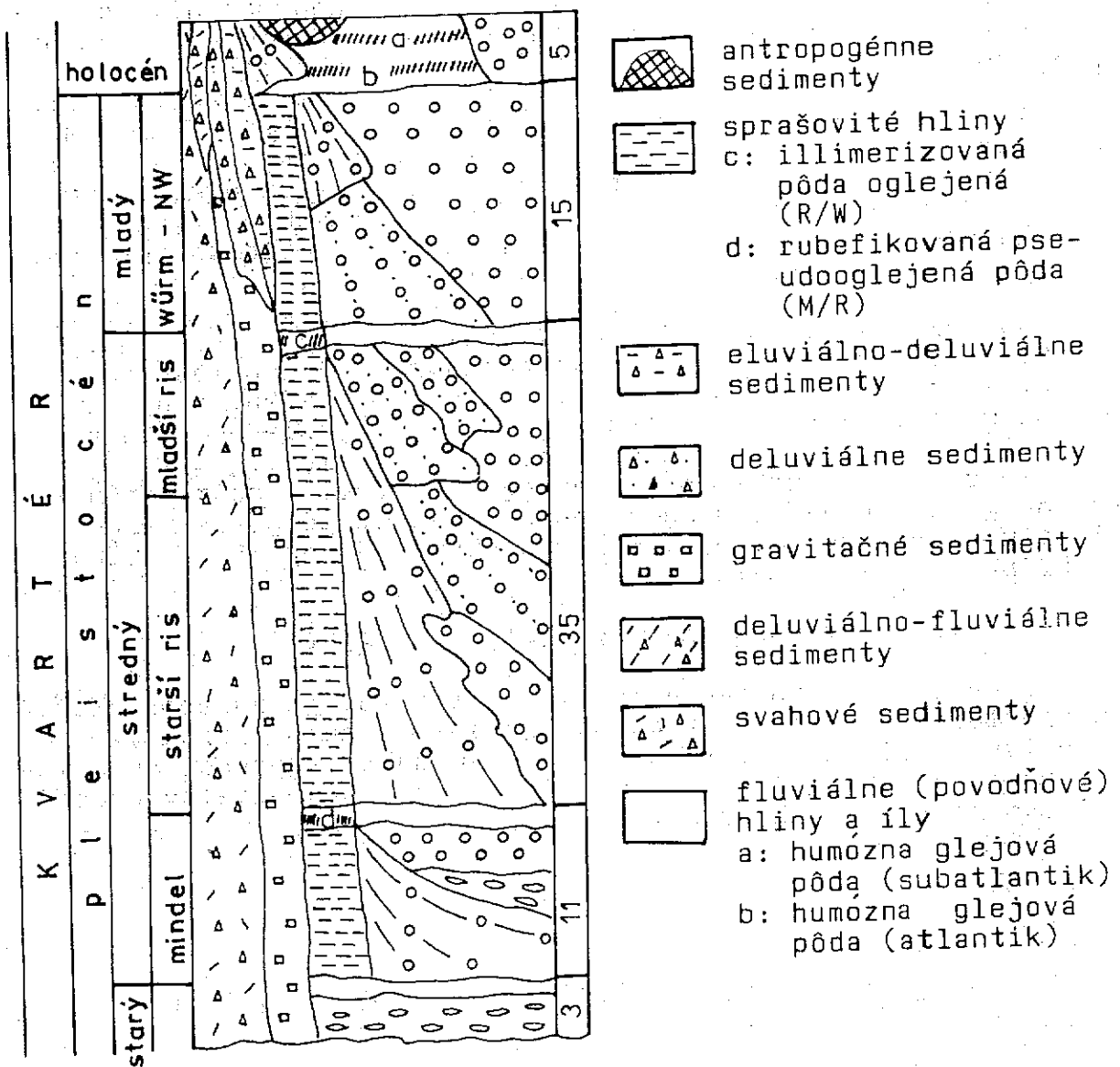
KVARTÉR NEČLENENÝ

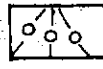

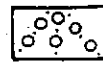

27 - svahoviny (nečlenené) - prevažne hlinito-kamenité

Vyskytujú sa hlavne na úpätnom stupni, kde tvoria obrubu Slanských vrchov. Sú produktom viacerých elementárnych procesov, z ktorých každý zohráva v určitom štádiu ich vývoja dôležitú úlohu. Ich litologická náplň je veľmi pestrá, od hlin s úlomkami až po zahlinené angulárne a subangulárne úlomky vulkanitov. Ich hrúbka varíruje v závislosti od morfológie podložja, vrt ŠP-1 (GP) navrtal až 23 m tohto sedimentu.

28 - deluviálne - prevažne hlinito-piesčité sedimenty

Tieto sedimenty sú najviac rozšírené v Košickej kotline, kde ich zdrojom sú sedimenty neogénu, a v Beskydskom predhorí, kde sú viazané na ľahko zvetrávajúce íly, ílovce a slieňovce. Tvoria hnedý až špinavohnedý sediment pokrývajúci svahy dolín, doliniek a strání. Ich priemerná hrúbka je 2 - 3 m, dosahuje ale aj 15 m.



-  proluviálne hlinité štrky
-  fluviálne piesčité štrky
-  proluviálne piesčité štrky
-  rezíduá proluviálnych štrkov

Ubr. 38 Litostratigrafická schéma kvartéru (V. Baňacký a J. Janočko, 1988)

TEKTONIKA

Skúmané územie leží v styčnej zóne Západných a Východných Karpát a na jeho stavbe sa podieľajú rôznorodé tektonické jednotky.

PREDTERCIÉRNE KOMPLEXY ČIERNEJ HORY

Dominantným rysom súčasnej tektonickej stavby predterciérnych komplexov Čiernej hory sú alpínske vrásové a disjunktívne zlomové štruktúry. Paleoalpínske a variské štruktúry V-Z smeru, odlíšené S. Jackom (1978), sú zachované len rudimentárne. Smerné vrásové štruktúry SZ-JV smeru kontrolujú základné makroštruktúry pohoria (antiklinóriá a synklinóriá vyčlenené M. Maheľom, 1967). S nimi sú úzko späté smerné disjunktívne zlomové štruktúry.

Smerné vrásové štruktúry sú v celom rozsahu pohoria prične segmentované zlomami SV-JZ smeru. Mnohé z týchto zlomov kontinuálne prechádzajú do molasových sedimentov neogénnej panvy a ich vznik a aktivitu kladieme do neogénu. V období neogénu boli tiež aktivované zlomy S-J smeru, zreteľné v JV časti Čiernej hory.

BRADLOVÉ PÁSMO A PALEOGÉN

Na severe je bradlové pásmo v tektonickom styku s krynicou jednotkou magurského flyša. Tento styk sprevádzajú pestré íly a ílovce. Podobne styk severného pruhu bradlového paleogénu s bradlovým mezozoikom je tektonický a tiež ho charakterizuje takmer súvislý výskyt pestrých ílov a ílovcov. Iný charakter má však styk bradlového mezozoika s južným pruhom bradlového paleogénu. Dôkazy o laramskej fáze vrásnenia sa tu nedajú preukázať, predpokladáme, že vrchnokriedová sedimentácia tu prebiehala nepretržite do paleogénu. Ani tektonický styk bradlového pásma s vnútrokarpatským paleogénom na JZ nie je v celej dĺžke jasný a preukázateľný. Naznačuje však rýchly skok zo silne vápnitej sedimentácie pročských vrstiev do slabo vápnitej až nevápnitej flyšovej sedimentácie zuberského súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu. Morfológický priebeh severného i južného okraja bradlového pásma a jeho depresný charakter na juhu sú dôkazom príkrovovej štruktúry bradlového pásma. Neskoršie, predovšetkým štajerské pohyby však pôvodnú príkrovovú štruktúru pravdepodobne deštruovali na jednotlivé, často na JZ prevrátené hrastové segmenty (B. Leško - O. Samuel, 1968).

Naše poznatky z terénnych geologických prác i z vrtu Hanušovce-1 (B. Leško a kol., 1985) dokazujú, že plocha násunu bradlového pásma na magurský flyš je pod uhlom 50 - 70° na J až JZ. Strmo uložená až vztýčená štruktúra bradlového pásma však podmienuje dvojakú jeho vergenciu a v SZ i JV časti bradlového pásma sme zistili aj úklony na S až SV. Okrem týchto lineárnych tektonických prvkov sa v oblasti bradlového pásma výrazne uplatňujú mladšie zlomy JJZ-SSV, ale hlavne JZ-SV smeru, pozdĺž ktorých je bradlové pásmo segmentované na rad blokov.

Tektonickú stavbu vnútrokarpatského paleogénu v jeho SZ časti charakterizuje antiklinálne hromoško-šambronské pásmo, ktoré smerom na juh prechádza do rozsiahleho synklinálneho pásma Šarišskej vrchoviny, ktoré je na východe ohraničené S-J zlomami. Výrazným štruktúrno-tektonickým prvkom je pozdĺžna kapušianska hrast', oddeľujúca čiastkovú čelovskú depresiu od prešovskej depresie.

NEOGÉN

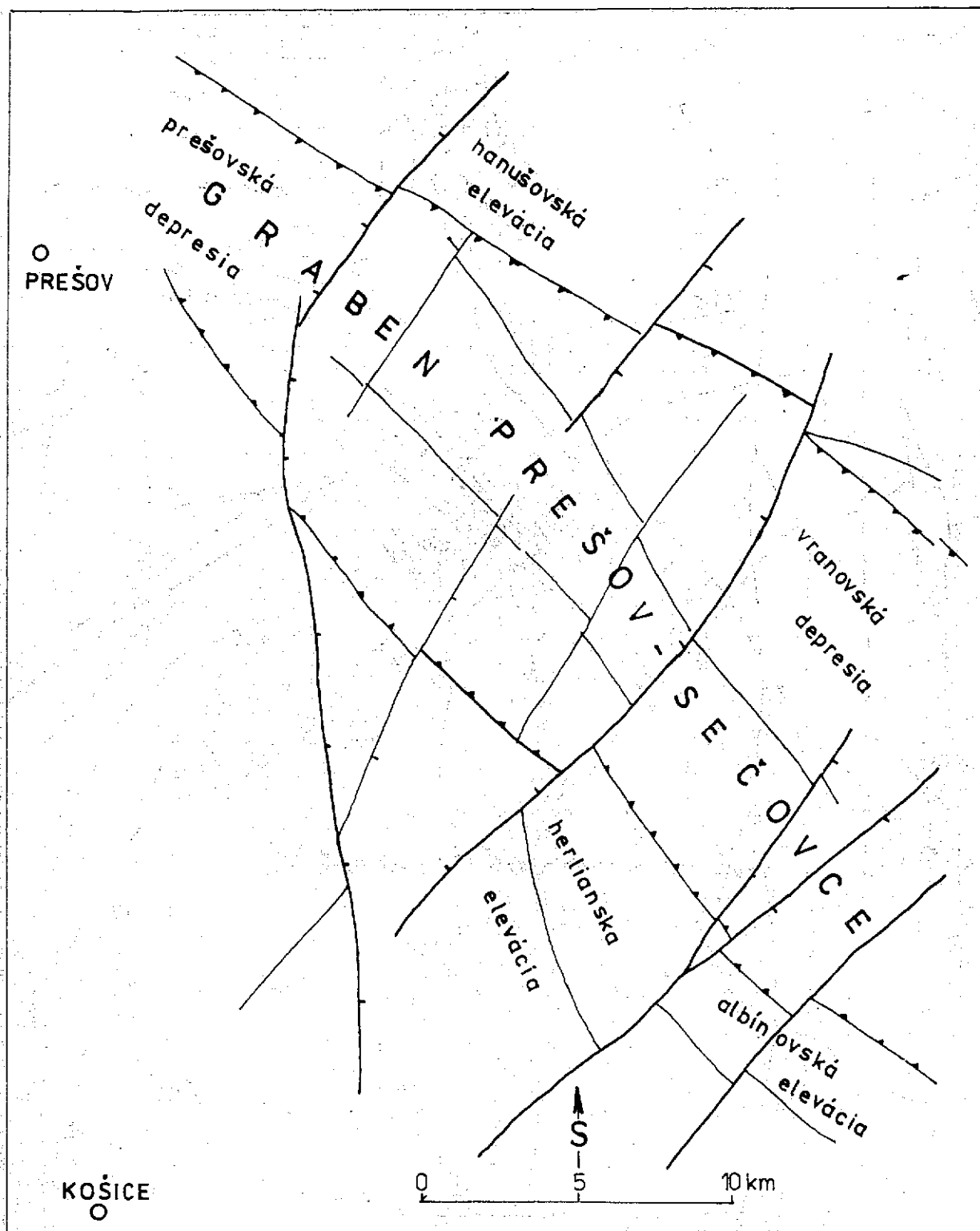
Dominujúcim prvkom v geologickej stavbe územia je neogénna panva vyplnená sedimentami hlavnej molasy (egenburg - sarmat) s produktami neogénneho vulkanizmu. Vznik a vývoj panvy bol limitovaný predovšetkým charakterom predterciérneho podložja, ktoré má zložitú alpínsku stavbu. Okrem vrásových a príkrovových štruktúr sa v stavbe predterciérneho podložja výrazne uplatňujú aj disjunktívne zlomové štruktúry. Výrazným prvkom reliéfu predterciérneho podložja východoslovenskej neogénnej panvy je jej grabenový charakter (graben Prešov - Sečovce v zmysle L. Pospíšila a M. Kaličiaka, 1979).

Severné ohraničenie grabenu možno stotožniť s priebehom močariansko - toplianskeho zlomového systému a jeho JZ obmedzenie zodpovedá trebišovskému zlomovému systému. Rozhrania uvedených smerov sú deformované priečnymi poruchami SV-JZ smeru, čo sa prejavuje v morfológii reliéfu a v mozaikovej stavbe. V predterciérnom podloží možno vyčleniť viaceré výraznejších morfoštruktúrnych celkov (obr. 39).

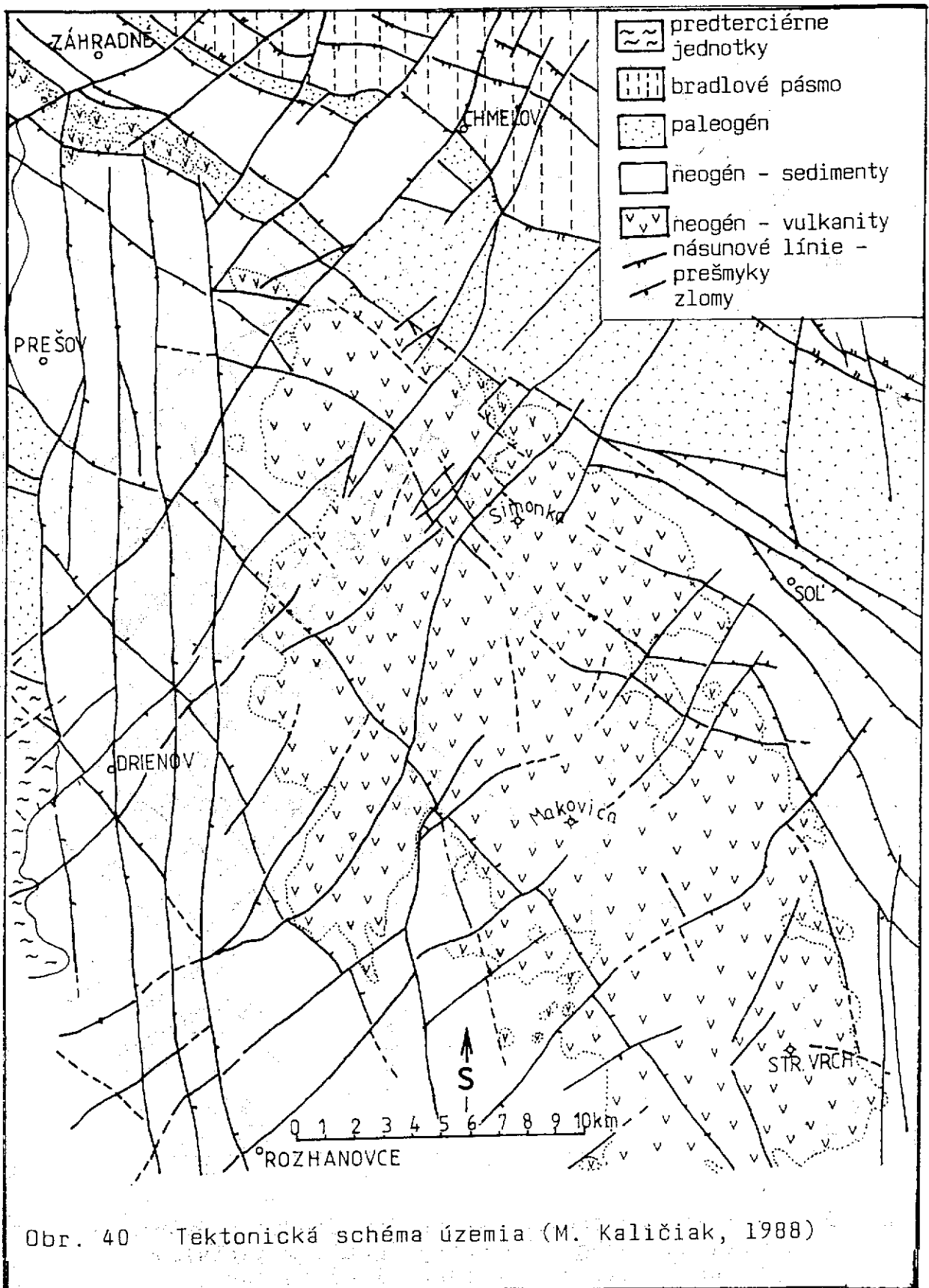
Prešovská depresia pretiahnutá v smere SZ - JV s hĺbkou podložja okolo 3 500 m je na JV obmedzená hanušovskou eleváciou (hĺbka podložja 1 000 m). Herlianska elevácia je od nej oddelená čiastkovou depresiou (3 000 m) v podloží Slanských vrchov medzi stratovulkánom Zlatá Baňa a Makovica. Východne od nej, v smere hlavnej osi panvy a grabenovej štruktúry, je vranovská depresia, hlboká vyše 5 000 m, ktorá nadväzuje na centrálnu depresiu (sečovsko-horovsko-oborínska depresia v zmysle J. Čverčka et al., 1983).

Molasovú výplň panvy porušujú zlomy troch hlavných smerov. Sú to zlomy pozdĺžne (SZ-JV), priečne (SV-JZ) a kosé (S-J) (obr. 40).

Vývoj a rozsah spodnomiocénneho sedimentačného bazénu výrazne ovplyvňovali hlavne zlomy SZ-JV smeru. V severovýchodnej časti územia v zóne styku s vnútrokarpatským paleogénom bol



Obr. 39 Štruktúrno-tektonická schéma predterciérneho podložja neogénnej panvy (podľa materiálov L. Pospíšila a L. Husáka, 1985 zostavil M. Kaličiak, 1988)



spodnomiocénny sedimentačný priestor kontrolovaný synsedimentárnymi pozdĺžnymi zlomami. Ide o výrazný zlomový systém nadväzujúci na močariansko-topliansky zlomový systém, ktorý je reprezentovaný kulisovitým zaklesávaním na J a JZ. Severovýchodne od Slanských vrchov je to rad zlomov, ktoré vymedzujú relatívne úzke kryhy sedimentov karpátu a bádenu poklesávajúce na JZ.

Neogénna panva podľa D. Vassa in V. Baňacký a kol. (1987) sa roztvárala a vyvíjala ako panva typu "pull-apart" a uvedené zlomové pásmo nesporne patrí k tým štruktúrnym prvkom, pozdĺž ktorých sa roztvárala panva v egenburgu. Smerovo analogické, ale protiklonné zlomy obmedzujúce prehĺbujúcu sa pozdĺžnu prepaddinovú štruktúru (graben Prešov - Sečovce, L. Pospíšil - M. Kaličiak, 1979) sú zlomy v Košickej kotline. Je to predovšetkým výrazný zlom prebiehajúci od Prešova cez Abramovce a Opínú k Dargovu, ako aj zlom identifikovaný medzi Petrovanmi, Mirkovcami a Čižaticami. Tento zlom je najviac limitujúcim prvkom v regresnom štádiu vývoja panvy s strednej časti karpátu, ktorý nepresiahla soľná sedimentácia (soľnobanské súvrstvie). Tento zlom tiež limitoval rozsah spodobádenského mora smerom na JZ.

Aktivita pozdĺžnych zlomov v tomto období podmienila aj vznik pozdĺžnej čiastkovej čelovskej depresie.

K pozdĺžnej segmentácii dochádzalo aj v osovej časti prehĺbujúcej sa pozdĺžnej depresie, kde sa sformovala čiastková pozdĺžna hrasť medzi Zlatou Baňou a Zámutomom.

Aktivita zlomov pozdĺžneho zlomového systému (SZ-JV) je preukázaná do bádenu (včítane).

K výraznej zmene v tektonickej aktivite došlo v bádene, a to vznikom výrazných priečných zlomov SV-JZ smeru. V dôsledku zlomov, ktoré epigeneticky porušujú staršie sedimenty paleogénu, egenburgu a karpátu a syngeneticky pôsobili v bádene, vznikla výrazná bloková stavba územia. Je pravdepodobné, že vznik týchto priečných zlomov súvisí s modelom panvy typu "pull-apart", a to s druhou bádenskou fázou jej otvárania. Hlavná tektonická aktivita tohto zlomového systému však kulminovala vo vrchnom bádene až spodnom sarmate. Veľká subsidencia v panve podmienila hlboký dosah zlomov a vznik rozsiahleho andezitového vulkanizmu. Aktivita týchto zlomov sa po kulminácii subsidencie (spodný sarmat) a kulminácii vulkanizmu (stredný sarmat) utlmuje a produkty vrchnosarmatského vulkanizmu zlomy už neporušujú. Touto tektonickou aktivitou vznikli čiastkové priečne prepadliny a hraste, z ktorých najvýraznejšia je hrasť Oblík - Lesíček (v zmysle J. Slávika - J. Tózséra, 1973).

Priečne zlomy, okrem toho, že epigeneticky porušili staršie tektonické jednotky (včítane Čiernej hory), boli limitujúcim prvkom pri distribúcii sedimentov klčovského, stretavského i kochanovského súvrstvia v Košickej kotline.

Najmladším zlomovým systémom je hornádsky systém (S-J). Zlomy S-J smeru epigeneticky porušujú sedimenty egenburgu. Ich aktivitu spájame s rozsiahlejšími paleogeografickými zmenami v panve (vrchný báden), keď sa vyzdvihli predneogénne jednotky pri západnom okraji panvy a poklesávala neogénna molasová panva práve pozdĺž týchto zlomov. S-J zlomy sa výrazne prejavujú v SZ časti panvy a smerom na juh v kotline vyznievajú. Zlomy

sú strmo uklonené na východ (80°) a výška ich skoku je 100 - 400 m. Aktivita týchto zlomov v určitej časti územia pretrvala až do vyššieho sarmatu, prípadne až do pliocénu.

KVARTÉR

Tektonická aktivita územia študovaného regiónu sa prejavovala aj v kvartéri. Aj v kvartéri, podobne ako v neogéne, bolo územie porušené výlučne disjunktívnou tektonikou. Všetky zlomy majú charakter poklesov. Podľa doby ich aktivity v kvartéri ich môžeme v Košickej kotline rozdeliť do 3 skupín:

- a/ zlomy so založením v neogéne, aktívne aj v kvartéri,
- b/ zlomy v kvartéri aktívne od starého pleistocénu,
- c/ zlomy v kvartéri aktívne po mindeli.

a/ Zlomy so založením v neogéne, aktívne aj v kvartéri

Sú to zlomy prevažne S-J smeru, ktoré ohraničujú Košickú kotlinu od jednotlivých morfoštruktúr (Šarišskej vrchoviny, Čiernej hory, Slanských vrchov), alebo členia samotnú kotlinu na jednotlivé hrasťové štruktúry (hrasťová štruktúra "Viničnej", "Varhaňovského chrbta" a "podslanská úpätná morfoštruktúra"). Do tejto skupiny zaraďujeme aj predpokladaný zlom ohraničujúci morfoštruktúru Kapušianskeho hradného vrchu, ktorý má SZ-JV smer.

Zlom prebiehajúci po ľavej strane Hornádu predstavuje západné obmedzenie hrasťovej štruktúry "Viničná". Strmý, morfológicky nápadný svah s početnými aktívnymi zosuvmi dokumentuje jeho aktivitu v kvartéri. Na východe sa táto hrasťová štruktúra končí S-J zlomom prebiehajúcim po pravej strane Torysy, ktorý sa S od Prešova stáča na SV. Na jeho aktivitu poukazujú morfológicky nápadné, strmé svahy Šarišskej vrchoviny a Čiernej hory, južne od Lemešian intenzívne porušenie svahov svahovými deformáciami, absencia fluviaálnych sedimentov (trás) na pravej strane doliny Torysy. S jeho aktivitou je spätý aj vývoj prelomovej doliny Torysy pri Dúbrave (S od Prešova). Predpokladáme, že tento zlom bol aktívny, hoci s rôznou intenzitou, počas celého kvartéru, o čom svedčí napríklad náhle zvýšenie hrúbky povodňových hĺn pri vynorení Torysy z prielomu Dúbravy, ale i konštantná hrúbka štrkov dnovej výplne z wŕmu.

Východne od Podhradíka prebieha S-J zlom, ktorý ovplyvnil morfológiu (priamočiare ohraničenie vulkanitov) a spôsobil početné svahové deformácie a dôkazom jeho aktivity sú aj anomálne hrúbky svahovín (vyše 20 m - vrt GÚDŠ JVM-19).

Priamočiare, ľavostranné ohraničenie mindelského náplavového kužeľa Delne svedčí, že aj dolinou potoka Balka prebiehal zlom. Naľavo od tohto potoka, založeného na tejto zlomovej poruche, sa nevyskytujú prôluviálne sedimenty, na povrch vystupujú neogénne íly. Okrem toho je zlom výrazný aj morfológicky, viažu sa naň aj rozsiahle svahové deformácie.

Severojižný zlom so sklonom na V predpokladáme aj v doline Olšavy. Okrem morfológie sa prejavil aj rozdielnou výškou

HYDROGEOLOGIA

Slanské vrchy tvoria horský chrbát približne severojužného smeru, ktorý oddeľuje Košickú kotlinu od Východoslovenskej nížiny. Pohorie je značne členité, najväčší vrch je Šimonka (1 092 m n.m.). Vyznačuje sa hornatinovým reliéfom s relatívnymi výškovými rozdielmi presahujúcimi 200 - 400 m. Na východe susedí s Východoslovenskou nížinou s rovinným až pahorkatinným reliéfom. Podobný charakter má i Košická kotlina na západnej strane pohoria. Západnú časť Slanských vrchov odvodňuje rieka Olšava, z východnej strany pohoria vodu odvádza množstvo potokov do rieky Topľa a Ondava.

Pohorie tvoria horniny vulkanického pôvodu so stratovulkanickou stavbou a s rôznymi fáciami vulkanických hornín, pričom horniny odolné voči erózii tvoria morfológicky vyzdvihnuté územia. Tektonické pochody, ktoré mobilizovali i vulkanickú činnosť, podmienili vytvorenie blokovej stavby územia. Podzemnú vodu dopĺňajú zrážky. Podľa Atlasu podnebia ČSSR vrcholové časti Slanských vrchov v okolí Šimonky a Makovice patria do rajónu C₁, ktorý je mierne chladný a vlhký. Svahy a úpätia pohoria patria do rajónu B-5, ktorý je mierne teplý a mierne vlhký. Územia s nadmorskou výškou pod 300 m sa vyznačujú (rajón A-6) teplou klímou, mierne vlhkou a chladnou zimou. Územie je ovplyvnené kontinentálnym rázom počasia, čo podmieňuje veľké amplitúdy teploty vzduchu. Zimy sú studené a priemerná teplota vzduchu v januári je okolo -3°C. Priemerná júlová teplota dosahuje 19°C. Priemerné ročné teploty vo vrcholových častiach pohoria dosahujú okolo 5°C, na nížine 8 - 9°C.

V zimnom období sú časté teplotné inverzie, na svahoch sú vyššie teploty ako na nížine.

Zrážkové úhrny sú ovplyvnené postupom cyklónu od západu až severozápadu. Priemerný ročný úhrn zrážok (vyčíslený za roky 1931 - 1960) sa pohybuje od 600 do 800 mm. Na zrážky sú bohaté náveterné svahy hôr, najväčšie množstvo zrážok padá v letnom polroku (jún, júl). Zrážkové úhrny majú značnú premenlivosť, napr. vo Vranove je zaznamenaný najvyšší ročný zrážkový úhrn 919 mm a najnižší 373 mm.

Snehová pokrývka vyššia ako 1 m sa v Slanských vrchoch udrží priemerne 70 dní.

Značnú časť pohoria odvodňuje riečka Olšava, ktorej povodie má plochu cca 50 km² a na ktorej sa namerali nasledujúce hydrologické údaje:

Tab. 29 Hydrologické údaje z riečky Olšava

Priemerné zrážky (mm)	Odtok zrážkových vôd (mm)	Rozdiel zrážky-odtok (mm)	Odtokový súčiniteľ	Špecifický odtok (l.s-1km-2)	Priemerná prietoknosť (m ³ .s-1)
675	192	483	0,28	6,08	0,31

Do Olšavy odtečie 28 % z priemerného zrážkového úhrnu. Prevažná časť zrážkových vôd sa stráca výparom, ktorý podľa Tomlaina (1965) predstavuje 403 - 466 mm.

HYDROGEOLOGICKÁ PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

Územie nemá dostatok pitnej vody, a preto sa možnostiam získania podzemných vôd venovala veľká pozornosť už v minulosti.

Fluviálne sedimenty riečky Olšava študoval W. Tůma (1965). Poznatky o hydrogeologických pomeroch sedimentov neogénu podal R. Rudíneč (1967) a J. Frankovič (1976). Najväčšia pozornosť bola venovaná štúdiu hydrogeologických pomerov neovulkanických hornín Slanských vrchov (L. Škvarka, 1972). Na tieto práce nadviazal vyhľadavací hydrogeologický prieskum pohoria (M. Haluška, 1980), ktorý je zhodnotený i v práci I. Baja - P. Bujalku a M. Halušku (1983). Hydrogeologické pomery celého územia sú spracované v práci: Hydrogeológia územia listu 38 - Michalovce - edícia Hydrogeologické mapy ČSSR 1:200 000 (L. Škvarka a kol., 1976). Urobilo sa tu množstvo vrtných prác pre zabezpečenie zdrojov vody.

Hydrogeologické pomery fluviálnych sedimentov rieky Hornád študoval J. Frankovič (1964) a J. Šuba (1981) a rieky Torysa J. Frankovič (1969) a M. Šindler (1962).

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY ÚZEMIA

Na základe hydrogeologického charakteru hornín a ich štruktúrno-tektonickej pozície v území možno vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov.

1. Hydrogeologické pomery predneogénnych útvarov

Podzemné vody akumulované v predneogénnych útvaroch sú prekryté mladšími sedimentami a vulkanitmi, ktorých mocnosť miestami presahuje 2 000 m a ktoré overil hlboký vrt KP-1 Kecerovské Pekľany, ktorý do hĺbky 840 m zachytil sedimenty bádenu, od 840 do 2 160 m sedimenty karpátu a v ich podloží zachytil zvodnené strednotriasové dolomity až dolomitické vápence, v kto-

tami presahuje 2 000 m a ktoré overil hlboký vrt KP-1 Kecerovské Peklany, ktorý do hĺbky 840 m zachytil sedimenty bádenu, od 840 do 2 160 m sedimenty karpátu a v ich podloží zachytil zvodnené stredotriasové dolomity až dolomitické vápence, v ktorých sú akumulované vysoko mineralizované termálne vody natrio-vo-chloridového typu s celkovou mineralizáciou od 25 do 33 g.l⁻¹. V ich podloží boli zistené spodotriasové a permské pieskovce a bridlice (J. Čverčko, 1974).

Ďalší hlboký vrt Ďurkov-1 zachytil dolomity stredného triasu v hĺbke od 2 140 m do 3 200 m, v ktorých boli zistené podzemné vody natrio-vo-chloridového typu s celkovou mineralizáciou od 18 do 27 g.l⁻¹. V horizonte sa namerala teplota vody od 100 do 130 °C.

Hydraulické vlastnosti hornín sa neštudovali. Na základe litologického charakteru hornín tvoria dolomity a dolomitické vápence stredného triasu významný horizont podzemnej vody, v ktorom sú akumulované vysoko mineralizované vody s teplotami presahujúcimi 100 °C.

Na vrte Ďurkov-1, ktorý bol situovaný v nadmorskej výške 229 m, sa zistilo takéto rozloženie teplôt:

Tab. 30 Namerané teploty vo vrte Ďurkov-1

Hĺbka vrtu v m	500	1 000	1 500	2 000	2 500
Nameraná teplota v °C	46	66	89	116	133

Na vrte ZH-1 Zlatá Baňa, v nadmorskej výške 648 m, sa v hĺbke 500 m namerala teplota vody 33 °C a v hĺbke 1 000 m 59 °C.

V severnej časti Slanských vrchov sa izoterma v hĺbke 1 000 m pohybuje okolo 50 - 60 °, smerom na sever teploty klesajú a smerom na JV stúpajú.

Zemské tepelné pole v Slanských vrchoch je ovplyvnené svojou pozíciou medzi teplotne anomálnou Východoslovenskou nížinou a pomerne chladnou oblasťou Slovenského rudohoria a vonkajšieho flyšu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY ÚZEMIA BUDOVANÉHO VULKANICKÝMI HORNINAMI

Slanské vrchy majú osobitné postavenie v rámci vulkanických pohorí, pretože ležia na sedimentoch neogénu a vytvárajú morfológicky výrazné pohorie, ktoré hraničí na západe s neogénnou

výplňou Košickej kotliny a na východe s neogénnou výplňou Východoslovenskej nížiny. Vytvárajú viac-menej uzatvorenú hydrogeologickú štruktúru. Najnovšie poznatky o geologicko-tektonickej stavbe a sukcesii vulkanických produktov získané v poslednom období (M. Kaličiak a kol., 1980, 1988) umožnili lepšie poznať stavbu vulkanického pohoria, čo prispieva i k lepšej možnosti interpretácie zákonitostí tvorby, cirkulácie a výstupu podzemných vôd v území.

Podzemné vody vo vulkanických horninách cirkulujú v puklinovom a puklinovo-pórovitom prostredí. Horniny majú rôznorodé hydrogeologické vlastnosti v závislosti od aktívnej pórovitosti hornín a ich štruktúrno-hydrogeologickej pozície.

Pohorie v dnešnej dobe predstavuje zachované relikty vulkánov so stratovulkanickou stavbou tvorené rôznymi typmi vulkanických hornín. Na základe určitej zonality rozloženia vulkanických hornín tu možno vyčleniť:

1. Centrálné zóny stratovulkánov, ktoré tvorili výstupové cesty vulkanickým horninám a sú postihnuté intenzívnou premenou hornín. Tieto procesy znížili porozitu hornín a vyplnili pukliny produktami zvetrávania, a preto územia centrálnych častí stratovulkánov sú slabo zvodnené. Výdatnosť vrtov v nich obyčajne nie je vyššia ako $1,0 \text{ l.s}^{-1}$.
2. Prechodná vulkanická zóna, kde sa striedajú lávové prúdy s vulkanoklastickými horninami. Ich úklon usmerňuje tok podzemných vôd od centrálnych častí k okrajom.
3. Externá vulkanická zóna prevažne z preplaveného vulkanického materiálu.

Najdôležitejším faktorom, ktorý určuje filtračné vlastnosti vulkanických hornín predovšetkým efuzívnych, je puklinovitosť. Podzemné vody vo vulkanických horninách sú viazané na:

1. zónu zvýšenej puklinovitosti skalného masívu,
2. porózne vulkanické horniny,
3. význačne tektonicky drvené zóny.

Prevažná časť puklinových systémov je zoradená do určitých smerov, ktoré majú súvislosť s regionálne tektonickou stavbou oblasti a po nich prebieha intenzívnejšia cirkulácia podzemných vôd. Ich priepustnosť miestami nadobúda vysoké hodnoty, ale veľmi rýchlo sa mení. Pri ťahových silách vznikajú otvorené puklinové zóny, zvlášť v krehkých efuzívnych horninách.

Výsledkom procesov, ktoré postihli vulkanický komplex, je bloková stavba. Bloky s rozdielnou amplitúdou pohybu delia oblasť na rad elevačných a depresných štruktúr, ktoré sú ohraničené zlomovými systémami regionálneho rozsahu. Tektonické pochody podstatnou mierou ovplyvňujú tvorbu a formovanie hydrogeologických štruktúr a migráciu podzemných vôd akumulovaných v skalnom masíve.

OBEH A REŽIM PODZEMNÝCH VÔD

Zrážkové vody, ktoré infiltrujú skalný masív a prestupujú do podzemných vôd, sa zúčastňujú plytkého obehu podzemných vôd

a potom vystupujú na povrch vo vrcholových častiach pohoria vo forme puklinovo-vrstevných prameňov obyčajne na styku efuzívnych prúdov s vulkanoklastikami. Ich výdatnosť je iba ojedinele vyššia ako $1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Najvýznamnejšie pramene tohoto typu sa na tomto území nachádzajú juhovýchodne od kóty Šimonka a severovýchodne od kóty Makovica. Výdatnosť prameňov kolíše od 1 : 3 do 1 : 5.

Časť podzemných vôd skalného komplexu skryte prešľupuje do povrchových tokov, často cez pokryvné útvary. Povrchové toky sú obyčajne založené na tektonicky predisponovaných miestach skalného masívu.

Zistili sa rozdiely v odtoku vody z jednotlivých povodí. Väčšie množstvá vody odvádza Delňa, ktorá odvodňuje západné svahy kóty Šimonka a južné svahy kóty Tri chotáre (1 025 m n.m.), kde minimálny odtok vody činí okolo $2,50 \text{ l.s}^{-1}$. Tu je i najvyšší minimálny odtok podzemnej vody z km^2 - okolo $1,5 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$. Podobná situácia je aj na východnej strane pohoria, odkiaľ sa podzemná voda odvádza do Zámutovského potoka. Minimálny špecifický odtok podzemných vôd sa pohybuje okolo $1,3 - 1,4 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$ a priemerný špecifický odtok podzemných vôd dosahuje $2,5 - 3,0 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$. Je to spôsobené zvýšeným úhrnom zrážok, zníženým výparom vo vrcholových častiach pohoria a vhodnou štruktúro-hydrogeologickou stavbou severnej časti pohoria, kde vulkanické horniny ležia na nepriepustných sedimentoch paleogénu a neogénu. Časť podzemných vôd vyviera na styku vulkanických hornín so sedimentami paleogénu a neogénu. Z dôležitejších spomeniem prameň v Mirkovciach s výdatnosťou $0,3 - 1,1 \text{ l.s}^{-1}$, prameň v Žehni s výdatnosťou okolo $0,5 \text{ l.s}^{-1}$, v Kokošovciach s výdatnosťou od $0,3$ do $2,0 \text{ l.s}^{-1}$, v Ruskej Novej Vsi s výdatnosťou $0,2 \text{ l.s}^{-1} - 2,5 \text{ l.s}^{-1}$, pramene v Podhradíku s výdatnosťou $0,5 - 11,3 \text{ l.s}^{-1}$, v Okružnej s výdatnosťou $0,8 - 9,4 \text{ l.s}^{-1}$, v Šarišskej Porube s výdatnosťou $0,5 - 1,2 \text{ l.s}^{-1}$, v Petrovciach s výdatnosťou $1,2 - 14,2 \text{ l.s}^{-1}$ a v Lesičku s výdatnosťou $3 - 15 \text{ l.s}^{-1}$. Asi 22 drobných vrstevných prameňov je zachytených pre obec Hermanovce. Kontakt vulkanického komplexu s podložím je tu vyzdvihnutý nad miestnu eróznú bázu a geologická stavba podmieňuje vznik svahových deformácií (zosuvné procesy a intenzívnejšie rozpukanie skalného masívu. Preto v období bohatom na zrážky výdatnosť prameňov stúpa a v období sucha sa zásoba podzemných vôd rýchle vyprázdňuje, čo podmieňuje výrazný pokles výdatnosti prameňových výverov. Tento trend možno pozorovať i v Hermanovskom potoku, odkiaľ minimálne odtečie $0,7 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$ podzemných vôd a priemerne $5 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$. Menšie množstvo podzemných vôd odvádza Olšava, kde v profile pri obci Opiná sa nameria minimálny špecifický odtok iba $0,35 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$. V týchto miestach možno predpokladať skrytý prešľup podzemných vôd do vulkanicko-sedimentárnych komplexov, ktoré sa nachádzajú v tomto území. Južnejšie medzi Rankovcami, Herľanmi, Kamenicou a Svičnicou nachádzame vrstevné pramene na styku vulkanitov so sedimentami neogénu. Napr. prameň pri Rankovských skalách má výdatnosť $0,4 - 12,5 \text{ l.s}^{-1}$.

Východnú časť Slanských vrchov odvodňuje potok od Banského. V profile Dávidov má minimálny odtok podzemných vôd hodnotu

0,5 l.s⁻¹km² a priemerný 1,5 l.s⁻¹km². Bačkovský potok má minimálny odtok podzemných vôd 0,7 l.s⁻¹km² a priemerný 1,7 l.s⁻¹km² (M. Haluška, 1983).

Prúd podzemných vôd je usmernený úklonom skalného masívu do Východoslovenskej nížiny, kde vulkanické horniny sú prekryté neogénnymi sedimentami a podzemné vody tu prestupujú do tufických a piesčitých sedimentov kotliny. Medzi obcami Davidov, Bačkov, Dargov, V. Ozorovce a Zemplínska Teplica sa v nich našli artézské vody, ktoré cirkulujú hlbšie, čo spôsobuje menší rozkyv výdatnosti zvlášť vo vrtoch s artézskym prietokom. V Zemplínskej Teplici sa nachádza výver vody s výdatnosťou 0,3 - 3,0 l.s⁻¹ a teplotou 15 - 16°C.

HYDRAULICKÉ VLASTNOSTI HORNÍN

Vo vulkanických horninách prebieha obeh podzemných vôd v puklinovo-pórovitom prostredí. Dominantnú úlohu pri filtračných vlastnostiach má puklinová priepustnosť, ktorá je značne menlivá.

Množstvo vrtných prác v pohorí (M. Haluška, 1980; L. Škvarčák, 1972) zistilo značne rozdielnu intenzitu zvodnenia. Najlepšie zvodnené sú tektonické zóny sprevádzané zónami zvýšenej puklinovitosti. Špecifická výdatnosť hydrogeologických vrto, ktoré ich zachytili, sa pohybuje od 0,5 do 2,0 l.s⁻¹m⁻¹, ojedinele i nad 5 l.s⁻¹m⁻¹. Koeficient transmisivity bol vyčíslený na rád 10⁻⁵ m².s⁻¹. Dobře zvodnené sú tektonické zóny, ktoré tvoria výstupnú výverovú vetvu pre podzemné vody, ktoré prestupujú z hlbších častí skalného masívu a sú artézské. Špecifická výdatnosť vrto, ktoré nezachytili tektonické zóny, sa pohybuje okolo 0,1 - 0,5 l.s⁻¹m⁻¹ a koeficient prietochnosti má hodnoty v ráde 10⁻⁵ m².s⁻¹.

Najmenej zvodnené sú centrálné časti stratovulkánov, kde pukliny sú vyplnené produktami rozpadu vulkanických hornín a špecifická výdatnosť vrto je obyčajne nižšia ako 0,1 - 0,2 l.s⁻¹m⁻¹.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY NEOGÉNNYCH SEDIMENTOV

Sedimenty Košickej kotliny sú v spodnej časti tvorené takmer výlučne pelitickými sedimentami morského pôvodu s ojedinelými polohami pieskovecov a vložkami ryolitových tufov. V sedimentoch karpát sú časté evaporické sedimenty (soľ, sadrovec). Tieto súvrstvia nevytvárajú vhodné prostredie pre akumuláciu výdatnejších zdrojov podzemných vôd. Podzemné vody v nich akumulované majú zvýšenú mineralizáciu, cirkulácia podzemných vôd je spomalená, filtračné vlastnosti nepriaznivo ovplyvnilo litologické zloženie hornín. Koeficient prietochnosti sa v nich pohybuje v ráde 10⁻⁵ - 10⁻⁶ m².s⁻¹, výdatnosť vrto nepresahuje 0,5 l.s⁻¹.

V nadloží spodnomiocénnych sedimentov leží klčovské súvrstvie vrchnobádenského až sarmatského veku s kontinentálnymi a jazernými sedimentami. Z hydrogeologického hľadiska je najdôležitejší horizont varhaňovských štrkov, ktorý miestami dosa-

huje mocnosť až 40 m. Štrky sú zahlinené, s častými šošovkami ílov. Vykazujú značnú variabilitu litologického zloženia, čo ovplyvňuje i intenzitu zvodnenia tohoto súvstavia. Koefficient prietochnosti sa pohybuje od $3 \cdot 10^{-3}$ do $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Priaznivo zvodnené sedimenty boli overené v oblasti Bačkovíka a Boliarova (J. Frankovič, 1976), kde vrty hlboké 150 - 200 m zachytili artézské vody s prietokom vody do $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a s čerpaným množstvom do $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Dobre zvodnené horniny vo fácií tufov až tufitov prevrátil pri Kečerovskom Lipovci vrt hlboký 26 m, z ktorého sa čerpalo $13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody pri znížení hladiny vody 9,0 m p.t. (W. Tůma, 1965). Sedimenty vrchného bádenu boli overené i vrtom v Herľanoch (gejzír), ktorého hĺbka je 404 m. Z pieskovcov, ktoré sa striedajú s ílmi, nastáva každých 26 - 30 hodín erupcia preplynenej vody s maximálnou výdatnosťou až $25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Mineralizácia vody na začiatku erupcie je okolo $3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a pri ukončení okolo $6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, stúpa i teplota vody, a to z 15°C na 17°C .

PODZEMNÉ VODY AKUMULOVANÉ V KVARTÉRNÝCH SEDIMENTOCH

Z kvartérnych sedimentov majú najväčší význam fluviálne sedimenty rieky Hornád a jeho prítoku Torysy. Štrkopiesčité sedimenty dnaovej výplne rieky vytvárajú vhodné prostredie pre akumuláciu a pohyb podzemnej vody. Ich mocnosť a litologický charakter sa mení, čo podmieňuje i charakter hornín, v ktorom si rieky modelovali svoju poriečnu nivu.

V úseku medzi Kysakom a Ťahanovcami má Hornád fluviálne náplavy hrubé od 5 do 10 m. Štrkopiesčité sedimenty sú prekryté mocnou vrstvou náplavových hlien. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 2 do $12 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, špecifická výdatnosť 1 - $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a koefficient prietochnosti rádové 10^{-3} - $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Menej zvodnené sú fluviálne sedimenty rieky Torysy. V úseku Prešov - Ličartovce majú náplavy od 2,5 do 8,0 m a výdatnosť vrtov sa pohybuje od $0,5$ do $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, medzi Ličartovcami a Vajkovcami až do $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, medzi Vajkovcami a sútokom s Hornádom do $8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Najviac zvodnené sedimenty boli zistené pri Beniakovciach a Rozhanovciach.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY ÚZEMÍ PRILÁHLÝCH ŠARIŠSKEJ VRCHOVINE, VÝCHODNEJ ČASTI POHORIA ČIERNA HORA

Šarišskú vrchovinu tvorí vnútrokarpatský paleogén. Vyčleňuje sa v ňom: 1. bazálna transgresívna litofácia, 2. ílovcová litofácia, 3. pieskovcová litofácia s polohami ílovcov a konglomerátov.

Bazálna litofácia sa smerom na sever od Čiernej hory ponára pod uhlom 10° - 30° pod mladšie sedimenty. Má mocnosť 20 - 100 m a nasadá na karbonáty mezozoika. Prechádza pozvoľne do ílovcovej litofácie, ktorá tvorí izolátor a zároveň strop pre vody akumulované v bazálnom paleogéne. V jej nadloží je pies-

kovcová litofácia s mnohonásobným striedaním pieskovcov s ílovcami.

Najviac zvodnená je bazálna transgresívna litofácia. Podzemné vody v nej akumulované vytvárajú spoločný horizont s podložnými karbonátovými horninami. Sú v nich akumulované artézske vody s prietokom v úrovni bazénu do 5 l.s^{-1} . Špecifická výdatnosť vrtov sa pohybuje do $0,6 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Výdatnosť vrtov situovaných v pieskovcovo-ílovcovej fáci sa pohybuje okolo $1 - 3 \text{ l.s}^{-1}$, špecifická výdatnosť vrtov dosahuje $0,2 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Východná časť Čiernej hory má zložitú geologickú stavbu. Na kryštalické jadro nasadajú metamorfované horniny mladšieho paleozoika a pestré súvrstvia spodného triasu. Podzemné vody v nich akumulované sú odvodňované množstvom puklinových prameňov výdatnosti do $0,2 \text{ l.s}^{-1}$. Výdatnosť vrtov z tohto územia nepresahuje $1,0 \text{ l.s}^{-1}$, čo je slabá intenzita zvodnenia skalného masívu.

Najvýznamnejší horizont tvoria triasové dolomity, ktoré medzi Ľubovcom a Ruskými Pekľanmi odvodňuje rieka Svinka. Zistil sa tu skrytý prestup podzemných vôd s výdatnosťou 81 l.s^{-1} . Hydrogeologickými vrtmi bolo zistené ich intenzívne zvodnenie. Výdatnosť vrtov sa tu pohybuje od $7,0 \text{ l.s}^{-1}$ do 22 l.s^{-1} , špecifická výdatnosť vrtov má hodnoty do $3 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

KVALITA PODZEMNÝCH VÔD

Podzemné vody v neovulkanitoch Slanských vrchov sú výrazného $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ typu. Menej časté sú vody CaSO_4 typu, akumulované v blízkosti polymetalických aureol. Mineralizácia vôd sa pohybuje od 80 do 250 mg.l^{-1} , v hlbších vrtoch sa zvyšuje na $200 - 600 \text{ mg.l}^{-1}$, pričom vo vode je výrazne zastúpená zložka $\text{Na}-\text{HCO}_3$.

Podzemné vody v severnej časti Košickej kotliny, cirkulujúce v karpatských sedimentoch v plytších polohách, majú mineralizáciu $0,5 - 1 \text{ g.l}^{-1}$ a sú typu $\text{Ca}-\text{HCO}_3$, v hlbších obzorochoch ich mineralizácia vzrastá a sú natriovo-chloridového typu.

V sedimentoch vrchného bádenu a sarmatu sa nachádzajú vody $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ typu s mineralizáciou okolo 350 mg.l^{-1} .

Fluviálne sedimenty rieky Hornád majú vody nevýrazného $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ typu s celkovou mineralizáciou od 400 do 800 mg.l^{-1} . Podobné chemické zloženie majú podzemné vody vo fluviálnych sedimentoch rieky Torysa, kým vody vo fluviálnych sedimentoch riečky Olšava majú veľmi variabilné chemické zloženie. Celková mineralizácia sa pohybuje od 150 mg.l^{-1} do 700 mg.l^{-1} .

Vo vnútrokarpatskom paleogéne Šarišskej vrchoviny sú akumulované podzemné vody nevýrazného $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ typu s mineralizáciou z bázy okolo $400 - 500 \text{ mg.l}^{-1}$, a v pieskovcovo-ílovcovej fáci v rozmedzí $450 - 550 \text{ mg.l}^{-1}$, zatiaľ čo v ílovcovej litofácii sú vody s mineralizáciou okolo $650 - 750 \text{ mg.l}^{-1}$.

V karbonátových horninách pohoria Čierna hora sú akumulované vody $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ typu s celkovou mineralizáciou $0,4 - 0,8 \text{ mg.l}^{-1}$.

ZDROJE PODZEMNÝCH VÔD - PROGNOZY A MOŽNOSTI VYUŽITIA

Z hľadiska prognóznosti sú najväčšie zdroje podzemných vôd v študovanom území akumulované v Slanských vrchoch, kde sa nachádzajú prírodné zdroje podzemných vôd s približne $1\ 000\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Prameňmi a prestupmi do povrchových tokov dokumentovateľné zdroje podzemných vôd predstavujú okolo $200 - 230\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Minimálny špecifický odtok podzemných vôd z plochy $1\ \text{km}^2$ činí cca $0,8\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ a priemerný okolo $1,8\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$.

Zdroje podzemných vôd z vrtov situovaných vo fluviálnych sedimentoch v povodí Topľy medzi Prešovom a sútokom s riekou Hornád vykazujú $40\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$.

Vo vnútrokarpatskom paleogéne Šarišskej vrchoviny sú dokumentované zdroje podzemných vôd okolo $100\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ a v pohorí Čierna hora okolo $50\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$, tu však možno predpokladať ďalšie prognózne zdroje presahujúce $100\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$.

MINERÁLNE VODY

V Slanských vrchoch vystupujú pramene uhličitých minerálnych vôd v Kokošovciach, Zlatej Bani a Rudlove. Viazu sa na zlomové línie SZ-JV smeru a zlomy SSV-JJZ smeru.

V Kokošovciach je voda Ca-Mg-HCO₃-Cl typu s celkovou mineralizáciou $2,5\ \text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, v Zlatej Bani Ca-Mg-HCO₃ typu s mineralizáciou $0,6\ \text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Výdatnosť prameňov je nepatrná - do $3\ \text{l}\cdot\text{min}^{-1}$.

V Košickej kotline je najvýznamnejší gejzír v Herľanoch a 3 prirodzené pramene zachytené kopaňmi studňami. Sú to uhličitá voda s mineralizáciou do $5\ \text{g}\cdot\text{l}^{-1}$.

Ďalšie minerálne pramene sa objavili v Pavlovciach (8 prameňov), Hermanovciach (3 pramene) a Podčičve (1). Je v nich studená uhličitá voda s obsahom CO₂ od 1 do $2,5\ \text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, prevažne Ca-Mg-HCO₃ typu. Výdatnosť prameňov je malá - do $0,1\ \text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Vystupujú na križovaní zlomov SZ-JV smeru so zlomami SV-JZ smeru.

Podrobnejšie údaje o gejzíre v Herľanoch sú uvedené v kapitole "Významné geologické lokality".

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

V tejto kapitole uvádzame prehľad realizovaných geofyzikálnych prác a použitých metód.

Geofyzikálny výskum uvedeného územia je dosť nerovnomerný. Na celej ploche tohto regiónu boli uskutočnené gravimetrické, letecké geomagnetické a rádiometrické merania v mierke 1 : 200 000.

GEO-MAGNETICKÉ A GRAVIMETRICKÉ MERANIA

K najvýznamnejším geomagnetickým meraniam patria letecké magnetické merania, ktoré boli realizované nad územím Slanských vrchov (Beneš, 1971) v mierke 1 : 25 000, ktorým sa registrovala amplitúda ΔT vo výške 300 m nad reliéfom terénu. Boli zostavené mapy profilov a izolínií ΔT v mierke 1 : 25 000 a 1 : 200 000.

Prvou geofyzikálnou správou o celom území Slanských vrchov, ktorá poskytuje aj kvantitatívno-kvalitatívnu interpretáciu nameraných geofyzikálnych údajov, je správa M. Bujňákovvej a kol. (1979) o výsledku štúdia štruktúrno-tektonickej stavby celého regiónu Slanských vrchov, pri ktorom sa použili gravimetrické a geomagnetické metódy súčasne s využívaním údajov o fyzikálnych vlastnostiach hornín.

S cieľom určiť geologickú stavbu podložja flyša a Slanských vrchov z hľadiska vyhľadávania naftoplynonosných štruktúr (Matoušek, L., Odstrčil, J., 1975), overiť a upresniť regionálne ťažové merania (Hadamovský, F., Morčkovský, M., 1964) sa vykonali gravimetrické merania v mierke 1 : 50 000. Výsledkom sú mapy UBA v tej istej mierke.

Ku geofyzikálnym meraniam lokálneho charakteru patrí detailný gravimetrický prieskum v mierke 1 : 10 000 (Kleperliková, L., 1953) v oblasti Soľ a Hrabovec a nadväzujúce geomagnetické merania (Maša, V., 1953). Spomínané geofyzikálne práce mali za cieľ overiť výskyt soľných pŕnov. Zo zistených podkladov sa vyhotovila mapa izoanomál a izolínií ΔZ v mierke 1 : 10 000.

V podstatnej väčšine geofyzikálnych meraní (magnetometria a gravimetria) boli kombinované s komplexom geoelektrických a ostatných geofyzikálnych metód.

GEOELEKTRICKÉ A OSTATNÉ METÓDY

V rámci úlohy "Základné geofyzikálne mapovanie SSR-východ", ktorá je súčasťou dlhodobej geologickej úlohy "Regionálny geologický výskum SSR - III. etapa" (Očovánová, A., 1986; Kovárová, A., Januvka, Ľ., Syčev, V., 1987 a 1987; Syčev, V., 1988 bo-

lo vymapovanie horizontálnych a subhorizontálnych odporovo odlišných prostredí do hĺbky cca 400 - 500 m, indikovanie vertikálnych kontaktov, vymapovanie geologických štruktúr rôzneho litologického typu a detekcia tektonických línií v miestach lokalizácie profilov. Z geoelektrických metód sa použilo geoelektrické vertikálne elektrické sondovanie (VES), symetrické odporové profilovanie (SOP), pozemná magnetometria a metóda veľmi dlhých vln (VDV). Výsledkom interpretácie týchto meraní sú geofyzikálno-geologické rezy v mierke 1 : 25 000/10 000, pre lokalitu Zámotov aj mapá izoohm ρ_z .

Litologická a štruktúrno-tektonická stavba pohoria Čiernej hory a jeho styku s Košickú kotlinou sa v r. 1975 - 1978 študovala prostredníctvom metód VES, SOP, kombinovaného odporového profilovania (KOP), VDV a seizmických meraní (Tkáčová, H., Speváková, M., 1979). Zistilo sa, že východná časť masívu Čiernej hory oproti Košickej kotline je obmedzená sústavou zlomov, pozdĺž ktorých poklesávajú stavebné prvky masívu smerom do centra panvy. Vytvoril sa obraz o reliéfe podložia pod neogénnymi sedimentami pri východnom okraji Čiernej hory. V okolí Kavečian sa študovala porušenosť granitoidných hornín. Výsledky sú dokumentované geoelektrickými rezmi s geologickým výkladom.

Otázky geologickej stavby oblasti Slanských vrchov so zameraním na vyhľadávanie úžitkovej mineralizácie skúmali geofyzikálne práce z oblasti Makovice (Tkáč, J., 1980) a Strechový vrch (Tkáč, J., 1981; Desčík, M., 1981). Prvoradou úlohou týchto meraní bolo štúdium litologickej a štruktúrno-tektonickej stavby prieskumného územia. Ďalšou úlohou bolo vymedziť oblasti postihnuté intenzívnymi hydrotermálnymi premenami. Výsledkom týchto prác sú geofyzikálno-geologické rezy, štruktúrno-tektonické schémy a mapy perspektívnosti výskytov nerastných surovín.

Podobnú úlohu mali aj geofyzikálne práce v širšom okolí Zlatej Bane (Tkáč, J., 1977, 1983, 1986, 1987, 1988). Na základe štúdia stavby tohto územia a s využitím údajov celého komplexu geofyzikálnych metód mali stanoviť prítomnosť, rozšírenie a rozmiestnenie geofyzikálnych príznakov vyhľadávania úžitkovej mineralizácie. Aplikovaný komplex geofyzikálnych metód pozostával z geoelektrických metód (VES, SOP, vynútená polarizácia - VP), profilovej magnetometrie, leteckej gamaspektrometrie a merkurimetrie. Údaje jednotlivých geofyzikálnych metód sú spracované vo forme máp izolínií, máp obsahov Hg a máp koncentrácií K(%), U(ppm), Th(ppm). Sú vyhotovené vertikálne-geofyzikálno-geologické rezy, štruktúrno-tektonické schémy a mapy geofyzikálnych vyhľadávacích príznakov. Štruktúrno-tektonické problémy a ďalšie problémy v súvislosti so zrudnením Hg v neovulkanitoch Slanských vrchov (lokalita Dubník) riešil P. Ferenc (1974, 1975) pomocou KOP, VP-KOP, SP - potenciál VES, magnetometrie a rádiometrie. Výsledkom je štruktúrno-tektonická schéma, geologicko-geofyzikálne rezy, mapy nízkoodporového podložia a mapy plôch perspektívnych pre zrudnenie Hg, všetko v mierke 1 : 50 000.

Veľká pozornosť bola venovaná geofyzikálnemu prieskumu ložiska Hg rúd pri Merníku a jeho okolia (Košecký, E., 1958, 1959; Tkáč, J., 1977). Hlavným cieľom týchto prác bolo štúdium lito-

logickej a štruktúrno-tektonickej stavby skúmaného územia. Boli aplikované hlavne geoelektrické metódy (VES, SOP, SP, VP, VDV) a taktiež magnetometria, rádiometria a emanometria, ktoré pomohli vymapovať ryodácitové telesá, riešiť otázky tektoniky samotného ložiska a poskytli podklady na účelné projektovanie geologických prác.

Na vyhľadávanie, resp. prieskum ložísk nerastných surovín boli zamerané geofyzikálne merania vykonané na rôznych lokalitách záujmového regiónu (Okál, M., 1951 - lokalita Tepličany; Janík, S., 1959 - lokalita Prešov; Košecký, E., 1960 - lokalita Kanaš; Košecký, E., 1964 - lokalita Obišovce; Halmešová, S., Speváková, M., 1982 - lokalita Hubošovce).

Geofyzikálne merania na študovanom území sa realizovali na účely inžinierskej geológie. Vo väčšine prípadov to boli práce lokálneho charakteru, ako Bernat, J., 1972, Benda, V., 1976 - lokalita Malá Vieska, elektrárň; Halmešová, S., Hladík, P., 1980 - lokalita Košice - Ťahanovce, prieskum sídliska; Tkáčová, H., 1985 - lokalita Prešov, teplárň; Suchý, F., 1985 - lokalita Kysák - Lemešany, prevod vody z Hornádu do Torysy; Vrubeľ, I., 1985 - lokalita Vranov nad Topľou, IG mapa. Tieto merania poslúžili na upresnenie litologických pomerov a geologicko-tektonickej stavby záujmových oblastí a boli aplikované hlavne geoelektrickými metódami, v niektorých prípadoch (Bernat, J., 1972; Benda, V., 1976; Halmešová, S., Hladík, P., 1980) aj plytkou seizmikou.

Osobitná pozornosť bola venovaná geofyzikálnemu prieskumu na projektovanom stanovišti JE - Východné Slovensko (Synek, V., Jančovič, L., 1982). Na základe metódy SOP, VES a plytkej seizmiky sú vyhotovené profily, odporové a seizmické rezy, mapy izolínií, izohýps povrchu a mocností štrku v mierke 1 : 5 000.

Na území študovaného regiónu boli vykonané rôzne geofyzikálne merania. Niektoré geoelektrické metódy (Májovský, J., Dubovský, A., 1985; Zavřelová, D., 1984; Valušiačková, A., 1978), ale aj magnetometria (Tkáčová, H., 1982) alebo tiažové merania a skúmanie fyzikálnych vlastností hornín (Janošík, M., Odstrčil, J., 1975) boli zamerané na upresnenie litologických a štruktúrno-tektonických pomerov rôznych lokalít z hľadiska hydrogeológie. Na základe výsledkov týchto prác sú zostrojené mapy izoohm a geoelektrické rezy s geologickým výkladom. Boli vyčlenené geoelektrické horizonty najpriaznivejšie na získanie nových zdrojov podzemných vôd.

SEIZMICKÉ MERANIA

Seizmické merania na študovanom území využila naftová prospekcia a inžinierska geológia. Najväčšia pozornosť pri výskume hlbinných štruktúr z hľadiska výskytu živíc bola venovaná oblasti Košickej kotliny (Novák, J. a kol., 1965 - profil č. 5-12/64; Novák, J. a kol., 1968 - profily č. 7, 13, 22, 23/67; Novák, J. a kol., 1969 - profily č. 1, 16, 18, 22, 25-27/68; Novák, J. a kol., 1970 - profily č. 7, 28 - 30/69; Holzbaner, K., a kol. 1966 - profil č. 15/65) a Východoslovenskej nížiny (Adamovský, L. a kol., 1970 - profily č. 519/70, 523/70; Novák,

J. a kol., 1972 - profily č. 521, 522, 527/71; Lukašová, R. a kol., 1980 - profily č. 564/79; Lukašová, R. a kol., 1986 - profily č. 582, 583/85). Hlavným výsledkom týchto meraní bolo zostrojenie štruktúrnej schémy bázy neogénu a štruktúrnej schémy klčovského súvrstvia.

Paleogén skúmal Adamovský, L., (1973, profil č. 2R/71), Jarý, J., (1976, profily č. 12R/71 - 76, 14R/75), Adamovská, V. (1977, profily č. 12, 16/75, 12/76) a Daneček, O. a kol. (1982, profil č. 41R/81). Tieto práce prispeli k zisteniu mocnosti vnútrokarpatského paleogénu a reliéfu podložných jednotiek.

Profily 28/81 a 83 - 85/85 (Mořkovský, M. a kol., 1982, 1986) boli situované v severnej časti prieskumného územia, ktorú tvoria sedimenty flyša. Úlohou prác bolo overenie vrstevnej stavby skúmaného územia, resp. vyhľadávanie prípadných elevačných zón.

Inžinierskogeologickým účelom vyhovovali seizmické merania v modifikácii seizmického mikrorajónovania na projektovaných staveniskách JE (jadrovej elektrárne) v okolí Žehne (Šafránek, V., 1983) a Keceroviec (Šafránek, V., 1983).

Na profilové seizmické merania nadväzujú seizmocarotážne merania a vertikálne seizmické profilovanie, vykonané na hlbinných vrtoch Prešov-1 (Filková, V. a kol., 1976; Pernica, V., 1975), Rozhanovce-1 (Filková V. a kol., 1971) a Kecerovské Pekľany (Bursa, O., Fejfar, M., 1974; Pernica, J., Filková, V., 1970). Pomocou uvedených meraní sa upresnila morfológia predneogénneho podložia v severnej a strednej časti Košickej kotliny.

Štúdiom paleomagnetizmu v prieskumnej oblasti sa zaoberá O. Orlický v čiastkovej záverečnej správe: Paleomagnetizmus v Karpatoch: Slanské vrchy, masív Veľkého Miliča a Zemplínske pahorky (1973). Fyzikálne vlastnosti hornín skúma Uhmann, J. (1977) a M. Bujňáková a kol. (1979).

NERASTNÉ SUROVINY

RUDNÉ SUROVINY

Severná časť Slanských vrchov patrí k najstarším a najznámejším rudným revírom na východnom Slovensku. V minulosti sa tu ťažili farebné a ušľachtilé kovy, ortuť a opál. Známy je aj mernický rudný revír s ložiskom ortute.

POLYMETALICKÉ RUDY

Ložiská a výskyty polymetalických rúd sú viazané na centrálné vulkanické zóny andezitových stratovulkánov.

Zlatá Baňa (1)^x

Ložisko Zlatá Baňa leží v centrálnej vulkanickej zóne zlatobanského andezitového stratovulkánu. Ložiskové územie na povrchu tvorí (do hĺbky 150 - 580 m) premenený andezitový komplex hornín, v podloží ktorého sú hrubé polohy ryolitových vulkanoklastík a sedimentov spodného miocénu. Tieto komplexy sú prerážané pňovitými a dajkovitými telesami dioritových porfyrítov. S magmatickou a hydrotermálnou aktivitou je spätý vznik sulfidickej polymetalickej mineralizácie. Na ložisku boli vyčlenené 3 morfoštruktúrne typy zrudnenia (M. Kaličiak, 1977): žilníkovo-impregnačný, brekciovitý a žilníkovo-žilný, ktorý je najrozšírenejší a najvýznamnejší. Sulfidickú mineralizáciu reprezentuje hlavne pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit a ďalšie minerály, ktoré podrobne opísal R. Ľuda et al. (1981).

Podľa Ľ. Divinca et al. (1988) majú ložiskové telesá - žily a žilníky - generálny smer S - J, resp. SSZ - JJV. Sú strmo uklonené na Z i V, miestami sú zvislé. Ich smerná dĺžka dosahuje 700 m, vertikálny rozsah 500 m. Hlavný žilníkový ťah ložiska je dlhý 3 km.

Zásoby polymetalických rúd sú uvedené v tab. 31.

Prognózu oblasť tvorí centrálna vulkanická zóna stratovulkánu (I).

^xČísla v zátvorke sú odkazy na prílohu č. 1

Štavica (2)

V centrálnej vulkanickej zóne andezitového stratovulkánu Štavica sa vrtmi zistila polymetalická mineralizácia žilnikovo-impregnačného charakteru (M. Kaličiak, 1977). Rudolokalizujúcim prostredím je komplex hydrotermálne premenených andezitov preniknutý intruzívnymi telesami dioritových porfyritov. Mineralizáciu tvorí pyrit, pyrotín, chalkopyrit, sfalerit a galenit.

Prognóznou oblasť tvorí centrálna vulkanická zóna stratovulkánu (II).

Makovica (3)

V centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu vystupuje intruzívny komplex dioritových porfyritov, na ktorý sa viaže polymetalická mineralizácia zistená vrtom MAK-1. Má nepravidelný rozptýlený charakter a je tvorená drobnými impregnáciami a žilkami sulfidov. M. Kaličiak et al. (1981) tu vyčlenili: Cu-Mo formáciu s minerálnou asociáciou pyrit - molybdenit - chalkopyrit; polymetalickú formáciu s minerálnou asociáciou pyrit - sfalerit - galenit - chalkopyrit (žilnikovo-impregnačný typ) a minerálnu asociáciu karbonát - baryt - chalcedón - galenit - sfalerit (žilno-žilnikový typ). Prognóznou oblasť tvorí centrálna vulkanická zóna stratovulkánu (III) a prognózne zásoby sú uvedené v tab. 31.

Strechový vrch (4)

V centrálnej zóne stratovulkánu vystupuje intrúzia dioritového porfyritu, v ktorom bola vrtom STR-1 zistená polymetalická mineralizácia. M. Kaličiak et al. (1981) tu vyčlenili: Cu (Mo) formáciu s minerálnou asociáciou pyrit - pyrotín - chalkopyrit; polymetalickú formáciu s asociáciou pyrit - sfalerit - galenit - chalkopyrit (žilnikovo-impregnačný typ) a minerálnu asociáciu karbonát - baryt - chalkopyrit - sfalerit - galenit (žilno-žilnikový typ).

Prognóznou oblasť tvorí centrálna vulkanická zóna (IV) a prognózne zásoby sú uvedené v tab. 31.

ANTIMÓNOVÉ RUDY

Výskyty antimónovej mineralizácie sú priestorovo späté s centrálnou zónou zlatobanského stratovulkánu. Najznámejším z nich je staré opustené ložisko severne od obce Zlatá Baňa (5). Rudolokalizujúcim prostredím Sb mineralizácie je hydrotermálne alterovaný andezitový komplex. Zrúdenie má žilno-žilnikový vývoj a zrúdené štruktúry v dĺžke do 400 m majú SZ-JV smer a úklon 55 - 80° na JZ. Antimonit tvorí žilky hrubé 10 cm, ktoré v miestach spájania dosahujú hrúbku 50 - 70 cm, ojedinele do 2 m. V asociácii s kryštalickým i masívnym antimonitom vystupuje boulangerit, jamesonit, berthierit, ďalej

arzenopyrit, markazit, pyrit, ojedinele sfalerit, galenit, chalkopyrit. Zrudnené štruktúry do hĺbky vyklinujú a v hĺbke okolo 100 - 150 m vrty zachytili len nevýrazné prekremenené zóny (M. Kaličiak a kol., 1979).

ORTUŤOVÉ RUDY

Ortuť je typomorfným prvkom epigenetickej mineralizácie v rudnom komplexe zlatobanského stratovulkánu. Ortuťová mineralizácia zastúpená rumelkou tvorí ložiskovú akumuláciu Dubník (6). Štruktúrne je viazaná na komplex pyroxenických andezitov v prechodnej vulkanickej zóne stratovulkánu. Mineralizácia sa zistila na ploche 800 x 200 m od povrchu do hĺbky 200 m (J. Tözsér a kol., 1981). Má nepravidelný žilníkovo-impregnačný rozptýlený charakter. Na ložisku sa vyskytuje viac ako 40 rudných i nerudných minerálov, z ktorých hlavným rudným minerálom je rumelka (R. Ďuďa a kol., 1977). Zásoby sú uvedené v tab. 31.

Okrem tejto ložiskovej akumulácie sa rumelka nachádza i na ďalších lokalitách. Z nich najznámejšia je lokalita Kuria hora (8) SV od Zlatej Bane. Primárna ortuťová mineralizácia tu vystupuje v kontaktnej zóne telesa dioritového porfyritu a má len mineralogický význam (J. Tözsér, 1972).

Ďalšou lokalitou ortuťovej mineralizácie je historicky známe ložisko Merník (7) (M. Kuthan, 1941). Ložiskové územie je tvorené sedimentárnymi horninami vnútrokarpatského paleogénu, ktoré sú prerázané pňovitými a dajkovitými telesami ryodacitu. Ortuťová mineralizácia, štruktúrne viazaná hlavne na tieto vulkanické telesá a ich blízke okolie, má rozptýlený žilníkovo-impregnačný charakter. Hlavným rudným minerálom je rumelka, akcesoricky je prítomný i metacinabaryt. V rámci geologického prieskumu ložisko Merník prehodnotil P. Bačo (1988) a vyčíslil zásoby (tab. 31).

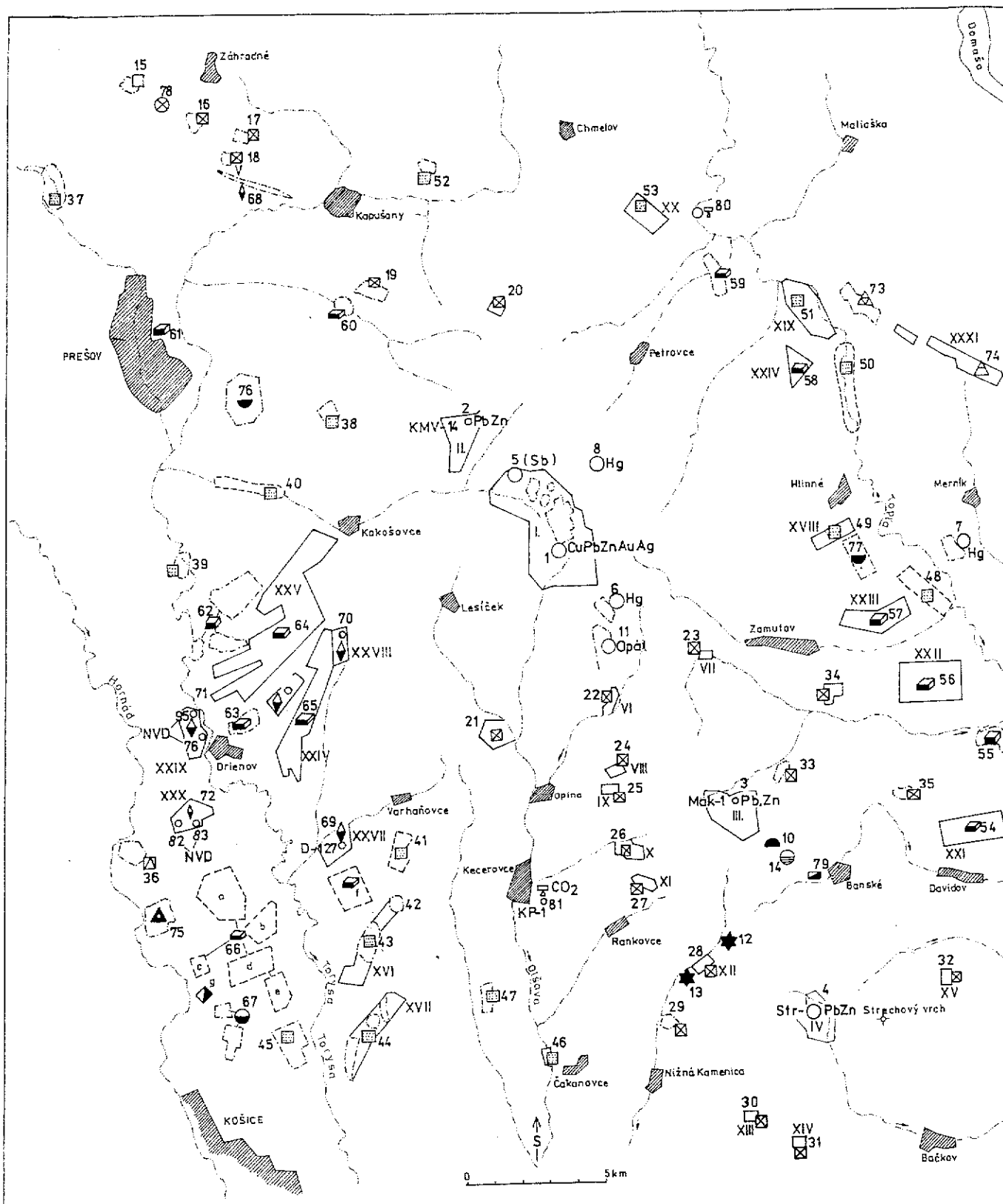
MARKAZIT

Vo varhaňovských štrkoch klčovského súvrstvia JV od obce Tepličany vystupuje markazitové zrudnenie (9), ktoré opísal J. Ilavský (1955), V. Kantorová a J. Kantor (1955).

Markazit vo forme zrn a konkrécií tvorí tmel štrkov a pieskov, ktoré sa striedajú s polohami ílov a ryolitových tufov. Maximálna hrúbka štrkopieskov s markazitom 30 m je rozčlenená do niekoľkých polôh. V oxidačnej zóne sa nachádza rýdza síra, limonit a sírany železa. Markazit vznikol v dôsledku výstupov minerálnych prameňov typu alkalických fumarol, ktoré vystupovali pozdĺž systému S-J zlomov. Markazitové zrudnenie je exhalačno-sedimentárne a jeho výskyt bol overený technickými prácami s výpočtom zásob (J. Ilavský, 1954) - tab. 31.

ŽELEZNÉ RUDY

Západne od obce Banské sa v minulosti ťažili Fe rudy tvorené tzv. "železoopálmi" (10). Podľa J. Fignu (1952) tu boli



Príloha 1: MAPA LOŽISK A PROGNOZ NERASTNÝCH SUROVÍN (M. Katičiak, 1988)

- | | | |
|----------------------|-------------------------|--|
| ○ Cu, Pb, Zn, Au, Ag | ▣ slabebný kameň colmit | ▣ lignitové uhlie |
| ○ Sb | ▣ štrkopiesky | ▣ CO ₂ oxid uhlíčitý |
| ○ Hg | ▣ tehliarske suroviny | ▣ plynné uhľovodíky |
| ◆ markazit | ▣ keramické suroviny | ▣ kontúry preskúmaného ložiska so zásobami |
| ● limonit | ▣ bentonit | ▣ kontúry prognózných plôch s čistom v texte |
| ○ opál (drahý) | ▣ cementárske suroviny | ▣ kontúry preskúmaného ložiska bez vyčíslených zásob |
| ★ opál obecný | ▣ dolomit | ○ ložiskové indicie vo vrtoch |
| ● limnokvarcit | ▣ kamenná soľ | |
| ▣ stavebný kameň | ▣ expandujúce bridlice | |

nafárané tri ložné žily celkovej smernej dĺžky 400 m a hrúbky 6 m. Žily mali limonitovú výplň v spodnej časti s menejcenným sideritom s obsahom barytu a antimonitu. V súčasnosti sú tu identifikovateľné ústia 3 zavalených štôlní s haldovým materiálom v okolí. Rudnú zložku tvorí svetlohnedý až tmavohnedý limonit, ktorý tvorí na plochách vrstevnatosti vulkanoklastík kôry hrubé 20 - 30 cm. Zvýšený obsah Sb v limonite sa nezistil.

NERUDNÉ SUROVINY

Heterogénna geologická stavba územia podmieňuje výskyt rôznych typov nerudných surovín, ktoré sa viažu jednak na predneogénne horninové komplexy, ale hlavne na sedimenty molasovej výplne panvy, vulkanity Slanských vrchov, ako aj na kvartérne akumulácie sedimentov.

SUROVINY NA VÝROBU OZDOBNÝCH PREDMETOV A ŠPERKOV

Zvláštnu skupinu surovín využiteľných pri výrobe ozdobných predmetov a zhotovovaní šperkov tvoria viaceré druhy opálu a limnokvarcit. Najznámejším z nich je drahý opál na ložisku Dubník (11). Nízkotermálna opálová mineralizácia sa tu štruktúrne viaže na andezitový komplex hornín prechodnej vulkanickej zóny zlatobanského stratovulkánu. Podrobný opis opálových baní na Dubníku uvádza Š. Butkovič (1970), M. Kaličiak et al. (1977) a iní. Ložisko drahých opálov je z prevažnej časti vydobyté. Prognózne zásoby suroviny s drahým opálom sú uvedené v tab. 31. Rozšíreným typom opálovej mineralizácie je opál obecný, ktorého najznámejšie výskyty sú v Herľanoch (12) a Vyšnej Kamenici (13). Opál tu tvorí nepravidelné šošovky v andezitových epiklastických horninách v prikontaktných zónach extruzívnych telies. Obecný opál má veľmi pestré, variabilné sfarbenie, je masívny i páskovaný. K surovinám, ktoré sa v ostatnom čase začínajú využívať na zhotovovanie ozdobných predmetov, patrí aj limnokvarcit. Z množstva výskytov limnokvarcitov je najznámejšia lokalita Banské (14). Nepravidelné polohy a šošovky limnokvarcitu tu vystupujú v prostredí redeponovaných andezitových pyroklastík a epiklastík. Limnokvarcit je rôzne sfarbený, masívny i páskovaný.

STAVEBNÉ SUROVINY

Stavebný kameň a drvené kamenivo

Stavebný kameň a drvené kamenivo je najrozšírenejšou stavebnou surovinou a má široké využitie. Využíva sa predovšetkým pri stavbe komunikácií, podkladov pre koľajové lôžka, ako kameň do muriva, na výrobu drveného kameniva do betónu a na výrobu obrubníkov. Ťažiteľné ložiská stavebného kameňa sú viazané hlavne na neogénne vulkanity, a to predovšetkým na homogénne extruzívne andezitové telesá, ale aj na hrubšie lávové prúdy.

Stavebný kameň sa ťaží v lomoch Hubošovce (15), Záhradné (16), Fintice (17), Maglovec (19), Borovík (20), Dargov I (31), Jusko-va Voľa I (33), Jusko-va Voľa II (34), Vechec (35) a Trebejov-dolomity (36). Okrem toho vyčleňujeme aj lokality perspektívne na výskyt stavebného kameňa: Fintice II (18-V), Červenica (20-VI), Zámotov (23-VII), Kecerovský Lipovec I (24-VIII), Kecerovský Lipovec II (25-IX), Mudrovce I (26-X), Mudrovce II (27-XI), Herľany (28-XII), Borda (30-XIII), Dargov (31-XIV), Cabov (32-XV).

Štrkopiesky

Ťažiteľné akumulácie štrkopieskov sa viažu na klastické sedimenty paleogénu, neogénu a kvartéru. Štrkopiesky majú široké využitie, predovšetkým ako násypový materiál a po úprave na živičnú a cementovú stabilizáciu.

Za perspektívne považujeme karbonátové pieskovce a zlepence v južnej časti bradlového paleogénu medzi Chmeľovom a Hanušovcami (53). Drobnozrnné až strednozrnné zlepence sú tvorené až niekoľko desiatok metrov hrubými polohami prevažne karbonátov a valúnov hornín z kryštalinika. Prognózne zásoby sú uvedené v tab. 31.

Hlavným zdrojom ložiskových akumulácií štrkopieskov sú klastické sedimenty neogénu od egenburgu (Lada - 52) cez spodný bádén (Ruská Nová Ves - 38), vrchný bádén až spodný sarmat. Najperspektívnejším je horizont varhanovských štrkov v kľčovskom súvrství vrchného bádenu. Sú tu ložiská štrkopieskov ťažené, resp. overené geologickým prieskumom. Najdôležitejšie sú ložiská Ortáše (41), Chrastné (42), Kráľovce (43), Vajkovce (44), Beniakovce (45). Hrúbka štrkových horizontov prevažne s materiálom z kryštalinika a mezozoika kolíše od 10 - 40 m.

Pomerne široké zastúpenie majú štrkopiesky kvartérnych terás i dnových výplní riečnych nív tvorené hlavne materiálom paleogénnych hornín a neovulkanitov. Patria k nim ložiská Veľký Šariš (37), Haniska (39), Delňa (40), Soľ - Čaklov (48), Čakanovce (46), Hlinné (49), Vyšný Žipov (50), Bystré (51). K prognóznym zdrojom štrkopieskov radíme lokality Kráľovce (43-XVI), Vajkovce (44-XVII), Hlinné (49-XVIII), Bystré (51-XIX), Medzianky (53-XX).

Tehliarske suroviny

Tehliarske suroviny sa viažu jednak na neogénne sedimenty (egenburg, karpát), ale hlavne na deluviálne a sprašové hliny kvartéru. K ťaženým ložiskám tehliarskych surovín patrí ložisko Močarmany (62), Čemerné (55), Hanušovce (59), Drienov (63), opustené je ložisko Prešov (61).

Perspektívnou oblasťou z hľadiska prognózných zdrojov tehliarskych surovín sú územia východne od Slanských vrchov i v Košickej kotline s akumuláciami kvartérnych deluviálno-sprašových hlien. Medzi prognózne plochy zaradujeme lokality:

Davidov (52-XXI), Čaklov (56-XXII), Zámotov (57-XXIII), Čierne nad Topľou (58-XXIV), Dúbravka (64-XXV), Mirkovce (65-XXVI).

KERAMICKÉ SUROVINY

Suroviny pre keramický priemysel majú malé rozšírenie. Známe je ložisko Tepličany (67) severne od Košíc, kde sa v súčasnosti ťažia keramické íly v oblasti JZ od kóty Viničná. Surovina sa nachádza v klčovskom súvrství v horizonte varhaňovských štrkov. Ide o peliticko-aleuritické sedimenty tvoriace 3 horizonty s hrúbkou 2 - 3 m, oddelené polohami štrkov (Ľ. Richterová a kol., 1974). Farba je svetlosivá s rôznymi odtieňmi, zastúpenie škodlivín je variabilné. Z ílových minerálov prevláda illit, menej je zastúpený kaolinit a podradne montmorillonit. Technologická charakteristika: pevnosť 20 - 80 kp.cm⁻², nasiakavosť po výpale 1 150°C - do 4 %, zmrštenie 7 - 9 %, strata na váhe 4 - 6 %, po výpale variabilná farba.

BENTONIT

Bentonit sa vyskytuje v spodnomiocénnych sedimentoch v Košickej kotline. Najznámejšie je ložisko Fintice (68), tvorené 3 polohami bentonitických ílov. Vlastné ložisko tvorí jeden horizont bentonitov s priemernou hrúbkou 2 m a s dĺžkou 2 km. Bentonit je sivobiely, sivozelený, kockovite rozpadavý. Surovina obsahuje 40 % montmorillonitu, zvyšok je nerozložený sopečný popol, kremeň a akcesorické minerály.

V sedimentoch kladzianskeho súvrstvia (karpát) sme vrtmi realizovanými v rámci inžinierskogeologického výskumu zistili polohy plastických bentonitických ílov s hrúbkou 1 - 5 m. Ide o lokality N. Polhora (69), Mirkovce (70), Drienov (71), Lemešany (72), ktoré zároveň zaraďujeme aj k prognóznym plochám (N. Polhora - 69-XXVII, Mirkovce - 70-XXVIII, Drienov - 71-XXIX, Lemešany - 72-XXX). V zložení ílov prevláda montmorillonit, menej kaolinit a z klastických prímiesí sa vyskytuje kremeň, kalcit, dolomit, živec.

CEMENTÁRSKE SUROVINY

Základnou surovinou na výrobu cementu v Bystrom sú sliene a slienovce vrchnej kriedy bradlového pásma.

Ťaží sa ložisko na SV od obce Skrabské (73). Hlavnou zložkou suroviny sú červené a sivé nevrstevnaté slienovce, sliene bez piesčitých vložiek, ktoré majú rôzny obsah CaO - 36 %, MgO - 1,77 %, SiO₂ - 20,78 %. Na výrobu cementu sa nehodia polohy vrstevnatých slienovcov s vložkami vápnitých pieskovcov, ktoré obsahujú menej ako 25 % CaO. Základná surovina sa pri výrobe cementu koriguje vápnom.

Prognózne je územie (XXXI) medzi Petkovcami a Michalkom. Sliene a slienovce bradlového pásma tvoria pruh SZ-JV smeru s maximálnou šírkou 400 m. Východne od obce Michalok boli overené vrtom S-30 do hĺbky 150 m.

DOLOMIT

Dolomit a dolomitové piesky sa ťažia na ložisku Malá Vieska (75), tvorenom sivým, tmavosivým masívnym, lavicovitým až miestami rozpadavým dolomitom stredného triasu. Surovina sa využíva v hutníckom priemysle.

KAMENNÁ SOĽ

Ložiská soli sú vyvinuté v 2 stratigrafických horizontoch, a to v karpate (soľnobanské súvrstvie) a v strednom bádene (zbudzské súvrstvie). Ťaží sa ložisko Solivar pri Prešove (76), a to soľankovaním z povrchu, ktoré je súčasťou soľnobanského súvrstvia karpátu. Rozsah soľného horizontu je viac ako 15 km² a jeho hrúbka 100 - 200 m. Soľné telesá predstavujú nepravidelné šošovky soľných brekcií s podstatnou prímесou sekundárnej soli. Kvalitatívne vlastnosti suroviny na základe lúhovacej skúšky vrtu 45 (730 m): výluh 91 %, nerozpustný podiel 8,7 %; chemizmus odparku: NaCl - 88,06 %, SiO₂ - 0,02 %, Al₂O₃ - 0,01 %, CaO - 1,51 %, SO₃ - 2,59 %, K₂O - 0,03 %.

Ložisko kamennej soli, ktoré je súčasťou zbudzského súvrstvia, sa nachádza medzi obcami Rudlov a Soľ (73) východne od Slanských vrchov. Ložisko leží na poklesnutých kryhách močariansko-toplianskeho zlomového pásma. Soľné telesá tvoria mohutné šošovky. Hĺbka uloženia v obci Rudlov je v hĺbke okolo 270 m a na poklesnutej kryhe okolo 405 m. Surovina patrí do 3. akostnej triedy s obsahom NaCl 79,06 - 83,64 %, vyskytuje sa v sprievode sadrovca.

EXPANDUJÚCE BRIDLICE

Ložisko sa nachádza severne od obce Kanaš medzi výraznými andezitovými kupolami Lysá stráž a Stráž (78). Tvoria ho ílovce a ílovité bridlice vnútrokarpatského paleogénu. Podľa J. Bartálskeho (1960) má surovina rozdielne technologické vlastnosti: žltohnedé zvetrané ílovce - nevhodné na výrobu ľahkého kameniva; sivočierne ílovce a bridlice - kvalitná surovina na výrobu ľahkého kameniva, obsahujúca 16 - 17 % karbo-nátov a s ílovitosťou vyše 95 %.

PEVNÉ PALIVÁ - LIGNITOVÉ UHLIE

Sloje lignitového uhlia sa objavili v intravulkanickej panvičke pri obci Banské (79). Výplň panvičky tvoria predovšetkým fácie andezitových epiklastík (epiklastické brekcie, pieskovce, siltovce), fácie redeponovaných pyroklastík a ílovito-piesčité sedimenty vyššieho sarmatu (M. Kaličiak, 1988). So sedimentami vo výplni panvičky sú úzko späté polohy limnokvarcitu a slojky lignitového uhlia.

Sloje lignitu sa nachádzajú na ploche približne 5 - 6 km² v rôznych hĺbkových úrovniach od 4,5 - 99,5 m.

Makroskopicky je uhlie hnedošedej farby, matné, s bridličnatým rozpadom a zachovanou drevitou textúrou. Časté sú v ňom prekremenené zvyšky rastlín a vložky uhoľných ílov s uhoľným detritom.

Chemické zloženie uhlia z vrtu KMV-22: $A^d = 43\%$ (popol v bezvodovej vzorke), $Q^T = 4,8 \text{ MJkg}^{-1}$ (výhrevnosť pôvodnej vzorky), $W_7^T = 49\%$ (voda v pôvodnej vzorke), $S^d = 2,9\%$ (obsah síry v bezvodovej vzorke), $A_g = 36 \text{ g}^{-1}$ (obsah A_g v bezvodovej vzorke), $V^{daf} = 64\%$ (prchavá horľavina). Ide o hnedouhoľný hemityp - lignit ($V^{daf} > 58\%$).

ZEMNÝ PLYN

Zdroje zemného plynu možno očakávať v oblasti bradlového pásma, ktoré je aj recentne aktívne ako hlavný migračný kanál uhľovodíkov. Plynosť potvrdil aj vrt Hanušovce-1, ktorým boli overené prognózne zásoby plynu (80).

OXID UHLIČITÝ

Ložisko sa nachádza východne od obce Kecerovce (vrt KP-1) (81) v hĺbke 2 168 - 2 237 m vo vrchnej časti stredného triasu, formovaného silne tektonicky porušenými dolomitmi. Oxid uhličitý možno geneticky zaradiť k magmaticko-metamorfnému typu, ktorý vznikol v dôsledku vysokých teplôt pri neogénnej magmatickej činnosti, ako aj v dôsledku metamorfných pochodov v karbonatických horninách (J. Čverčko, 1976).

Tab. 31 Prehľad zásob nerastných surovín

Č. lož.	Názov ložiska	Surovina	Z á s o b y							
			A	B	C ₁	C ₂	P ₁		P ₂	P ₃
1	Zlatá Baňa	polym. rudy				10818000	10079000		t	Ľ.Divinec a kol. 1988
2	Šťavica	polym. rudy						5000000	t	E.Kaličiaková, 1987
3	Makovica	polym. rudy						32000000	t	Z.Bacsó a kol., 1984
4	Strechový vrch	polym. rudy						19000000	t	Z.Bacsó a kol., 1984
5	Zlatá Baňa	Sb rudy				10 578,6			t	J.Grech, 1960
6	Dubník	Hg rudy				2 203 008			t	J.Tózsér a kol., 1981
7	Merník	Hg rudy				400 000	57 000		t	P.Bačo a kol., 1988
8	Kuria hora	Hg rudy				zásoby nevyčíslené				
9	Tepličany	markazit				584 118	82 818		t	J.Ľavský, 1954
10	Banské	limonit				zásoby nevyčíslené				
11	Dubník	drahý opál					500 000		m ³	Z.Bacsó a kol., 1984
12	Herľany	obecný opál				zásoby nevyčíslené				
13	V.Kamenica	obecný opál				zásoby nevyčíslené				
14	Banské	limnokvarcit				zásoby nevyčíslené				
15	Hanušovce	st. kameň	1 348 000			148 000			m ³	M.Ľapák a kol., 1988
16	Záhradné	st. kameň	5 068 000			2 157 000			m ³	M.Ľapák a kol., 1988
17	Fintice I.	st. kameň	1 189 000			777 000			m ³	M.Ľapák a kol., 1988
18	Fintice II.	st. kameň						1 200 000	m ³	M.Kaličiak, 1988

Č. lož.	Názov ložiska	Surovina	Tab. 31 - pokračovanie											
			Z á s o b y											
			A	B	C ₁	C ₂	P ₁			P ₂	P ₃			
19	Maglovec	st. kameň	11 575 000			2 403 000						3	M.Ďapák a kol., 1988	
20	Borovik	st. kameň	2 070 000									3	M.Ďapák a kol., 1988	
21	Opiná	st. kameň				12981000						3	M.Ďapák a kol., 1988	
22	Červenica	st. kameň										3	M.Ďapák a kol., 1988	
23	Zámutov	st. kameň										3	M.Kaličiak, 1988	
24	K.Lipovec I	st. kameň							800 000			3	M.Kaličiak, 1988	
25	K.Lipovec II	st. kameň								3 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
26	Mudrovce I	st. kameň								3 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
27	Mudrovce II	st. kameň								9 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
28	Herľany	st. kameň								1 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
29	V.Kamenica	st. kameň				1 200 000				8 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
30	Borda	st. kameň										3	Z.Barkáč a kol., 1973	
31	Dargov	st. kameň								2 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
32	Cabov	st. kameň								3 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
33	J.Voľa I.	st. kameň				1 343 000				2 000 000		3	M.Kaličiak, 1988	
34	J.Voľa II.	st. kameň										3	V.Sedlár, 1965	
35	Vehec	st. kameň	8 040 000							15000 000		3	M.Kaličiak, 1987	
36	Trebejov	st. kameň	10 822 000									3	M.Ďapák a kol., 1988	
37	V.Šariš	štrkopiesky			555 000							3	M.Ďapák a kol., 1988	
38	R.N.Ves	štrkopiesky					135 000					3	K.Žáková a kol., 1961	
39	Haniska	štrkopiesky			694 275							3	M.Balkovičová, 1967	
40	Delňa											3	M.Balkovičová, 1967	
														zásoby nevyčíslené

Tab. 31 - pokračovanie

Č. lož.	Názov ložiska	Surovina	Z á s o b y					P ₃			
			A	B	C ₁	C ₂	P ₁			P ₂	
41	Ortáše	štrkopiesky				1 250 000				3	Z. Barkáč, 1971
42	Chrastné	štrkopiesky				584 000				3	Z. Barkáč, 1971
43	Kráľovce	štrkopiesky			5 102 550	10440 449				3	J. Návesniak, 1976
44	Vajkovce	štrkopiesky				1 206 000				m	Z. Barkáč, 1971
45	Beniakovce	štrkopiesky			zásoby nevyčíslené					3	Z. Barkáč, 1973
46	Čakanovce	štrkopiesky						400 000		3	Z. Barkáč, 1973
47	Čižatice	štrkopiesky						1 384 000		m	Z. Barkáč, 1973
48	Soľ-Čaklov	štrkopiesky			zásoby nevyčíslené					3	V. Baňacký, 1987
49	Hlinné	štrkopiesky			zásoby nevyčíslené					3	V. Baňacký, 1987
50	V. Žipov	štrkopiesky							5 200 000	m	V. Baňacký, 1987
51	Bystre	štrkopiesky						1 995 000		3	J. Molnár, 1985
52	Lada	štrkopiesky							10000 000	m	V. Baňacký, 1986
53	Medzianky	štrkopiesky							39000 000	m	M. Ľapák a kol., 1988
54	Davidov	tehl.suroviny								3	V. Baňacký, 1987
55	Čemerne	tehl.suroviny	2 447 000			1 128 000				m	V. Baňacký, 1987
56	Čaklov	tehl.suroviny							39000 000	m	V. Baňacký, 1987
57	Zámutov	tehl.suroviny							26000 000	m	V. Baňacký, 1987
58	Čierne n.T.	tehl.suroviny							11000 000	m	M. Ľapák a kol., 1988
59	Hanušovce	tehl.suroviny	1 173 000			3 367 000				m	M. Ľapák a kol., 1988
60	V. Šebastová	tehl.suroviny			zásoby nevyčíslené					3	M. Ľapák a kol., 1988
61	Prešov	tehl.suroviny		77 000						m	M. Ľapák a kol., 1988
62	Močarmany	tehl.suroviny	3 611 000			1 434 000				m	M. Ľapák a kol., 1988
63	Drienov	tehl.suroviny		711 000		2 956 000				m	M. Ľapák a kol., 1988
64	Dúbrava	tehl.suroviny						6 000 000		m	M. Kaličiak, 1988
65	Mirkovce	tehl.suroviny						40 000 000		m	M. Kaličiak, 1988

Tab. 31 - pokračovanie

Č. lož.	Názov ložiska	Surovina	Z á s o b y					P ₂	P ₃				
			A	B	C ₁	C ₂	P ₁						
66	Budimír	tehl.suroviny											
67	Tepličany	ker.suroviny	389 000			zásoby nevyčíslené 78 000						kt	M.Ďapák a kol., 1988
68	Fintice	bentonit	118 000			11 000						kt	M.Ďapák a kol., 1988
69	N.Polhora	bentonit				zásoby nevyčíslené							
70	Mirkovce	bentonit											
71	Drienov	bentonit				zásoby nevyčíslené							
72	Lemešany	bentonit				zásoby nevyčíslené							
73	Skrabské	cem.suroviny	4 989 000			1 828 000						kt	M.Ďapák a kol., 1988
74	Michalok	cem.suroviny											
75	Malá Vieska	dolomit	1 890 000			13 071 000						kt	J.Molnár, 1985
76	Solivar	kam. soľ	32 033 000									kt	M.Ďapák a kol., 1988
77	Soľ	kam. soľ				338 819						kt	M.Ďapák a kol., 1988
78	Kanaš	exp.bridlice	3 409 000									kt	A.Ďžubera, 1964
79	Banské	lignit										m	J.Bartalský, 1960
80	Hanušovce	zemný plyn										t ₃	M.Kaličiak, 1988
81	Kecerovce	oxid uhličitý				5 244.10 ⁹						m	B.Leško a kol., 1985
							10,8 mld.					m	J. Ďverčko, 1976

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Pestrá geologická stavba územia podmieňuje charakter reliéfu, ktorý má vplyv na vývoj vegetácie, režim povrchových a podzemných vôd a musí sa brať do úvahy pri rôznych investičných zámeroch. Z hľadiska životného prostredia má teda územie veľmi rozdielny charakter. Jeho veľkú časť tvorí Košická kotlina a Podslanská pahorkatina s mierne zvlňeným reliéfom. Územie odvodňuje Torysa, Olšava a Topľa, pozdĺž ktorých sú husto rozložené jednak mestské aglomerácie, ale hlavne početné vidiecke sídla s poľnohospodárskymi a priemyselnými podnikmi. Daný región je zalesnený len čiastočne a tvoria ho hlavne neogénne sedimentárne horniny s nesúvislým pokryvom kvartérnych sedimentov, ktoré v podstate poskytujú vhodné podmienky pre intenzívnu rastlinnú a živočíšnu výrobu. Intenzifikácia poľnohospodárstva je však úzko spätá s používaním umelých hnojív a pesticídov, čo v mnohých prípadoch veľmi negatívne pôsobí na životné prostredie a znečisťuje povrchové i podzemné vody. Pôvodnú ekologickú rovnováhu do značnej miery narúša aj rozširovanie pôdneho fondu najmä v podhorskej časti Slanských vrchov.

Devastujú sa tým čiastočne zalesnené plochy, ničí sa životné prostredie poľnej zveri a vtáctva, obnažuje sa skalný podklad a vznikajú recentné výmole.

Pomerne husté osídlenie a nedostatočné inžinierske siete (kanalizácia a pod.) majú za následok výraznú fekálnu kontamináciu životného prostredia, k čomu prispievajú aj početné voľné skládky komunálneho odpadu v blízkosti sídiel na voľných priestranstvách, ktoré zároveň narúšajú estetický ráz krajiny.

Životné prostredie sa výrazne zhoršuje hlavne v blízkosti mestských priemyselných aglomerácií (Košice, Prešov), kde sa atmosféra kontaminuje plynými i pevnými exhalátmi. Kontaminácia ovzdušia a tým aj širokého okolitého prírodného prostredia sa najviac prejavuje pri cementárni Bystré. Veľký odpad cementového popolčeka tu v širokom okolí narúša pôvodný ráz krajiny.

Ďalším negatívnym zásahom do životného prostredia je geologická činnosť s ťažbou nerastných surovín. V minulosti ťažené a v súčasnosti opustené ťažobne stavebného kameňa sa len čiastočne rekultivovali. V súčasnosti sa ťaží stavebný kameň v Hubošovciach, Finticiach, Maglovci, Boroviku, Vechci, Juskovej Voli a v Dargove. Ťažba narúša pôvodný ráz krajiny a zapríčiniuje zvýšenú prašnosť v širšom okolí lokalít. Zásahom do prírody sú aj rozsiahle vrtné a banské práce zamerané na prieskum rudných surovín hlavne v širšom okolí Zlatej Bane. Jednak mechanicky znečisťujú povrchové vody, ale je tu aj riziko znečisťovania povrchových i podzemných vôd toxickými kationmi ťažkých kovov.

Z hľadiska životného prostredia má odlišný charakter územie budované neogénnymi vulkanitmi (Slanské vrchy). Toto územie je z prevažnej časti zalesnené listnatými, ale i ihličnatými porastmi. V lesoch sa však v súčasnosti veľmi intenzívne ťaží drevo, čo má v niektorých prípadoch veľmi negatívny vplyv na charakter krajiny. Ide predovšetkým o úplné odlesňovanie svahov a hrebeňov, čím sa vytvárajú vhodné podmienky pre intenzívnu erozívnu činnosť, ale má to tiež negatívny vplyv na udržiavanie biologickej rovnováhy a vodný režim.

V oblasti Slanských vrchov je niekoľko územných rajónov, ktoré sú vyčlenené ako prírodné biologické rezervácie a chránené územia. Ide predovšetkým o lokality s lesníckym motívom (Šimonka, Oblík, Kokošovská dubina, Bačkovská dolina, Malé Brdo), ale aj ďalšie (Nozger - poniklecová lúčka, Zbojnický zámok).

Pekné lesné prostredie Slanských vrchov, prevažne sprístupnené lesnými a asfaltovými cestami, vyvoláva zvýšený turistický ruch, ktorý tiež znečisťuje okolie.

V paleogénnych ílovcovo-pieskovcových sedimentoch sa tiež v plnej miere prejavujú všetky doteraz uvedené negatívne faktory životného prostredia, najmä zvýšená erozívna činnosť, hlavne v oblastiach s intenzívnym odlesňovaním.

Závažným geofaktorom životného prostredia sú svahové deformácie a zosuvy. Zosuvy postihujú všetky horninové komplexy na tomto území. Spôsobuje ich viacero prirodzených i antropogénnych faktorov.

Súčasťou základnej geologickej mapy 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina-severná časť sú aj svahové deformácie, ktoré umožňujú lepšie poznať celkovú geologickú stavbu územia a jeho vývoj a kvalitatívne zvyšujú úroveň základnej geologickej mapy.

Pri rozčlenení a klasifikácii jednotlivých svahových porúch sme ako základnú metódu použili geologicko-geomorfologické terénne mapovanie. Svahové deformácie boli s najväčšou možnou presnosťou graficky znázornené v mapových podkladoch v mierke 1 : 10 000 a zaregistrované v registračných kartách, ktoré sú uložené v Geofonde Bratislava. Okrem tejto základnej metódy sa pri mapovaní svahových deformácií použili letecké multispektrálne snímky, pričom na daný účel sú najvhodnejšie snímky zo samotného vulkanického pohoria a jeho predpolia. Hĺbkový dosah šmykových plôh zosuvov a charakter zosunutých mas sme zisťovali inžinierskogeologickými vrtmi realizovanými GÚDŠ a staršími archívnymi vrtmi. Svahové deformácie sme klasifikovali podľa klasifikácie, ktorú zostavil A. Nemček a kol. (1974).

Z hľadiska regionálneho výskytu svahových deformácií môžeme územie základnej geologickej mapy rozdeliť do troch oblastí s charakteristickými prejavmi porušenia svahov svahovými deformáciami.

Prvú poruchovú oblasť tvorí samotné vulkanické pohorie Slanských vrchov, ďalej jeho predpolie a vulkanické telesá geomorfologického podcelku Stráže, kde blokovými pohybmi a zosuvmi sú porušené neogénne vulkanické komplexy, neogénne sedi-

mentárne súvrstvia, súvrstvia paleogénu a kvartérne akumulácie.

Druhú oblasť tvorí severná časť Košickej kotliny s výraznými prejavmi zosúvania svahov budovaných neogénnymi súvrstviami, paleogénnymi súvrstviami Šarišskej vrchoviny a Spišsko-šarišského medzihoria a mohutnými kvartérnymi akumuláciami.

Tretiu oblasť predstavuje územie S časti Východoslovenskej pahorkatiny, SZ časť Beskydského predhoria a J časť Ondavskej vrchoviny, kde svahové deformácie porušujú súvrstvia neogénu, paleogénu a starších útvarov a tiež kvartérne svahové akumulácie.

Severná časť Slanských vrchov a ich predpolia má rozlohou a intenzitou porušenia svahov prvoradé miesto v rámci celého regiónu. Viac ako 90 % obvodu pohoria je porušených zosuvmi a blokovými deformáciami. Výrazné a hlboké blokové deformácie boli vymapované aj v hlbších častiach pohoria a centrálnych častiach jednotlivých stratovulkánov.

Podľa vyššie uvedenej klasifikácie delíme svahové deformácie v tomto území na skupiny plazenia a zosúvania.

Do skupiny plazenia zaradujeme blokové pohyby pevných, rigidných vulkanických hornín po plastickom podloží, ktoré predstavujú staršie sedimentárne súvrstvia neogénu a paleogénu, resp. plastické polohy vulkanoklastík v komplexoch vulkanických hornín a hydrotermálne premenené polohy v centrálnych zónach stratovulkánov.

Ojedinelý výskyt blokových deformácií na okraji pohoria je spôsobený tektonickým zaklesnutím vulkanických komplexov do starších sedimentárnych súvrství neogénu, čím vznikla prirodzená bariéra pre rozsiahly gravitačný rozpad pohoria. Existujúce blokové deformácie vznikli na miestach, kde hĺbková erózia tokov vytekajúcich z pohoria obnažila styk pevných vulkanických hornín s plastickým neogénnym podloží a následnou deformáciou vznikli morfológicky výrazné blokové rozpadliny, blokové polia a v ich predpolí zosuvy. Typickými sú blokové deformácie JZ od Juskovej Vole, v závere údolia potoka Lomnica západne od Zámutova, rozsiahle blokové rozpadliny a blokové polia na okraji pohoria medzi Hlinným a Zlatníkom, blokové rozpadliny a hlavne blokové polia porušujúce epiklastický komplex periférnej vulkanickej zóny medzi Varhaňovcami a Ortášmi a v neposlednej miere rozsiahle blokové rozpadliny v okolí Bordy a na V od Nižnej a Vyšnej Kamenice.

Výslednou formou pomalých plazivých deformácií pevných vulkanických fácií (lávových prúdov a lávových brekcií) po plastických vulkanoklastických členoch (tufoch a epiklastikách) sú blokové rozpadliny v údolí Slaného potoka, blokové rozpadliny na lokalite Zvaliská JZ od Petroviac, v súčasnosti aktívne blokové rozpadliny na lokalite Červená studňa JZ od Pavloviac a blokové rozpadliny na lokalite Lipovec SV od Opinej.

Charakter a intenzita porušenia okraja vulkanických kužeľov v centrálnych zónach jednotlivých stratovulkánov sú priamo závislé od rozsahu hydrotermálnych premien a od hĺbky erozívneho zrezu. Najrozsiahlejšie svahové deformácie boli vyma-

pované v centrálnej časti zlatobanského stratovulkánu, kde blokovými pohybmi (blokovými rozpadlinami a blokovými poľami) sú deformované relikty vulkanického plášt'a, ktoré ležia superpozične v nadloží hydrotermálne premenených, plastických vulkanických hornín. Vývoj týchto deformácií v severnej a južnej časti centrálnej zóny stratovulkánu je podmienený hĺbkovou eroziou tokov Delne a Olšavy. Blokové poruchy na lokalitách Kujavy, Táncoška a Vyšná Ostrá predstavujú rozvinuté štádium vývoja týchto deformácií. Naproti tomu svahové deformácie podobného charakteru v údolí potoka Šebastovka a v údolí Bačkovského potoka sa nachádzajú v iniciálnom štádiu vývoja a s postupujúcou eroziou sa budú postupne rozvíjať. Väčšia časť územia porušeného blokovými poruchami nejaví v súčasnosti známky intenzívnejšieho pohybu, i keď pomalý - creepový pohyb nemožno vylúčiť. Aktívne pohyby boli zistené na lokalitách Červená studňa JZ od Pavloviec, na lokalite Sokol v údolí Bačkovského potoka a na lokalite Dúbrava V od Vyšnej Kamenice. Tieto aktívne blokové pohyby sa vyznačujú otvorenými trhlinami, zväčša rovnobežnými s eroznym svahom údolia, často bývajú nevyplnené a hlboké 2 - 5 m. Na lokalite Červená studňa dosahujú až 2,0 m šírky na povrchu terénu.

Najpočetnejšia časť svahových deformácií v území vulkanického pohoria a jeho predpolí patrí do skupiny zosúvania. Vývojom územia od samotného vzniku pohoria až po súčasnosť boli vytvorené priaznivé geologicko-tektonické, geomorfologické a hydrogeologické podmienky pre vznik a rozvoj takých rozsiahlych zosuvov ako boli v teréne vymapované a ako sú graficky znázornené v mape.

Kumulácia zosuvov po obvode pohoria je daná superpozičným postavením pevných vulkanických hornín v nadloží plastických sedimentov neogénu a paleogénu, kde na okrajoch pohoria a v priečných erozívnych údoliach dochádza creepovými procesmi k vytlačaniu podložných degradovaných plastických súvrství. Toto vytlačanie je spojené s odľahčením, napúčaním a zmenou konzistencie deformovaného podložia, ktoré sa stáva náchylným na porušenie zosúvaním. Podobné procesy prebiehajú aj v predpolí blokových polí, kde pohyb vulkanických blokov prebieha po plastických neogénnych a paleogénnych súvrstviach. V zosuvných územiach prevládajú zosuvy plošného tvaru, menej časté sú zosuvy prúdové a frontálne. Morfológia týchto zosuvov je v teréne veľmi nápadná, odlučné hrany miestami zasahujú až po samotný okraj vulkanických hornín a sú vysoké 15 až 20 m. Stupňovité poklesávanie terénu svedčí o existencii niekoľkých čiastkových šmykových plôch, ktoré sa smerom do hĺbky spájajú do jednej výraznej šmykovej plochy, resp. zóny. Vo väčšine zosuvov predpokladáme rotačno-planárny priebeh šmykových plôch s ich výrazným zakrivením v odlučných častiach. Charakteristickými lokalitami sú zosuvné svahy medzi Stankovcami a Cabovom, rozsiahle plošné zosuvy v predpolí blokových polí medzi Hlinným a Zlatníkom, zosuvy medzi Petrovcami a Pavlovcami, výrazné zosuvy prúdového tvaru medzi Podhradíkom a Okružnou, deformované svahy medzi Kokošovcami a Sigordom, zosuvy lemujuce

blokové polia pri Varhaňovciach a Ortášoch a mnoho ďalších lokalít.

Veľká časť zosuvov porušuje svahy po obvode kupolovitých extruzívnych až plytkointruzívnych vulkanických telies, ktoré pri svojom vzniku porušili a deformovali staršie sedimentárne súvrstvia a vytvorili veľmi priaznivú geologicko-geomorfologickú zosuvnú štruktúru. Najväčšiu rozlohu má porušené územie po obvode týchto telies medzi Hubošovcami a Kapušanmi, kde plošné, prúdové a frontálne zosuvy porušujú paleogénne súvrstvia v ílovcovo-pieskovcovom vývoji a čiastočne neogénne súvrstvia egenburgu a karpátu. Z ďalších lokalít treba spomenúť porušené územie po obvode vulkanických telies Oblík, Valenčica, Zobraná, Kolejová a ďalších.

Vznik menších zosuvov plošného tvaru v samotnom pohorí a ich rozvoj je podmienený mocnými akumuláciami kvartérnych svahových sedimentov, na báze ktorých vznikli polohy súdržných zemín s nepriaznivými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami.

Z hľadiska aktivity svahové deformácie zatriedené do skupiny zosúvania klasifikujeme ako potenciálne a stabilizované v súčasných prírodných podmienkach. Aktívne zosuvy na okraji vulkanického pohoria a po obvode vulkanických telies sa reaktivovali po nadnormálnych atmosferických zrážkach a príčinám recentného pozitívneho výzdvihu pohoria pozdĺž mladých - kvartérnych zlomov.

Druhou významnou oblasťou z hľadiska vývoja svahových deformácií patriacich do skupiny zosúvania je severná časť Košickej kotliny (severne od Košíc), najvýchodnejšie výbežky Šarišskej vrchoviny a Spišsko-šarišského medzihoria. Vyskytujú sa tu predovšetkým rôzne typy zosuvov, čo sa týka ich plošného obmedzenia, veku a aktivity. Najpočetnejšiu skupinu tvoria zosuvy potenciálne, najmä plošného a prúdového tvaru, menej frontálne zosuvy. V súčasnosti sa aktívne, ale aj stabilizované zosuvy vyskytujú pomerne zriedkavo. Z hľadiska veku sme v zmysle M. Špúrka (1976) všetky zosuvy zaradili k recentným typom. Podľa hĺbky priebehu šmykových plôch (overených predovšetkým inžinierskogeologickými vrtmi) prevládajú zosuvy plytké (3 - 6 m), menej časté sú zosuvy stredne hlboké a hlboké (6 - 25 m). Prevažná väčšina zosuvov má zloženú, t.j. rotačno-planárnu šmykovú plochu. Časté sú prípady, keď šmyková plocha pozostáva z niekoľkých čiastkových plôch. Svedčí o tom existencia niekoľkých odlučných stien nad sebou, ako aj stupňovitý charakter reliéfu zosuvov (napr. zosuvy v okolí Budimíra).

Priemerný sklon zosuvných svahov je v oblastiach výskytu neogénnych sedimentov $5 - 7^{\circ}$, kým v oblastiach budovaných paleogénnymi sedimentami $7 - 9^{\circ}$.

Zosuvy v tejto oblasti regiónu, ako je zrejmé z geologickej mapy, sú koncentrované na určité priaznivé geologicko-geomorfologické štruktúry. Medzi Košicami a Lemešanmi vznikli pomerne rozsiahle plošné zosuvy s blokmi, resp. kryhami slabo litifikovaných limonitizovaných varhaňovských štrkov ležiacich na ílovcovo-prachovcovom podloží. V okolí kóty Viničná sa nachádzajú rozsiahle a hlboké plošné zosuvy s typickými kryhami

zlepencov, ktoré sa postupne po svahu rozpadávajú na štrky. Odľučné steny niektorých zosuvov na tejto lokalite dosahujú výšku 20 - 25 m. Ich šmykové plochy prebiehajú v hĺbkach 15 - 20 m.

Ďalšia priaznivá štruktúra pre vznik zosuvov sa nachádza v oblasti výskytu hrubých akumulácií pleistocénnych proluviálnych kužeľov východne a juhovýchodne od Prešova. Zosuvy sú viazané predovšetkým na svahy so severnou expozíciou mladých erózných dolín (východno-západného priebehu) s výraznou asymetriou. Svahy sú budované ílovcovo-prachovcovými súvrstviami neogénu v nadloží s hrubými proluviálnymi štrkami a hlinitými sedimentami.

Na vznik a vývoj svahových deformácií, resp. zosuvov sú v tejto oblasti priaznivé podmienky. V prvom rade je to geologická stavba svahov, ďalej klimatické, morfológické a hydrogeologické pomery. Vznik zosuvov podmienuje viacero prírodných i antropogénnych faktorov, z ktorých vždy jeden alebo dva majú dominantné postavenie. K prirodzeným patria hlavne zvetrávanie, vztlakové účinky podzemnej vody, prevlhčenie, erózia, denudácia, neotektonické pohyby. Z antropogénnych faktorov treba spomenúť odlesňovanie, podkopanie alebo priťaženie svahu a poddolovanie.

Treťou oblasťou významnou z hľadiska výskytu svahových deformácií je severná časť regiónu, aj keď je tu menej zosuvov ako v predchádzajúcich oblastiach. Prakticky všetky deformácie tu patria do skupiny zosúvania. Ide o rôzne typy zosuvov, ktoré sa vyskytujú v celej oblasti, nápadná je však ich koncentrácia v severovýchodnom cípe regiónu. Viazu sa najmä na stykovú oblasť bradlového pásma so severným bradlovým paleogénom medzi obcami Babie a Remeniny. Zosuvy majú značný plošný rozsah a hĺbku. Predpokladáme, že šmykové plochy niektorých z nich zasahujú až do vetraných častí ílovcového podložia, t.j. do hĺbok 10 - 15 m. Prevažujú plošné potenciálne zosuvy.

V pruhu medzi obcami Kuková - Lúčka - Kračúnovce - Železník sa zosuvy viažu na výskyt ílovcov a pieskovcov malcovských vrstiev. Zosuvy sú prevažne potenciálne, plošné a prúdové a zasahujú väčšinou kvartérne svahové sedimenty. Zložené (rotačno-planárne) šmykové plochy prebiehajú často na rozhraní kvartérnych a starších hornín.

Oblasť výskytu belovežských vrstiev medzi R. Kručovom - Lomným a Bránami, resp. Turanmi nad Ondavou je porušená početnými zosuvmi prúdového a plošného tvaru. Okrem prírodných faktorov, ako sú erózia, zvetrávanie, prevlhčenie, vztlakové účinky podzemnej vody, ich vyvolávajú aj antropogénne faktory (kolísanie hladiny vody v priehradnej nádrži Veľká Domaša, podkopanie päty svahu pri výstavbe cestných komunikácií a pod.).

Zvýšený výskyt zosuvov v okolí obce Matiaška poukazuje snáď na väčšie zastúpenie vložiek ílovcov v pieskovcoch strihovských vrstiev.

Priemerný sklon zosuvných svahov je 7 - 12⁰, menej strmé

(5° - 6°), resp. strmšie svahy (15° - 20°) sa zosúvajú zriedkavejšie.

Existencia veľkého počtu svahových deformácií v celej oblasti regiónu, ktoré svojou rozlohou zaberajú značnú jej časť, prináša z národohospodárskeho hľadiska mnohé problémy. Zosuvy znehodnocujú veľké plochy poľnohospodárskej a lesnej pôdy (včítane lesných porastov), poškodzujú jestvujúce inžinierske diela, resp. sťažujú stavbu nových diel (napr. sídlisko Sekčov v Prešove, poškodená štátna cesta severne od obce Chmeľov, porušenie plynovodu pri Finticiach, diaľkového kábla pri Gregorovciach, sídlisko Dargovských hrdinov v Košiciach).

Aby sa racionálne využívalo prírodné prostredie, čoraz častejšie sa stavia na svahovitých a zosuvmi porušených územiach. Kládí to zvýšené nároky na kvalitu prieskumných i projekčných prác. Svahové deformácie charakterizované v rámci regiónu predstavujú dôležitú informáciu a sú zároveň podkladom pre prieskumné a projekčné organizácie.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1 Košický Klečenov

Severozápadne od obce pri ceste na Bordu vystupuje relikv pyroklastického kužeľa tvorený andezitovými palagonitovými tufmi a centrálnym andezitovým nekom. Zachovala sa časť jeho vnútornej prikráterovej zóny s dobre triedenými a zvrstvenými lapilovo-pemzovými tufmi. Na vrstvách tufov pozorovať sklzové deformácie a stopy po padaní vulkanických andezitových bômb. Ide o subakválne vulkanické centrum s aktivitou v strednom až vyššom sarmate.

2 Bačkovská dolina

V strednej časti Bačkovskej doliny SZ od Dargova na pravej strane potoka pod kótou Sokol vystupujú skalné bralá dlhé 150 - 200 m a vysoké 40 - 50 m. Predstavujú relikty vulkanického kužeľa stratovulkánu Strechový vrch, ktorý je tvorený prevažne dobre triedenými a zvrstvenými autochtónnymi pyroklastikami (tufy, aglomeráty, vulkanické brekcie) a lávovými prúdmi.

Lokalita predstavuje jednu z najkrajších a najlepšie zachovaných facií vulkanického kužeľa v Slanských vrchoch.

3 Davidov

Západne od obce (1 km) v hlboko vyerodovanom údolí potoka je úzka súteska so skalnými stenami výšky 30 - 40 m z andezitových epiklastík rôznych zrnitostných variet (brekcie, konglomeráty, pieskovce) s vložkami redeponovaných pyroklastík a tufov. Prírodné výtvary skalných brál s úzkou súteskou sú chráneným územím.

4 Banské

Banská kotlina v širšom okolí obce predstavuje intravulkanickú panvičku, v ktorej sa v jazernom prostredí (vyšší sarmat) usadzovali polohy andezitových epiklastík a redeponovaných pyroklastík s vložkami ílov, lignitového uhlia a limnokvarcitov. Limnokvarcit je vyhľadávaným kameňom zberateľov a na povrch vystupuje v niekoľkých izolovaných reliktoch západne od obce.

5 Merník

Južne od obce po oboch stranách potoka Kúty vystupujú polymiktné "mernické zlepenice", ktoré sú súčasťou zuberského sú-

vrstvia s doloženým paleogénnym vekom. Časté sú v nich valúny ultrabázických hornín.

6 Rudlov

Západne od obce (4 km) v oblasti vulkanického pláštia zlatobanského stratovulkánu vystupujú rozsiahle skalné bralá, ktoré tvoria relikty lávových prúdov pyroxenických andezitov s veľmi výraznou lavicovitou a doskovitou odlučnosťou.

7 Oblík

JZ od obce Petrovce vystupuje rad plytkointruzívnych teles dioritových porfyritov, z ktorých je morfológicky najvýraznejšie teleso Oblík. Hornina má prevažne výraznú veľkblockovú odlučnosť, miestami s výraznou brekciáciou (Sokolie skaly na juh od Oblíka).

Telesá dioritových porfyritov výrazne kontaktne metamorfujú okolné sedimenty spodného miocénu (Hrb - severne od Oblíka). Územie je zaradené medzi prírodné biologické rezervácie.

8 Pavlovce I

Na juh od obce v eróznom záreze potoka s bočnými stenami vysokými do 20 m vystupujú polymiktné zlepence až hrubozrnné pieskovce, ktoré sú súčasťou zuberského súvrstvia. Zlepence sú litologickou i stratigrafickou fáciou pucovských zlepenčov a tvorí ich prevažne materiál z kryštalinika, zriedkavejšie z mezozoika.

9 Pavlovce II

V eróznom kaňonovitom údolí potoka západne od obce s výškou bočných stien do 15 m vystupujú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu v typickom flyšovom vývoji. Ide o rytmické striedanie lavicovitých pieskovčov, piesčitých ílovcov a ílovcov s bridličnatým rozpadom. Na spodných plochách vrstiev sú časté hieroglyfy.

10 Hanušovce - Vlača

Ide o malý opustený lom SZ od obce Vlača. Vystupujú tu pestré fialovočervené púchovské sliene a slienovce morskej kriedy. Pestrý slienovcový vývoj do nadložia prechádza do vápnitého flyšového vývoja pročských vrstiev. Na odkryve je zjavný postupný, neprerušovaný vývoj sedimentov vrchnej kriedy do paleogénnych pročských vrstiev bez vplyvu laramskej fázy vrásnenia.

10a Medzianky

V opustenom lome na východnom okraji obce vystupujú hrubozrnné karbonatické zlepence až hrubozrnné pieskovce bradlo-

vého paleogénu (súľovský vývoj). V blízkom okolí vystupujú skalné útvary týchto litofácií, na ktorých boli objavené zvyšky základov hradu z 12. - 13. storočia.

11 Chmeľov

Na SZ od obce v záreze novej cesty do Giraloviec je odkrytý profil v púchovských slieňoch, slieňovcoch a vápnitých pieskovcoch až piesčitých vápencoch bradlového pásma.

12 Záhradné

Na JZ od obce v prostredí paleogénnych sedimentov vystupuje extruzívne andezitové teleso s vrcholovou kótou Maliniak. V jeho severnej časti je opustený veľký štvoretážový lom. Andezit má prevažne nepravidelnú veľkoblokovú a po navetraní výraznú guľovitú odlučnosť. Obsahuje granát, ktorý v hornine tvorí naružovelé oká 1 - 2 cm.

13 Veľký Šariš - Šarišský hrad

V paleogénnych sedimentoch, na ktorých sú zachované rozsiahle zvyšky Šarišského hradu, na SZ od obce vystupuje morfológicky veľmi nápadné extruzívne andezitové teleso. Morfológickú vyvýšeninu po obvode až do nadmorskej výšky 350 m (východná časť) a 510 m (západná časť) tvoria prevažne vztýčené vrstvy paleogénnych sedimentov, vrcholovú časť pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom.

14 Prešov - tehelňa

Severne od Prešova leží známa (dnes značne devastovaná) lokalita - stratotypový profil egenburgu prešovského súvrstvia s dobre zachovanou faunou mäkkýšov.

15 Maglovec

Smerom na S od obce Vyšná Šebastová v prostredí sedimentov spodného miocénu vystupuje morfológicky výrazné teleso dioritového porfyritu - Maglovec, v ktorom je založený veľký dvoj- etážový lom. Lokalita je vyhľadávaným miestom hlavne zberateľov minerálov, pretože v puklinách a dutinách vystupuje celý rad postmagmatických minerálov, z ktorých je najrozšírenejší chabazit.

16 Údolie potoka Šťavica

V uzávere doliny potoka Šťavica (SZ od Zlatej Bane) je kotlovitá depresia predstavujúca centrálnu vulkanickú zónu stratovulkánu Šťavica. V prostredí hydrotermálne premenených hornín tu vystupujú telesá dioritových porfyritov vo forme dajok a nekov. Jedným z nich je teleso pri prameni kyselky (vrch-

ný prameň). Dioritový porfyrít má veľkoblokový rozpad a sú v ňom veľmi nápadné a výrazné výrastlice amfibolu s veľkosťou až 5 cm.

Voda minerálnych prameňov je $\text{Ca}(\text{Mg})\text{HCO}_3\text{Cl}$ typu s celkovou mineralizáciou $2,5 \text{ g.l}^{-1}$.

17 Zlatá Baňa - Sigord

Západne od Zlatej Bane vystupujú v údolí potoka Delňa na ľavej strane (oproti ústiu potoka Šťavica) výrazné skalné bralá do výšky 30 - 40 m - Sigordské skaly.

Tvoria ich zbrekčovatené lávové prúdy pyroxenických andezitov a sú súčasťou vulkanického pláštia stratovulkánu Šťavica.

18 Zlatá Baňa - Zlatobanská kotlina

Širšie okolie Zlatej Bane je súčasťou výraznej kotlovitej depresie, ktorá predstavuje centrálnu vulkanickú zónu zlatobanského stratovulkánu. Územie je na povrchu tvorené komplexom hydrotermálne premenených hornín, v ktorom vystupujú na povrch dajky a neky dioritových porfyrítov. Telesá dioritových porfyrítov tvoria morfológické vyvýšeniny (napríklad teleso Nozger v JV časti). Depresia je po obvode lemovaná nesúvislým vencom reliktovej vulkanického kužeľa a vulkanického pláštia.

19 Zlatá Baňa - Bodoň

JZ od obce v oblasti vulkanického pláštia zlatobanského stratovulkánu je na kóte Bodoň zachovaný relikť lávového prúdu pyroxenických andezitov, ktorý tvorí morfológicky ostro ohraničenú vyvýšeninu vo forme brala s rozmermi $100 \times 100 \times 30 \text{ m}$. Andezit má výraznú doskovitú odlučnosť.

20 Zlatá Baňa - Šimonka

Najvyššie položeným bodom v Slanských vrchoch je kóta Šimonka (1 092 m) východne od Zlatej Bane, ktorá je jedným z najnavštevovanejších turistických miest v Slanských vrchoch s výhľadom na celú severnú časť Slanských vrchov a priľahlé územie.

Vo forme skalných brál sú tu zachované relikty lávových prúdov pyroxenických andezitov s výraznou a typickou lavicovito-doskovitou odlučnosťou. Územie je zaradené medzi prírodné biologické rezervácie.

21 Dubník - opáľové bane

Pri ceste z Červenice do Zlatej Bane sú rozsiahle opustené opáľové bane. Na povrchu sú zachované pozostatky banských diel a haldy. Lokalita patrí medzi chránené krajinné oblasti a je tiež významným zimoviskom netopierov.

22 Opiná

Západne od obce na pravej strane Olšavy je významný odkryv v komplexe andezitových epiklastík a redeponovaných pyroklastík, ktorý je súčasťou periférnej zóny zlatobanského stratovulkánu. V jeho bazálnej časti vystupujú epiklastické konglomeráty s častým nevulkanickým materiálom (kremeň, kremeneč, pieskovec). V nadloží sú polohy andezitových epiklastík s vložkami redeponovaných tufov.

23 Rankovce - potok Hrabovec

Západne od cesty Rankovce - Kecerovce je v záreze potoka Hrabovec odkrytý profil rankovských tufov vystupujúcich v bazálnej časti stretavského súvrstvia. Vystupujú tu redeponované ryolitové lapilovo-pemzové tufy s vložkami ryolitových epiklastických brekcií až epiklastických pieskovcov.

24 Rankovce - Rankovské skaly

SV od obce vystupuje vo forme polmesiaca relikť vulkanického kužeľa andezitového stratovulkánu Rankovských skál. Tvoria ho prevažne autochtónne pyroklastiká (vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy), v ktorých sú tenké zbrekčovatené lávové prúdy. Celý profil stavby kužeľa je odkrytý v skalných stenách vysokých viac ako 80 m.

25 Herľany - gejzír

Významnou turistickou, ale i geologickou lokalitou je herľiansky gejzír. Je to vrt otvorený v roku 1878, ktorým bol navrtaný artézsky horizont vody. Erupcie vody na povrch spôsobuje oxid uhličitý, ktorým sa voda nasycuje a preplynuje. Gejzír je v činnosti viac ako 100 rokov, ale čas medzi jednotlivými erupciami sa postupne predlžuje. V súčasnosti je interval 26 - 30 hodín. Výdatnosť výtoku je 25 - 30 l/s. Voda je slabo až stredne mineralizovaná, alkalicko-slaná, sodno-hydrouhličitanový typ s teplotou 17°C.

26 Vyšná Kamenica

V údolí Kamenického potoka (SV od obce) vystupujú andezitové extruzívne telesá, ktoré prerážajú komplex andezitových epiklastík a redeponovaných pyroklastík. V blízkosti telies vystupujú v epiklastikách šošovkovité telesá opálov známych pod názvom herľiansky mäsový opál. Prístup na lokality je z cesty Herľany - Banské.

27 Ťahanovce - Viničná

Hlinisko 300 m JJZ od kóty 408 (Viničná) má rozmery 150x50x5 m. V spodnej časti vystupujú prachovité ílovce až prachovce svetlosivej farby. Ich hlavnou zložkou je illit.

Vrchná časť (2 m) je tvorená typickými drobnými až strednozrnými štrkami klčovského súvrstvia (varhaňovské štrky).

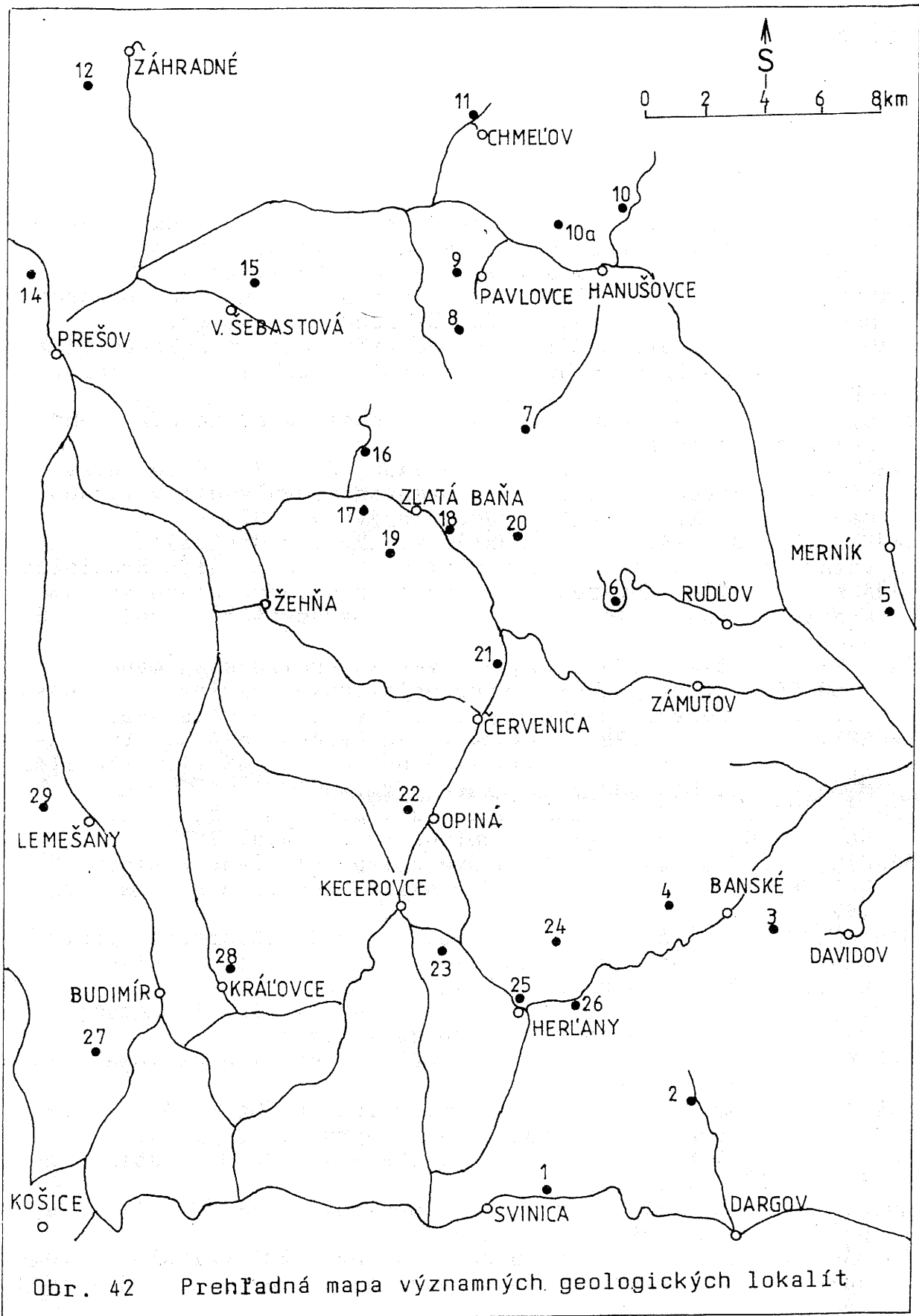
28 Kráľovce

Lokalita sa nachádza SV od obce na ľavej strane Kráľovského potoka. V miernom svahu v úzkom eróznom údolí je dobre odkrytý profil bazálnej časti klčovského súvrstvia. Eróziou občasného toku malého potoka sa vytvorilo úzke kaňonovité údolie (súteska) so zvislými stenami vysokými 8 - 10 m v dĺžke 50 m.

V spodnej časti vystupujú sivobiele redeponované pemzové ryolitové tufy s výraznými bielymi pemzami a ojedinelými fragmentami sivých pyroxenických andezitov. V nadloží tufov je v údolí odkrytý profil varhaňovských štrkov s ojedinelými vložkami ílov. V štrkoch sú časté prekremenené kusy dreva.

29 Ličartovce

V bočnej uličke pod kostolom (zárez cesty 20 x 6 m) vystupujú v podloží deluviálnych hĺn silne zvetrané, takmer monomiktne (dolomitové) zlepené bazálnej časti karpátu, ktoré prechádzajú do hrubozrnných pieskovcov s náznakmi gradačného zvrstvenia. Sú rozpadavé s priemernou veľkosťou valúnov 2 - 3 cm.



Obr. 42 Prehľadná mapa významných geologických lokalít

LITERATÚRA

- ADAMOVSÁ, V. a kol. 1977: Zpráva o reflexně-seismickém měření v Centrálně Karpatském paleogenu a flyši Východního Slovenska v roce 1975 a 1976. Geofond Bratislava.
- ADAMOVSÝ, L. a kol. 1970: Seismický průzkum Východoslovenské neogénnej oblasti v roce 1970. Geofond Bratislava.
- ADAMOVSÝ, L. a kol. 1972: Zpráva o refrakčně seismickém průzkumu Východoslovenského flyše, profily 2/R/71, 72, 6/R/72, 6B/72. Geofond Bratislava.
- BAČO, P. 1987: Závěrečná správa a výpočet zásob Merník VP-Hg. Geofond Bratislava.
- BAGDASARJAN, G. P. - SLÁVIK, J. - VASS, D. 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. - Geol. práce, Správy, 55, 87-96.
- BAJO, I. - BUJALKA, P. - HALUŠKA, M. 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských a Vihorlatských vrchov, Alfa Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. 1974: Závěrečná správa za prehľadnú etapu výskumu kvartéru Východoslovenskej nížiny. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. et al. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 severnej časti Východoslovenskej nížiny. Čiastková závěrečná správa. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. a kol. 1987: Čiastková závěrečná správa; Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 38 112 a 38 114. Manuskript. Geofond Bratislava, 121.
- BARKÁČ, Z. 1971: Závěrečná správa a výpočet zásob, Prešov - Košice, D-1. Manuskript. Geofond Bratislava, 156.
- BARKÁČ, Z. 1973: Závěrečná správa a výpočet zásob z etapy VP D-1, Košice - Michalovce. Manuskript. Geofond Bratislava, 197.
- BARTALSKÝ, J. - MAGA, J. - KOTRAS, J. 1960: Závěrečná správa a výpočet zásob ložiska Kanaš - exp. bridlice so stavom k 1.5.1960. Geofond Bratislava.
- BENDA, V. - CECELIN, V. 1976: Malá Vieska - PVE, II. etapa geofyzikálnych měření. Geofond Bratislava.
- BERNÁT, J. 1972: Správa o geofyzikálnych prácich na lokalitě Malá Vieska. Geofond Bratislava.
- BIEDA, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na východnom Slovensku. - Geol. práce, Správy, 18, s. 131-190.
- BUDAY, T. - CÍCHA, I. - SENEŠ, J. 1965: Miozän der Westkarpaten, GÚDŠ Bratislava, 295.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II - Západní Karpaty. Akademie Praha.
- BUJŇÁKOVÁ, M. a kol. 1979: Slanské vrchy. Geofyzikálny prieskum - I. etapa. Závěrečná správa. Archív Geofyzika Bratislava.

- BURIAN, J. - SLAVKAY, M. - ŠTOHL, J. - TÖSZÉR, J. 1985: Metalogenéza vulkanitov Slovenska. Mineralia slov., monografia, Alfa Bratislava, 269.
- BURSA, O. - FEJFAR, M. 1974: Vertikální seismické profilování. Manuskript. Geofond Bratislava.
- BURSA, O. - FEJFAR, M. 1975: K metodice měření a digitálního spracování vertikálního seismického profilování a seismokarotáže. Manuskript. Archív Geofyzika Brno.
- BUTKOVIČ, Š. 1970: História slovenského drahého opálu z Dubníka. Alfa Bratislava.
- CIBUĽKA, Ľ. 1970: Drienov - Lemešany, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Geofond Bratislava.
- CICHA, I. - KHEIL, J. 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogénnej oblasti. Sb. ÚÚG.27, Praha, 315-339.
- ČUCHRÁČ, M. - NOVYSEDLÁK, J. - KOTRAS, J. 1965: Závěrečná správa a výpočet zásob Skrabské - cementárske sliene. Doplňujúci prieskum. Archív GP Košice.
- ČVERČKO, J. - ĎURICA, D. - RUDINEC, R. 1968: Příspěvek k hranici torton-sarmat ve východoslovenské neogénnej panvi. Zpr. geol. výsk. ÚÚG Praha, 252-256.
- ČVERČKO, J. 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúry prieskum Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript. Archív Nafta Michalovce, 78.
- ČVERČKO, J. 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj ďalším niektorým klasifikačným znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. Zemný plyn a nafta, Hodonín-Gbely, roč.XIX, 2, 97-111.
- ČVERČKO, J. 1976: Geológia ložísk CO₂ vo VSN a v jeho podloží s návrhom na doplňujúci prieskum. Manuskript. Archív Nafta Michalovce.
- ČVERČKO, J. 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti. Kand. dipl. práca. MND Michalovce, 143.
- ČVERČKO, J. - RUDINEC, R. 1969: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. Geol. práce, Zoš., 63, 169-174.
- DANEČEK, O. a kol. 1982: Zpráva o refrakčně seismickém průzkumu v Centrálně-Karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1981. Geofond Bratislava.
- DESCÍK, M. 1981: Slánske vrchy - geofyzikálny prieskum v oblasti Strechov vrch. Geofond Bratislava.
- DIVINEC, Ľ. - VOLKO, P. 1986: Charakteristika sekundárnej geochemickej aureoly ložiska Zlatá Baňa, Slanské vrchy. Mineralia slov., 3, 227-236.
- DIVINEC, Ľ. - KOTUĽÁK, P. - REPČIAK, M. - KALIČIAKOVÁ, E. - ĎUĎA, R. 1988: Ložisko Zlatá Baňa vo svetle nových údajov geologického prieskumu. Mineralia slov. 20, 3, 221-138.
- DOBRA, E. 1970 b: Tepličany - Viničná, Keramické suroviny, stav k 1.10.1970. Manuskript. Geofond Bratislava.
- ĎUĎA, R. - TOZSÉR, J. - BURDA, P. - KALIČIAK, M. 1977. Minerologické pomery Hg ložiska Dubník. Mineralia slov., 9, Bratislava, 463-478.
- ĎUĎA, R. - KRISTÍN, J. 1978: Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. Mineralia slov., 10, 47-53.

- ĎUĎA, R. - ČERNÝ, P. - KALIČIAK, M. - TÖZSÉR, J. - ULRICH, J. - VESELOVSKÝ, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. Mineralia slovac, monografia, 2, Alfa Bratislava, 98.
- ĎUĎA, R. - KALIČIAKOVÁ, E. 1987: Mineralogicko-paragenetické pomery na Hg ložisku Merník. Mineralia slov. 5, 423-442.
- ĎURICA, D. - KALIČIAK, M. - KREUZER, M. - MULLER, P. - SLÁVIK, J. - TÖZSÉR, J. - VASS, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the Light of recent radiometric age determinations. Vest. ÚÚG, 2, Praha, 75-88.
- ĎURICA, D. 1982: Geológia východoslovenskej nížiny. Mineralia slov., monografia, 1, Alfa Bratislava, 3-60.
- ĎURŽA, O. - ĎUĎA, R. 1981: Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Zlatá Baňa. Mineralia slov., 13, 5, 443-449.
- FEJDIOVÁ, O. 1980: Lužnianske súvrstvie - formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. práce, Správy 74, 95-176.
- FERENC, P. 1974: Dielčia správa o geofyzikálnom meraní na lokalite Dubník - I. časť. Geofond Bratislava.
- FERENC, P. 1975: Dubník Hg, záverečná správa z geofyzikálnych meraní. Geofond Bratislava.
- FILKOVÁ, V. a kol. 1971: Vrtne-refrakční měření v oblasti Košickej kotliny na hlubinném vrtu Rozhanovce-1. Geofond Bratislava.
- FILKOVÁ, V. a kol. 1976: Vrtne-refrakční měření v širším okolí vrtu Prešov-1. Geofond Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. 1964: Hydrogeologický prieskum aluviálnych náplavov Hornádu. Manuskript. Geofond Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. 1969: Hornád - Torysa, výpočet zásob podzemných vôd. Manuskript. Geofond Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. - BANSKÝ, V. 1971: Torysa - výpočet zásob podzemných vôd. Manuskript. Geofond Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. 1981: Čierna hora - hydrogeológia. Manuskript. Geofond Bratislava.
- FUSÁN, O. - IBRMAJER, J. - PLANČÁR, J. - SLÁVIK, J. - SMIŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Záp. Karpaty, 15, Bratislava, 83-92.
- GAŠPARÍK, J. 1979: Paleogeografické mapy Slovenska. Neogén. GÚDŠ Bratislava, 1-34.
- GAŠPARÍKOVÁ, V. 1963: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza. Geol. práce, Správy 29, 105-110.
- GILL, J. 1981: Orogenetic andesites and Plate tectonics. (Berlín).
- GRECULA, P. - KALIČIAK, M. - VARGA, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. Mineralia slov. 6, 419-448.
- GROSS, P. - KOHLER, E. - SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. práce, Správy, 81, 103-117.
- HADAMOVSÝ, F. - MOŘKOVŠKÝ, M. 1964: Výročná zpráva o detailním gravimetrickém měření provedeném v r. 1963 ve východoslovenském neogénu, oblast Prešovská kotlina. Geofond Bratislava.

- HALMEŠOVÁ, S. - HLADÍK, P. 1980: Geofyzikálny prieskum sídliska Košice-Ľahanovce, XI. obvod. Geofond Bratislava.
- HALMEŠOVÁ, S. - SPEVÁKOVÁ, M. 1982: Hubošovce - stavebný kameň, geofyzikálny prieskum. Geofond Bratislava.
- HALUŠKA, M. 1980: Slánske pohorie - hydrogeológia. Manuskript. Geofond Bratislava, 206.
- HANZEL, V. et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Košice. GÚDŠ Bratislava.
- HARČAR, J. - NOVODOMEČ, R. 1982. Geomorfológia okresu Prešov. Spravodaj Slov. geogr. spol., 21, Prešov.
- HOLZBAUER, K. a kol. 1966: Reflexné seismický průzkum východoslovenského neogénu v r. 1965. Geofond Bratislava.
- HOLZKNECHT, M. 1970: Mikrofaunistické vyhodnotenie vrtovej KE 1-65. Manuskript. Archív Nafta Michalovce.
- CHOCHOĽ, M. - ŠKVARKA, L. - RAPANT, S. 1984: Hydrogeologické pomery Šarišskej vrchoviny. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1954: Záverečná správa a výpočet zásob Tepličany - markazit. Manuskript. Geofond Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1955: Markazitové ložisko v neogéne východného Slovenska pri Tepličanoch. Geol. práce, Geotechnika, 9, Bratislava.
- JACKO, S. 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západné Karpaty, séria geológia, 3, 59-80.
- JACKO, S. 1981: Permský vulkanizmus pásma Čiernej hory, In: Paleovulkanizmus Záp. Karpát, GÚDŠ Bratislava, 105-114.
- JACKO, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. Geol. práce, Správy, 82, 127-133.
- JANÁČEK, J. 1965: Výskum neogénu východného Slovenska, list Košice 1:50 000. Ročná správa za rok 1964. Manuskript. Geofond Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1967: Poznámky ke stratigrafii a paleogeografii miocénu a pliocénu Košickej kotliny. Geol. práce, Zprávy, 41.
- JANÁČEK, J. 1972: Základní geologický výzkum Východního Slovenska, list Solivar, sekce Drienov 1:25 000. Manuskript. Geofond Bratislava.
- JANÁČEK, J. - ČVERČKO, J. - ZAPLETALOVÁ, I. 1975: Nové zjištění v stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živců. Geol. práce, Správy, 64, 151-184.
- JANÍK, S. 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite soľonosnej oblasti Prešov. Geofond Bratislava.
- JANOČKO, J. et al. 1987: Polygenetické sedimenty JV od Prešova a ich IG vlastnosti. Geol. práce, Správy, v tlači.
- JANOČKO, J. 1988: Kvartérne sedimenty západných svahov severnej časti Slánskych vrchov a ich podhoria. Manuskript. Geofond Bratislava, 52.
- JANOŠTÍK, M. - ODSTRČIL, J. 1975: Vyhledávací hydrogeologický průzkum ve Slánském pohorí. Geofyzikální měření v roce 1974. Geofond Bratislava.
- JARÝ, J. a kol. 1976: Zpráva o refrakčním seismickém průzkumu ve flyši a Centrálně-karpatském paleogénu východního Sloven-

- ska v roce 1975. Geofond Bratislava.
- JIŘÍČEK, J. 1972: Problém hranice sarmat-panon ve vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvi. *Mineralia slov.*, 1, 14, 39-81.
- KALIČIAK, M. 1968: Horninotvorné minerály a petrografia vulkanitov širšieho okolia Zámutova. Diplomová práca. PF UK Bratislava.
- KALIČIAK, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v sev. časti Slánskych vrchov. Kand. diz. práca. Geofond Bratislava, 114.
- KALIČIAK, M. - ĎUĎA, R. - BURDA, P. - KALIČIAKOVÁ, E. 1977 a: Geologicko-štruktúrna charakteristika Dubníckych opálových ložísk. Zb. Východosl. múzea, Košice, séria AB, 7-21.
- KALIČIAK, M. - BURDA, P. - ĎUĎA, R. - OČENÁŠ, D. 1977 b: Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani. *Mineralia slov.*, 9, 1, 67-78.
- KALIČIAK, M. - ĎUĎA, R. - BURDA, P. - KALIČIAKOVÁ, E. 1977 c: Cu-mineralizácia v severnej časti Slánskych vrchov. *Mineralia slov.*, 9, 6, 495-500.
- KALIČIAK, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti Zlatobanského vulkanického aparátu (sev. časť Slánskych vrchov). *Mineralia slov.*, 1, 1-25.
- KALIČIAK, M. - TÓZSÉR, J. - ĎUĎA, R. - KALIČIAKOVÁ, E. 1981: Náčrt metalogenézy Slánskych vrchov. In: Zbor. Geol. dni J. Slávika, Košice, 85-92.
- KALIČIAK, M. - ĎUĎA, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom poli. *Mineralia slov.* 13, 1-23.
- KALIČIAK, M. a kol., 1984: Vysvetlivky k listu mapy 38-131. Čiastková záverečná správa. Geofond Bratislava.
- KALIČIAK, M. a kol. 1985: Vysvetlivky k listu 38-113 (Soľ-3). Manuskript. Geofond Bratislava.
- KALIČIAK, M. - REPČOK, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v sev. časti Slánskych vrchov. *Mineralia slov.* 5, 401-415.
- KALIČIAK, M. a kol. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 - Zlatá Baňa 38-111. Manuskript. Geofond Bratislava.
- KALIČIAK, M. - KONEČNÝ, V. - LEXA, J. 1988: Štruktúry a vývoj neogénneho vulkanizmu Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. *Geol. práce, Spr.*, 88, 79-104.
- KALIČIAK, M. 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch. *Mineralia slov.* 5, 417-434.
- KALIČIAK, M. et al. 1988: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova. *Mineralia slov.*, 5, 435-453.
- KALIČIAK, M. - ŽEC, B. 1988: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slánske vrchy) a jeho prognózný význam. Západné Karpaty (v tlači).
- KALIČIAKOVÁ, E. 1987: Zlatá Baňa SZ - zmena projektu č. 2. Manuskript. Archív GP Košice.

- KANTOR, J. - REPČOK, I. - ĎURKOVIČOVÁ, J. - ELIÁŠ, K. 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického datovania. Geofond Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. - KANTOR, J. 1955: Príspevok ku poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Geol. sborník, Bratislava.
- KARNIŠ, J. - KVITKOVIČ, J. 1972: Prehľad geomorfologických pomerov Východného Slovenska. Geografické práce, 1, Bratislava.
- KAROLI, S. a kol. 1985: Vysvetlivky k listu 37-222 Prešov-2. Manuskript. Geofond Bratislava, 95.
- KAROLI, S. a kol. 1986: Vysvetlivky k listu 37-224, Prešov-4. Manuskript. Geofond Bratislava, 111.
- KAROLI, S. - ZLINSKÁ, A. 1988: Výsledky litologického a mikrobiolostratigrafického výskumu neogénnych sedimentov v severnej časti Košickej kotliny. Manuskript. Geofond Bratislava, 33.
- KLEPERLIKOVÁ, L. 1953: Detailní gravimetrický průzkum v oblasti Soř a Hrabovec. Archív Geofyzika Brno.
- KORÁB, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. 1981: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list 28 334. Archív GÚDŠ Bratislava, 50.
- KOŠECKÝ, E. 1958: Správa o geofyzikálnom prieskume lokality Hg-rúd pri Merníku a pri Vranove. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- KOŠECKÝ, E. 1958: Správa o geofyzikálnom prieskume tektonickej zóny v území Merník - Vranov. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- KOŠECKÝ, E. 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Merník - Vranov. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- KOŠECKÝ, E. 1960: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Kanaš - expandované bridlice. Geofond Bratislava.
- KOŠECKÝ, E. 1964: Správa o geofyzikálnom meraní na lokalite Obišovce. Geofond Bratislava.
- KOVÁROVÁ, A. - JANUVKA, Ľ. - SYČEV, V. 1987: Základné geofyzikálne mapovanie SSR - východ. Záverečná správa z meraní v r. 1986. Archív Geofyzika Košice.
- KRIŽÁNI, I. 1972: Magurský flyš - šlichová prospekcia. Manuskript. Archív GP Sp. Nová Ves.
- KRIŽÁNI, I. - VALKO, P. 1985: Čiastková správa a výpočet zásob Merník Hg. Geofond Bratislava.
- KUŠNIEROVÁ, M. - DERCO, J. 1982: Čiastková správa - Slovensko - pemza. Manuskript. Archív GP, 79.
- KUTHAN, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II. (Merník). Práce Št. geol. ústavu (Bratislava), 2, 1-56.
- KUTHAN, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II. (Gelnica, Dúbník). Práce Št. geol. ústavu (Bratislava), 2, 1-45.
- KUTHAN, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologická štúdiá v S časti Prešovských hôr. Práce Št. geol. ústavu (Bratislava) 17, 87-174.
- LE MAITRE, R. W. 1982: Numerical Petrology Statistical Interpretation of Geochemical data. Elsevier, Amsterdam, 281.
- LEŠKO, B. - SALAJ, I. - SAMUEL, O. 1964: Paleogén bradlového

- pásma slovenských Karpát. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava.
- LEŠKO, B. 1965: Závěrečná správa z oblasti bradlového pásma. Manuskript. Geofond Bratislava.
- LEŠKO, B. - GAŠPARÍKOVÁ, V. - SAMUEL, O. 1966: Geologické pomery bradlového pásma pri Hanušovciach nad Topľou. Geol. práce, Zprávy, 38, 111-120.
- LEŠKO, B. - SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. SAV Bratislava, 245.
- LEŠKO, B. a kol. 1985: Oporný vrt Hanušovce-1. Reg. geol. Západ. Karpát, 205.
- LUKÁŠOVÁ, R. a kol. 1980: Zpráva o reflexně-seismickém měření ve východoslovenském neogénu v roce 1979. Geofond Bratislava.
- LUKÁŠOVÁ, R. a kol. 1986: Východoslovenský neogén - geofyzika II. v letech 1983 - 1995 (technická zpráva o měření v roce 1985). Geofond Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty 1. Academia, nakl. ČSAV, Praha, 495.
- MÁJOVSKÝ, J. - DUBOVSKÝ, A. 1985: Geofyzikálny prieskum na lokalite Hlinné-Strážske. Závěrečná správa. Archív Geofyzika Bratislava.
- MALGOT, J. 1969: Vývoj zosuvných území na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. Manuskript. Archív Katedry geotechniky SVŠT Bratislava.
- MALGOT, J. 1973: Svahové deformácie na okrajoch karpatských neovulkanitov. In: Zb. Inž. geológia prieskum stability svahov - metódy jej zabezpečovania. Dom techniky ČSVTS Košice - Vrátna.
- MALGOT, J. 1975: Gravitačné deformácie svahov na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. Geogr. časopis, 3, 216-226.
- MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská vrchovina). Zbor. Geol. vied, Západné Karpaty, 5, Bratislava, 7-102.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku. Náuka o Zemi, séria geol., 10, 143.
- MARSCHALKO, R. 1981: Podmorské náplavové kužele v paleogéne centrálnych Karpát a rozšírenie flyšu pod neogénom východného Slovenska. In: Zbor. Geolog. dni J. Slávika, 47-64.
- MAŠA, V. 1953: Predbežná správa o magnetickém měření v oblasti Veľatý, Biela Hlina a Soľ. Archív Geofyzika Brno.
- MATĚJKA, A. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape ČSSR 1:200 000, list Košice-Zborov. Bratislava, 254.
- MATOUŠEK, L. - ODSTRČIL, J. 1975: Tíhový průzkum ve východoslovenském flyši - oblast Prešov. Geofond Bratislava.
- MAZÚR, E. et al. 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Slovenská kartografia Bratislava.
- MIKITA, G. 1967: O možnosti výskytu Hg zrudnenia južne od Bystreho n. T. Diplomová práca. Archív PF UK Bratislava, 182.
- MOLNÁR, J. a kol. 1985: Ciastk. záv. správa. Vysvetlivky k listu 28-333 (Giraltovce 3). Manuskript. Geofond Bratislava, 92.

- MOLNÁR, J. a kol. 1986: Vysvetlivky k listu 27-444 (Sabinov-4). Manuskript. Geofond Bratislava, 90.
- MOŘKOVSKÝ, M. a kol. 1982: Zpráva a reflexně seismickém měření ve východoslovenském flyši v roce 1981: Geofond Bratislava.
- MOŘKOVSKÝ, M. a kol. 1986: Flyš východního Slovenska - geofyzika v rocích 1985 - 1994. Technická zpráva z měření v roce 1985. Geofond Bratislava.
- NÁVESNÁK, J. 1976: Závěrečná správa a výpočet zásob Kráľovce PP, Štrkopiesky. Manuskript. Geofond Bratislava, 98.
- NEMČOK, A. - PAŠEK, J. - RYBÁŘ, J. 1974: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. věd, Ř. HIG, Praha, 77-97.
- NEMČOK, A. 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Veda Bratislava, 199-200.
- NEMČOK, A. a kol. 1977: Svahové poruchy v neovulkanických pohoriach Slovenska. Manuskript. Archív Kat. geotechniky SVŠT Bratislava, 106.
- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. Geol. práce, Správy, 53, 101-114.
- NEMČOK, J. - KORÁB, T. - ĎURKOVIČ, T. 1968: Litological investigation of conglomerates of Magura flysh in east Slovakia. Geol. práce, Správy, 44-45.
- NEMČOK, J. - RUDINEC, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: Tekton. profily Západných Karpát, GÚDŠ Bratislava, 65-78.
- NEMČOK, J. 1980: Non traditional view of East-Slovakian Klippen Belt. Zb. SAV, Bratislava, 563-658.
- NEMČOK, J. - RUDINEC, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. Mineralia slov., 15, 6, 501-516.
- NEMČOK, J. 1984: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list 27 442 (Jakubovany). Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- NOVÁK, J. a kol. 1969: Reflexní seismický průzkum východoslovenské neogénnej oblasti v r. 1969. Geofond Bratislava.
- NOVÁK, J. a kol. 1972: Reflexní seismický průzkum východoslovenské neogénnej oblasti Potiské nížiny v r. 1971. Geofond Bratislava.
- OČOVANOVÁ, A. 1986: Základné geofyzikálne mapovanie SSR - východ. Závěrečná správa z meraní v r. 1985. Archív Geofyzika Košice.
- OKAL, M. 1951: Správa o pokusných geofyzikálnych meraniach nad ložiskami markazitu v obl. Tepličany. Geofond Bratislava.
- ORLICKÝ, O. 1973: Paleomagnetizmus v Karpatoch. Slanské vrchy, masív Veľkého Miliča a Zemplínske pahorky. Čiastková záverečná správa. Geofond Bratislava.
- PERNICA, J. - FILKOVÁ, V. 1980: Seismokarotážní měření na hlubinném vrtu Kecerovské Pekľany. Geofond Bratislava.
- PERNICA, J. - FILKOVÁ, V. 1975: Seismokarotážní měření a vertikální seismické profilování na hlubinném vrtu Prešov-1. Geofond Bratislava.

- PETRO, Ľ. et al. 1984: Základná IG mapa - list Solivar. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- POLÁK, J. a kol. 1955: Průzkum solinosné oblasti prešovské. Manuskript. Geofond Bratislava.
- POSPÍŠIL, L. - KALIČIAK, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. Mineralia slov., 11, 115-125.
- RADZO, V. 1958: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite pri Ťahanovciach SZ od Košíc. Geol.práce, Správy, 12, 43-58.
- REPČOK, I. - KALIČIAK, M. - BACSÓ, Z. 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. Západ. Karpaty, sér. miner., petrogr., geochem., metalogen., 11, 75-88.
- RUDINEC, R. 1967: Artézske vody v Košickej kotline. Geol. průzkum, 4.
- RUDINEC, R. 1978: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia Karpatu a vnútrokarpatského paleogénu. Geol. práce, Správy, 71, 59-67.
- RUDINEC, R. - SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Správy, 53, Bratislava, 145-157.
- SENEŠ, J. 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy, 4, 3-31.
- SILLITOE, R. H. 1985: Ore-related Breccias in Volcanoplutonic Arcs. Econ. geology, 80, 6.
- SLÁVIK, J. - CMUNTOVÁ, M. - HORÁKOVÁ, M. - VOLFOVÁ, J. 1960: Biostratigrafické zhodnotenie vrtnu Čelovce-1. Geol. práce, Správy, 18, 71-89.
- SLÁVIK, J. - RUDINEC, R. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Správy, 60, 225-236.
- SLÁVIK, J. 1967: Gips und Anhydrit aus den Salzföhrenden Formationen des Miozäns der Ostslowakei. Geol. zbor. Geol. carpath., 18, 1, 65-77.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. 1. vyd. Bratislava, 510.
- SLÁVIK, J. - TOZSÉR, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Geol. carpath., 24/1, 23-52.
- SLÁVIK, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurope. (Doktor. dizert. práca). Manuskript. Geofond Bratislava, 341.
- SLÁVIK, J. - BAGDASARJAN, G. P. - KALIČIAK, M. - TOZSÉR, J. - ORLICKÝ, O. - VASS, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich kor. Mineralia slov., 4, 318-334.
- SPIŠÁK, Z. et al. 1985: Základná IG mapa - list Prešov. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava, 171.
- SPIŠÁK, Z. a kol. 1987: Vplyv geologickej stavby územia na vznik a rozvoj svahových deformácií v severnej časti Košíc-

- kej kotliny a Slanských vrchov. Manuskript. Archív GÚDŠ Košice.
- STRÁNIK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. Sbor. geol. vied Západ. Karpaty, 3, 125-178.
- STRECKEISEN, A. L. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS subcom. On systematic of igneous rocks. Geotimes (Washington) 18, 26-30.
- SUCHÝ, F. 1985: Kysak - Lemešany, prevod vody z Hornádu do Torysy. Správa z geofyzikálnych meraní. Geofond Bratislava.
- SYČEV, V. 1988: Základné geofyzikálne mapovanie SSR - východ. Záverečná správa z meraní v r. 1987. Archív Geofyzika Košice.
- SYNEK, V. - JANČOVIČ, L. 1982: Zpráva o geofyzikálním průzkumu na projektovaném staveništi JE Východní Slovensko. Geofond Bratislava.
- ŠAFRÁNEK, V. 1983: Zpráva o výsledcích seismického mikrorajónování na projektovaném staveništi JE - Východní Slovensko, Kečerovce. Geofond Bratislava.
- ŠAFRÁNEK, V. 1983: Zpráva o výsledcích seismického mikrorajónování na projektovaném staveništi JE - Východní Slovensko, Žehňa. Geofond Bratislava.
- ŠALÁT, J. 1955: Príspevok k petrografii Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy, 4, 3-31.
- ŠALÁT, J. 1956: Nomenklatura vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmana. Geol. práce, Správy, 7, 13-24.
- ŠALÁT, J. 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zošit, 46, 328-355.
- ŠALÁT, J. 1963: Vulkanické asociácie Karpát. Sbor. ved. prác VŠT Košice, 2, 75-88.
- ŠINDLER, M. 1962: Torysa - hydrogeologický prieskum. Manuskript. Geofond Bratislava.
- ŠKVARKA, L. 1972: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch Slanského pohoria. Manuskript. Geofond Bratislava, 62.
- ŠKVARKA, L. a kol. 1976: Hydrogeológia územia listu 38 Michalovce - mapy ČSSR 1:200 000. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1964: Hranica torton-sarmat v neogéne východného Slovenska. Geol. sbor. SAV, XV, 1, 79-86.
- TKÁČ, J. 1977: Geofyzikálne vyhľadávanie ortuťovej mineralizácie v okolí Merníka. Záverečná správa z meraní v roku 1976. Archív Geofyzika Bratislava.
- TKÁČ, J. 1977: Slanské vrchy - geofyzikálny prieskum v oblasti Zlatá Baňa, záverečná správa. Archív Geofyzika Bratislava.
- TKÁČ, J. 1980: Slanské vrchy - II. etapa, geofyzikálny prieskum v oblasti Makovica, záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- TKÁČ, J. 1981: Slanské vrchy - III. etapa, geofyzikálny prieskum v oblasti Strechov vrch. Záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.

- TKÁČ, J. 1983: Zlatá Baňa, detailný geofyzikálny prieskum, záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- TKÁČ, J. 1986: Zlatá baňa SZ, detailný geofyzikálny prieskum, záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- TKÁČ, J. 1987: Zlatá Baňa - juh, detailný geofyzikálny prieskum, záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- TKÁČ, J. 1988: Zlatá Baňa - sever, detailný geofyzikálny prieskum, záverečná správa. Archív GP Spišská Nová Ves, Košice.
- TKÁČOVÁ, H. - SPEVÁKOVÁ, M. 1979: Čierna Hora - záverečná správa za roky 1975 - 1978. Geofond Bratislava.
- TKÁČOVÁ, H. 1982: Geofyzikálny prieskum HGP - oblasť Bačkov-Dargov. Manuskript. Geofond Bratislava.
- TKÁČOVÁ, H. 1985: Geofyzikálny prieskum - tepláreň Prešov. „ Manuskript. Geofond Bratislava.
- TOZSÉR, J. - KALIČIAK, M. - DUDA, R. 1980: Postavenie Sb-mineralizácie v metalogenéze Slanských vrchov. Antimon. rudy „ Československa. GÚDŠ Bratislava, 165-174.
- TOZSÉR, J. - HALEČKA, J. - VALKO, P. 1981: Záverečná správa a výpočet zásob Dubník Hg-VP k 1.1.1981. Manuskript. Geofond Bratislava.
- TOZSÉR, J. - RUDINEC, R. 1975: Geologická stavba nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia slov..7, 81-104.
- UHMANN, J. 1977: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Prešov-1. Geofond Bratislava.
- URBAN, F. 1957: Průzkumní solinosečné oblasti Prešovské. Manuskript. Geofond Bratislava.
- VALUŠIAKOVÁ, A. 1978: Vyšná Šebastová - geoelektrický prieskum. Manuskript. Archív Geofyzika Bratislava.
- VASS, D. - TOZSÉR, J. - BAGDASARJAN, G. P. - KALIČIAK, M. - ORLICKÝ, O. - ĎURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. práce, Správy, 71, 77-78.
- VASS, D. 1981: Rozdelenie molás Západných Karpát v čase a priestore. In: Zbor. Geolog. stavba nerastné suroviny hraničnej zóny V a Z Karpát. Košice, 79-83.
- VASS, D. a kol. 1982: Geologicko-seizmotektonická štúdia - jaderná elektráreň - Východné Slovensko. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- VASS, D. - ČVERČKO, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. Geol. práce, Správy, 82, 111-126.
- VASS, D. a kol. 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1:500 000. GÚDŠ Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska. GÚDŠ Bratislava, 247.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1982: Výskum fosílnych pôd v Močarmanoch. Manuskript. Archív GÚDŠ Bratislava.
- VEJROSTA, T. - VAŠEK, J. 1953: Záverečná správa seizmickej skupiny III/52 v oblasti Vranov za r. 1952. Geofond Bratislava.
- VOLFOVÁ, J. 1959: Správa o makropaleontologickom zhodnotení vrtu Čelovce 1. Manuskript. Geofond Bratislava.

- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. 1978: Palinspatický obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. Paleogeogr. vývoj Záp. Karpát. GÚDŠ Bratislava, 235-256.
- VOZÁROVÁ, A. 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západné Karpaty, séria miner., petrogr., geochém., metalog., 6.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. GÚDŠ Bratislava, 314.
- VRUBEĽ, I. 1986: IG mapa Vranov n. T. geofyzika. Záverečná správa. Archív Geofyzika Košice.
- ZAVŘELOVÁ, D. 1984: Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Prešov-Solivar. Geofond Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V. 1953: Petrochemická povaha granátového andezitu od Záhradného na východnom Slovensku. Geol. zbor. SAV, III., 3-4 Bratislava, 27.
- ZORKOVSKÝ, V. 1956: Chemická povaha granátu z granátového andezitu SZ od obce V. Šariš. Geol. zbor., VII, 3-4, 321-331.

1:50 000 GEOLOGICAL MAP COMMENTARY NORTHERN PART OF SLANSKÉ VRCHY MTS. AND OF KOŠICKÁ KOTLINA BASIN

Summary

The mapped region occupies the northern part of the Slanské vrchy Mts., of the Košická kotlina basin and the adjacent parts of the Čierna hora massif, of the Šarišská vrchovina Mts., of the Šariš median mass, of the Beskydy foothill, of the Ondavská vrchovina Mts. and a part of the East-Slovakian upland east of the Slanské vrchy Mts. The geological structure of the region is heterogeneous. Early- and Late Paleozoic, Mesozoic, Paleogene, Neogene and Quaternary rocks outcrop on the surface there.

LITHOLOGY, STRATIGRAPHY, MAGMATISM

EARLY PALEOZOIC (CRYSTALLINE COMPLEX)

The oldest rocks represented by crystalline complexes of the Čierna hora Mts. outcrop on the surface in the southwestern part of the region studied. Lithostratigraphic units (Lodina and Bujanová) of crystalline complexes are tectonically superposed. The lithostratigraphic unit of Lodina consists of diaphthorized and phylonitized quartz gneisses and amphibolites and the lithostratigraphic unit of Bujanová consists of stromatitic and nebulitic migmatites, biotite paragneisses, biotite granodiorites and tonalites.

LATE PALEOZOIC (PERMIAN)

Permian sediments represent the basal part of the envelope crystalline sequence in an autochthonous position. They are divided into two sequences correlated with the Brusno and Predajná formations of the Ľubietová Group of the northern Veporicum (Vozárová 1979). Sediments of the Brusno Formation composed of conglomerates, breccia, thick-bedded sandstones with occasional layers of paleorhyolites and their volcanoclastics at their base are representative of marginal lithofacies of the original depositional basin. Sediments of the Predajná Formation, composed of dark conglomerates, sandstones with shale intercalations represent deposits of the distal part of the original depositional basin.

MESOZOIC

The tectonic position of rocks outcropping in the mapped region is different.

Mesozoic with uncertain tectonic assignment

This group comprises Mesozoic carbonates from the basement of Inner-Carpathian Paleogene sediments to the north-east of the Slanské vrchy Mts. (in section) as well as middle-upper Triassic limestones and dolomite limestones and breccia forming olistoliths in Inner-Carpathian Paleogene sediments to the north of the Slanské vrchy Mts.

Čierna hora Mts. Mesozoic

Late Paleozoic sediments are overlain by the Lower Triassic - Lower Cretaceous Mesozoic rock complex. At the base it is a complex of oligomict quartz conglomerates, sandstones and shales. It was correlated with the Lúžna Formation. The complex is overlain by a thick complex of heavy-bedded to massive Middle-Upper Triassic (Anisian-Norian) dolomites. The sediments originate from the neritic sea environment whose shallowing resulted in the deposition of a sandstone- and shale sequence - the so-called Lunz beds (Carnian). The Keuper is represented by variegated shales with intercalations of quartzites, sandstones and light-coloured heavy-bedded dolomites. Relics of Jurassic sediments represent the basal Liassic lithofacies. Mesozoic rock complexes of the Čierna hora Mts. underlie the Tertiary of the Košická kotlina Basin toward the east.

Klippen Belt Mesozoic

The Klippen Belt is a prominent structural-tectonical element in the geological structure of the region. The oldest rocks of the Klippen Belt comprise grey and spotty marlstones, clayey limestones and sandy detrital limestones (Aptian-Cenomanian-Turonian). They outcrop in the form of lense-shaped bodies in the axial part of the Klippen Belt. Upper Cretaceous (Coniacian-Maastrichtian) sediments composed of variegated marlstones and marls with intercalations of calcareous sandstones - the Púchov Facies - represent the main component of the Klippen Belt Mesozoic.

PALEOGENE

The area to the north of the Slanské vrchy Mts. and of the Košická kotlina Basin consists of Paleogene sediments outcropping in the Šariš segment of the Klippen Belt, in the Krynica unit of the Outer Flysch Belt, in the Šariš - and Chmeľov - Beňatina segment of the Inner-Carpathian Paleogene.

Klippen Belt Paleogene

Paleogene sediments of the Proč Member in a flysch facies border the Klippen Belt Mesozoic on both the north and south. The sediments consist of calcareous sandstones to detrital limestones with layers of calcareous claystones and marlstones (Lower Paleocene-Middle Eocene). In the northern and southern facies of the Proč Member of the Klippen Belt Paleogene the carbonate sandstones and conglomerates are most frequent between Chmeřov and Hanušovce. The tectonic contact of the northern belt of the Klippen Paleogene with the outer Flysch Belt and the Klippen Mesozoic is associated with outcropping variegated clays and claystones.

Outer Flysch Belt Paleogene - Krynica Unit

The area to the north of the Klippen Belt consists of Paleogene sediments of the Outer Flysch Belt. The Paleocene - Middle Eocene Beloveža Member is oldest. Detrital facies dominant in their basal part pass gradually into microrhythmical Flysch sediments, and into pelite facies in the upper Middle Eocene. The pelite facies of the Beloveža Member passes gradually into the Strihovce Member with predominant fine-grained and medium-grained sandstones. The Middle Eocene in the Strihovce Member is represented by sandstones, clays and claystones. The deposition of pelite beds was followed by the shallowing of the depositional basin and by the deposition of the Malcov Member. At the base it consists of carbonate conglomerates, and breccia containing nummulites. These are overlain by claystones and sandstones with intercalations of claystones of the menilite type (Upper Eocene).

Inner - Carpathian Paleogene

The area south of the Klippen Belt consists of Inner-Carpathian Paleogene sediments. In the northwestern part the tectonic structure is characterized by the anticlinal Hromoš-Šambron belt passing southwards into the extensive synclinal zone of the Šarišská vrchovina Mts. The sea transgression started there during the Early Eocene with the deposition of thick layers of basal carbonate conglomerates, breccia, and sandstones of the Borové Formation. Sediments of the formation outcrop on the surface west of Drienovská Nová Ves. During the Middle Eocene the conditions changed in the depositional basin. Claystone-siltstone sediments with intercalations of sandstones, pelocarbonates, dolomites and nummulite limestones of the Huta Formation deposited there. The sedimentation lasted till the Late Eocene. Sediments of the Huta Formation crop out on the surface between Bystré and Petrovce, northwest of the Slanské vrchy Mts. Sediments of the Zuberec Formation, building up the most part of the area of the Šarišská vrchovina Mts. and the areas north and northeast of the Slanské vrchy Mts., repre-

sent the most frequent lithofacies of the Inner-Carpathian Paleogene. The flysch sediments form thick layers with alternating sandstones, siltstones, claystones with layers of intraformational polymict conglomerates (Middle Eocene-Lower Oligocene). The Biely Potok Formation (Upper Eocene-Oligocene) composed of thick layers of siltstones, claystones and polymict conglomerates represents the uppermost lithofacies. The sediments crop out on the surface in the area of Cemjata up to Drienovská Nová Ves, southwest of Prešov.

NEOGENE

The most part of the region consists of Neogene sediments and volcanics included in the East-Slovakian Neogene Basin. The basin formed during the Eggenburgian with the gradual opening from the north to the south and is filled with main molasse-Eggenburgian-Sarmatian (Vass 1981). Volcanic rock complexes are either part of molasse sedimentary sequences or they cover the sequences.

Eggenburgian

The basin opening commenced during the Eggenburgian in a narrow zone along its northern margin. The Early-Miocene sea mostly transgressed over the Inner-Carpathian Paleogene. Eggenburgian sediments are represented by two lithostratigraphic units. The Čelovce Formation is the filling of the partial Čelovce depression. In the basal part of the formation is a layer of glauconite sandstones gradually passing into siltstones and sandstones and conglomerates. In the lower part of the formation is a layer of rhyolite volcanoclastics. The Prešov Formation outcrops north of Prešov and consists of medium- to coarse-grained sandstones with layers of conglomerates outcropping in the form of a marginal facies in the area of Dúbravka and Kanaš. Detrital sediments are gradually passing upwards into siltstones and sandstones.

Karpathian

The basin opening continued during the Karpathian. The basin extended southwards and the sea flood affected almost the entire northern part of the Košická kotlina Basin including the area below the Slanské vrchy Mts. Karpathian sediments are represented by three lithostratigraphic units. The oldest one is the Teriakovce Formation outcropping in the northwestern part of the basin and in the area of Hlinné northeast of Slanské vrchy Mts. At the base the sea transgression is represented by detrital facies (Lemešany conglomerates) outcropping at the western basin margin and in relics on Paleogene sediments of the Šarišská vrchovina Mts. The deepening of the depositional basin resulted in a gradual deposition of siltstone facies with sandstone layers and sporadical layers of montmorillonite clays

(Fintice). Thick layers of rhyolite volcanoclastics underlying the younger rock complexes in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (in section) are part of the Lower-Karpathian Teriakovce Formation. The overlying Soľná Baňa Formation represents the regression stage of the basin evolution. The formation outcrops in relics near Solivar and consists of claystones, siltstones and sandstones with halite layers. The Kladzany Formation outcropping in the Košická kotlina basin between Prešov and Budimír, is the uppermost and most frequent lithostratigraphic unit in the Karpathian. The formation develops gradually from the underlying Soľná Baňa Formation and overlies the older rock complexes. Silty claystones with layers of fine-grained sandstones represent the dominant type of formations.

Badenian

During the Badenian the structural plan of the basin was re-formed, and changes proceeded in paleogeographical evolution and in the development of volcanism. Badenian sediments outcrop in the Košická kotlina basin and east of the Slanské vrchy Mts. The sediments are represented by three lithostratigraphic units. The Nižný Hrabovec Formation outcrops along the northeastern margin of the basin near Hlinné. The formation consists of calcareous sandstones, siltstones and claystones. The Hrabovec rhyodacite tuff layer occurs locally in the upper part of the formation. The Mirkovce Formation in the Košická kotlina basin, mostly composed of monotonous calcareous claystones is the lithofacial equivalent of the Nižný Hrabovec Formation (Lower Badenian) and of the Vranov Formation (Middle Badenian). The period beginning with the Late Badenian is the period of a prominent change in the history of the Neogene basin and volcanism. During the Late Badenian the opening and rapid subsidence of the basin were associated with intensive fault tectonics in both the longitudinal and vertical senses. The Klčov Formation outcropping mainly in the Košická kotlina basin and partly east of the Slanské vrchy Mts. is the Late Badenian lithostratigraphic unit. At the base of the formation is a horizon of Kráľovce rhyolite tuffs. The formation is overlain by pelites with gradually increasing intercalations of gravels. These are overlain by the main mass of coarse detrites - the Varhaňovce gravels. The top part of the formation consists of silty claystones and siltstones. The volcanic rock assemblage is bimodally represented by rhyolites (Soľ, Tuhriňá, Dubník), rhyodacites (Merník, Zámutov) and andesites (the Ošvárska stratovolcano, west of Zámutov).

Sarmatian

During the Sarmatian the sedimentation and volcanism culminated. The greatest sedimentation rate in the Early Sarmatian preceded the culmination of volcanism. The Stretava Formation is a lithostratigraphic unit of the Lower and Middle Sarmatian. At its base there is a horizon of Rankovce rhyolite

tuffs. They are overlain by dominant pelite facies consisting of claystones, siltstones with detrital sediment layers. Intensive volcanism in the Sarmatian is closely related with intensive tectonic movements and block disintegration of the region. Volcanic centres with smaller monogenic and layer polygenic andesite stratovolcanos-forming almost a continuous chain of separate volcanic structures - were activated. The separate structures are following (from N to S): Šebastovka, Šťavica, Zlatá Baňa, Makovica, Rankovské skaly, Vechec, Strechový vrch and Košický Klečenov.

According to biostratigraphical data and radiometric ages, the eruptive activity pulsated since the Early Sarmatian till the Lower Pannonian, and culminated in the Middle Sarmatian (Kaličiak - Repčok 1987).

At the beginning of the Sarmatian the basal part of the stratovolcanic structure of larger stratovolcanos (Strechový vrch, Makovica, Zlatá Baňa, Šťavica) was formed. Andesite volcanic activity culminated in the Middle Sarmatian and the intensive explosive - effusive activity resulted in extensive stratovolcanic cones and mantles. Owing to andesite magma migration along active faults the volcanic activity was associated with the formation of smaller parasitic andesite volcanos (Košický Klečenov, Rankovské skaly, Vechec and Šebastovka). The intensive volcanotectonic activity during the Middle Sarmatian also resulted in intrusion of extrusive domed bodies and shallow-intrusive bodies of diorite porphyrites on NW-SE-striking longitudinal faults (Brestov Formation and Lysá stráž-Oblík Formation). We have distinguished central, transitional and peripheral volcanic zones in the structure of andesite volcanos and stratovolcanos, now only representing the relics of the original structure. The central volcanic zones consist of intrusive rock complexes, complexes of hydrothermal-altered rocks and of volcanic cones relics. In smaller parasitic volcanos there are mostly central andesite necks with a smaller amount of hydrothermal-altered rocks. Volcanic cones relics consist of autochthonous volcanoclastics and lava flows. Transitional volcanic zones are mostly made (stratovolcanic mantle) of lava flows with periclinal dipping off eruptive centres.

Peripheral volcanic zones mostly consist of redeposited andesite volcanoclastic facies, andesite epiclastic facies and relics of lava flows.

QUATERNARY

Lithological and genetical variability of Quaternary sediments in the area studied was controlled by relief and climate during their evolution. The areas of more dissected relief became the main source of Quaternary sediments mostly accumulated in adjacent areas built of Neogene sediments, with a slightly hilly relief. The Quaternary sediments are best preserved in the piedmont step of the Slanské vrchy Mts. and in valleys of bigger rivers like Hornád, Torysa, Olšava and Topľa. The maxi-

imum thicknesses of Quaternary sediments (35 m) occurred in the Sol' depression.

Quaternary sediments in the area studied have been ranged to the Early, Middle, Late Pleistocene and Holocene. In the course of extensive erosion at the beginning of the Pleistocene when the rivers deepened their valleys, the fluvial sediments accumulated and were then formed into terraces by neotectonics and erosion. Intensive frost weathering under the conditions of periglacial climate caused disintegration of volcanics in the Slanské vrchy Mts. Thus they became the source area of extensive alluvial fans. In the Mindel glacial the solifluction sediments covered the foothills of the Slanské vrchy Mts.

Intensive fluvial and proluvial sedimentation proceeded during the Early Riss. The terrace bench of the Torysa r. and alluvial fans of brooks flowing from the Slanské vrchy Mts., composed of Early Riss sediments still form the morphologically most prominent parts of relief. Frost weathering in the dissected relief of volcanics in the Slanské vrchy Mts. was favourable for the origin of gravitational sediments. Fluvial and proluvial sediments accumulated again in the Late Riss. The deepening of rivers and their lateral erosion following the deposition of the Riss sediments resulted in the formation of the present bottom of the depression. The beginning of the Würm was characterized by intensive fluvial and eolian-deluvial activities. By the end of the Würm the eolian activity got more intensive. During the Holocene loams, clays and sands deposited. The youngest alluvial fans formed in places of brooks entering the main valleys.

TECTONICS

The Neogene basin is the dominant element in geologic structure of the area. Its origin and history were controlled first of all by the character of the pre-Tertiary basement. The structure of the basement comprises fold- and nappe structures and significant disjunctive fault structures. The graben character of the East-Slovak Neogene Basin (graben Prešov - Sečovce in the sense of Pospíšil - Kaličiak 1979) is a significant element in the relief of the pre-Tertiary basement of the basin.

The evolution and extent of the Early Miocene depositional basin were mainly controlled by NW-SE faults. An Early Miocene depositional area controlled by synsedimentary longitudinal faults was in the northeastern part of the area, in the zone of the contact with the Inner-Carpathian Paleogene. The synsedimentary longitudinal faults represent a prominent fault system joining with the Močarany-Topľa fault system represented by the southward and southwestward echelon subsidence. The Neogene basin is the "pull-apart" type and the fault zone evidently belongs to the structural elements along which the basin was opening in the Eggenburgian.

The activity of longitudinal (NW-SW) faults till the Badenian (including) is evidenced.

The intensive tectonics during the Badenian resulted in longitudinal (NE-SW) transversal faults. Their origin may be associated with the "pull-apart" basin type, namely with its second Badenian opening phase. The great depth range of faults and extensive andesite volcanism were controlled by the basin subsidence. The transversal faults disturbed epigenetically the older tectonic units (including the Čierna hora Mts.) and also limited the distribution of sediments of the Klčov, Stretava and Kochanovce Formations. The N-S Hornád faults represent the youngest fault system. They disturbed epigenetically the Eggenburgian, Karpathian, Early- and Late Badenian sediments. In some parts of the region the fault activity lasted till the Late Badenian or even Pliocene.

The tectonic activity continued in the Quaternary as well and the region was disturbed exclusively by disjunctive tectonics. All faults show the character of normal faults. They are divided into three groups according to the duration of their activity:

- faults originating from the Neogene, and still active in the Quaternary;
- Quaternary faults, active since the Early Pleistocene;
- Quaternary faults, active after the Mindel.

HYDROGEOLOGY

We have distinguished several hydrogeological complexes with groundwater accumulation in the region studied:

- groundwater accumulations in pre-Neogene formations: in the basement of Neogene sediments the wells reached water-bearing Middle-Triassic dolomites and dolomite limestones with accumulated high-mineralized thermal waters of the Na-Cl type;
- groundwaters of the Ca(Mg)-HCO_3 type accumulated in neovolcanics of the Slanské vrchy Mts. The CaSO_4 type is less frequent. The waters flow in a fissure-pore environment, the variable fissure permeability being most significant for hydraulic properties. Tectonic zones associated with extensively fractured zones show increased permeability;
- groundwaters accumulated in Neogene sediments, circulating in Karpathian sediments - in shallower levels - represent the Ca-HCO_3 type. In deeper levels their mineralization increases and they represent the Na-Cl type.

The upper Badenian and Sarmatian sediments contain groundwaters of the Ca-HCO_3 type with T.D.S. about 350 mg.l^{-1} .

The horizon of the Varhaňovce gravels (Upper Badenian) is most favourable from the hydrogeological view.

- most groundwaters accumulated in Quaternary sediments represent the Ca-HCO_3 type.

Fluvial sediments of the Hornád and Torysa rivers are most favourable for water accumulations;

- groundwaters accumulated in the Inner-Carpathian Paleogene rocks represent the Ca-(Mg)-HCO₃ type.

The basal transgressive lithofacies shows greatest groundwater accumulations forming a horizon in common with underlying carbonate rocks.

MINERAL RESOURCES

The region studied is not ranged among the most significant regions for economic geology of the West Carpathians. Its heterogeneous geological structure and complicated geologic history were, however, favourable for the genesis and accumulation of various nonmetalliferous and ore mineral resources. Andesite stratovolcanos associated with co-magmatic intrusive bodies in the central volcanic zones of stratovolcanos resulted from the Neogene volcanic activity. The andesite stratovolcanos represent the root facies of volcanic structures with the maximum hydrothermal activity resulting in base-metal antimony-, Hg- and opal mineralizations. The Zlatá Baňa stratovolcano with deposits and indications of base-metal-, antimony- and Hg-mineralization represents the most complex development. Significant deposits of building materials (building stone) are associated with surficial volcanic complex (lava flows, extrusive bodies).

The most part of the region consists of Paleogene, Neogene and Quaternary sedimentary rock complex.

Detrital facies of sediments are the sources of mainly building material (gravel-sands). Deposits of brick raw material, ceramic raw material, bentonite and of lignite coal are associated with pelite facies of sediments.

Significant halite deposits (Solivar, Sol) are associated with Neogene sedimentary rock complexes; deposits of cement raw material are associated with Upper Cretaceous marls and marlstones of the Klippen Belt.

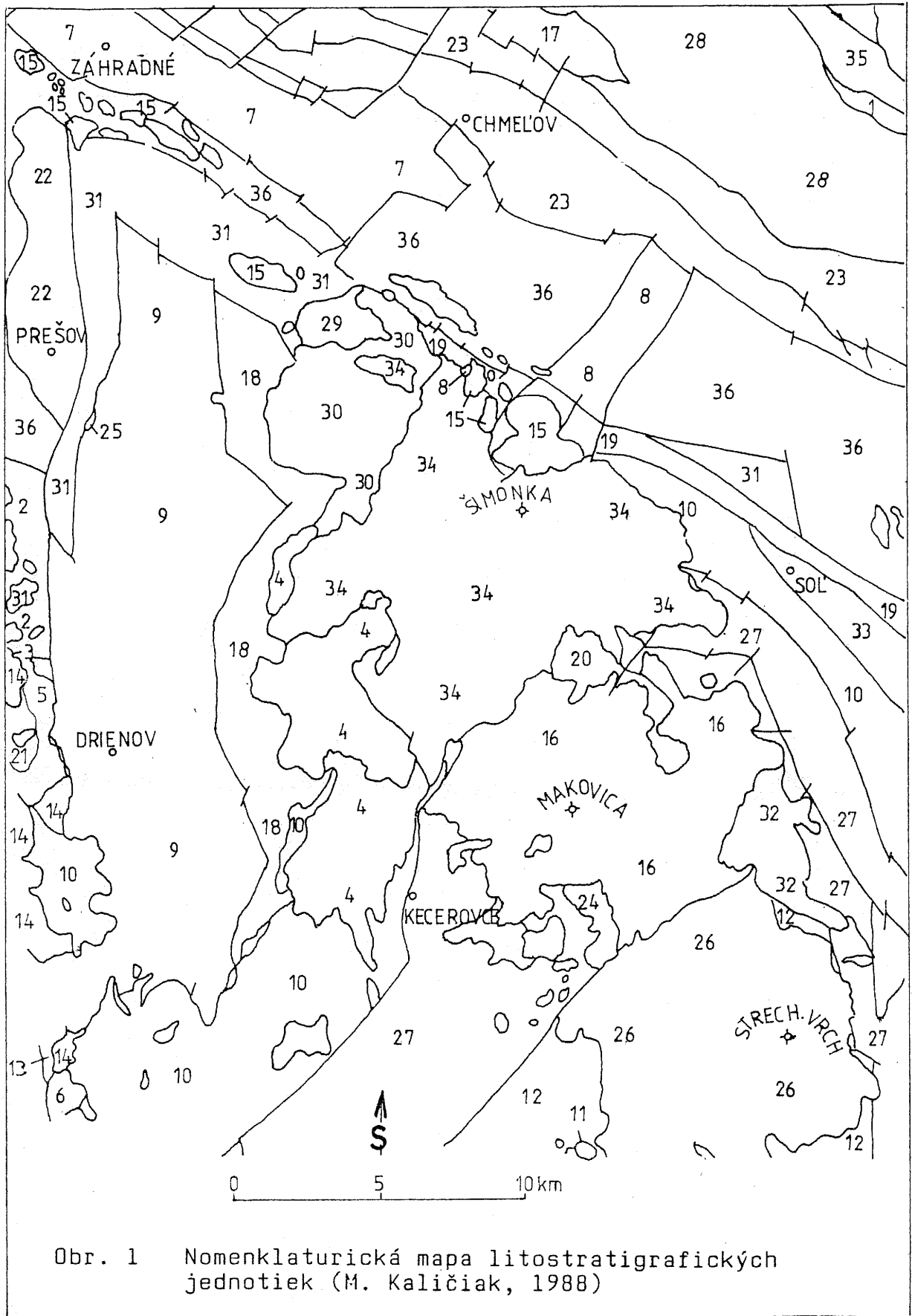
Large elevation structures of the basement form favourable horizons for hydrocarbon accumulations. Any significant oil- and gas-bearing structures have so far not been found in this region.

GEOFACTORS OF THE LIVING ENVIRONMENT

Besides the factors markedly affecting the living environment (pollution of surface waters, groundwaters, atmosphere) the slope deformations and landslides represent another significant geofactor. Numerous slope deformations (marked in the geological map), occupying a considerable part of the territory, cause many economical problems. Landslides devastate large areas of agricultural and forest soils (including forest vege-

tation), damage engineering constructions and obstruct new constructions.

Most slope deformations and landslides are concentrated in the foothill of the Slanské vrchy Mts.



Obr. 1 Nomenklaturická mapa litostratigrafických jednotiek (M. Kaličiak, 1988)

Zoznam litostratigrafických jednotiek

Por. č.	Názov	Autor
1	belovežské vrstvy	C.M. Paul, 1869
2	bielopotocké súvrstvie	P. Gross et al., 1984
3	borovské súvrstvie	P. Gross et al., 1984
4	brestovská formácia	M. Kaličiak a kol., 1984
5	brusnianske súvrstvie	A. Vozárová, 1980
6	bujanovský komplex	S. Jacko, 1985
7	čelovské súvrstvie	B. Leško, 1957
8	hutianske súvrstvie	P. Gross et al., 1984
9	kladzianske súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
10	klčovské súvrstvie	J. Čverčko, 1968
11	form. Košický Klečenov	M. Kaličiak, 1988
12	kochanovské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
13	lodinský komplex	S. Jacko, 1985
14	lúžňanské súvrstvie	O. Fejdiová, 1980
15	formácia Lysá stráž-Oblík	M. Kaličiak a kol., 1988
16	formácia Makovica	M. Kaličiak a kol., 1984
17	malcovské vrstvy	H. Swidziński, 1961
18	mirkovské súvrstvie	S. Karoli - A. Zlinská, 1988
19	nižnohrabovské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
20	formácia Ošvárska	M. Kaličiak a kol., 1985
21	predajnianske súvrstvie	A. Vozárová - J. Vozár, 1979
22	prešovské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
23	pročské vrstvy	B. Leško, 1960
24	formácia Rankovských skál	M. Kaličiak a kol., 1984
25	soľnobanské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
26	strechovská formácia	M. Kaličiak a kol., 1986
27	stretavské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
28	strihovské vrstvy	B. Leško et al., 1964
29	formácia Šebastovka	M. Kaličiak a kol., 1988
30	formácia Šťavica	M. Kaličiak a kol., 1988
31	teriakovské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
32	formácia Vechec	M. Kaličiak a kol., 1988
33	vranovské súvrstvie	D. Vass - J. Čverčko, 1985
34	zlatobanská formácia	M. Kaličiak a kol., 1985
35	zlinské vrstvy	K. Zapletal, 1957
36	zuberské súvrstvie	P. Gross et al., 1984

Tab. 1 SÚHRNNÉ VÝSLEDKY RÁDIOMETRICKÉHO DATOVANIA VULKANITOV S ČASTI SLANSKÝCH VRCHOV

Č.vz.	Označ.vz.	Názov horniny	Lokalita	Formácia-komplex vulk. fácía	Metóda dat.	Vek (Ma)	Stratigr. stupen	Použitá lit.
1	AV-29	bt ryolit	Zámutov, vrt Za-2/600	Kľčov.súvrstvie láv. prúd	K-Ar	14,4 [±] 2	vrchný báden	(1)
2	AV-25	bt ryolit	Soľ 250 m JZ od kóty 166,0	Kľčov.súvrstvie láv. prúd	FT (biotit)	14,2 [±] 0,7	vrchný báden	(4)
3	AV-30	ryolit, tuf	Kráľovce, V okraj	Kľčov.súvrstvie redep. tuf	K-Ar	13,9 [±] 0,3	vrchný báden	(1)
4	ADD-19	px andezit	Zámutov, lom Z od obce	Ošvárska láv. prúd	K-Ar	13,9 [±] 1,1	vrchný báden	(2)
5	AV-20	aph-px andezit	V.Kamenica, lom	Strechový vrch láv. prúd	FT (amfibol)	12,7 [±] 0,4	spodný sarmat	(4)
6	15-1078	px andezit	Dargov, lom Z od obce	Strechový vrch láv. prúd	K-Ar	12,4	stredný sarmat	(3)
7	AV-11	px-aph dior.porfýr	Cabov, Z od obce, 750 m JZ od kóty 649,1	Strechový vrch intrúzia	FT (amfibol)	12,3 [±] 0,5	stredný sarmat	(4)
8	AV-25	px-aph dior.porfýr	Dargov, SZ od obce, vrt 1/1175	Strechový vrch intrúzia	FT (amfibol)	12,0 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
9	AV-16	aph-px andezit	Herľany, V od obce, 200 m V od kóty 572,5	Strechový vrch láv. prúd	FT (amfibol)	11,2 [±] 0,4	vrchný sarmat	(4)
10	AV-1	px-aph andezit	Dargov, S od obce, 750 m JV od kóty 757,9	Strechový vrch láv. prúd	FT (amfibol)	11,1 [±] 0,5	vrchný sarmat	(4)
11	AV-21	px-aph andezit	V. Kamenica, V od obce Lazy, kóta 864	Strechový vrch láv. prúd	FT (amfibol)	10,8 [±] 0,3	vrchný sarmat- spodný panón	(4)

Tab. 1 - pokračovanie

Č.vz.	Označ.vz.	Názov horniny	Lokalita	Formácia-komplex vulk. fácia	Metóda dat.	Vek(Ma)	Stratigr. stupen	Použitá lit.
12	AV-2	px-aph andezit	Dargov, SZ od obce, 1 km Z od kóty 762,8	Strechový vrch láv. prúd	FT (amfibol)	10,8 [±] 0,3	vrchný sarmat- spodný panón	(4)
13	AV-4	px-aph dior. porfýr	Jusk.Voľa, JZ od obce, 2 km JV od kóty 944,0	Makovica intrúzia	FT (amfibol)	12,5 [±] 0,6	spodný- stredný sarmat	(4)
14	19-1082	px andezit	Kec.Lipovec, SV od obce	Makovica láv. prúd	K-Ar	11,95	stredný sarmat	(3)
15	AV-18	aph-px andezit	Kec.Lipovec V od obce, kóta 980,5	Makovica láv. prúd	FT (amfibol)	11,2 [±] 0,6	vrchný sarmat	(4)
16	AV-3	bt ryodacit	Makovica Jusk.Voľa, JZ od obce, vrt KSM-18	Makovica dajka	Ft (biotit)	10,7 [±] 0,6	vrchný sarmat- spodný panón	(4)
17	13-1076	px andezit	Vecheč, JZ od obce, lom	Vecheč nek	K-Ar	11,85	stredný sarmat	(3)
18	AAD-24	px andezit	Tuhrina, JZ od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	12,2	stredný sarmat	(2)
19	13-1086	px andezit	Lesíček, JZ od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	12,05	stredný sarmat	(3)
20	AV-22	px aph dior.porfýr	Zlatá Baňa vrt ZH 9/840	Zlatá Baňa intrúzia	FT (amfibol)	12,1 [±] 0,3	stredný sarmat	(4)

Tab. 1 - pokračovanie

Č.vz.	Označ.vz.	Názov horniny	Lokalita	Formácia-komplex vulk. fácía	Metóda dat.	Vek (Ma)	Stratigr. stupen	Použitá lit.
21	29-1092	px-aph dior. porfýr	Zlatá Baňa, JV od obce, kóta Nozger	Zlatá Baňa intrúzia	K-Ar	12,05	stredný sarmat	(3)
22	14-1087	px andezit	Žehňa, V od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	11,95	stredný sarmat	(3)
23	27-1090	px andezit	Zlatá Baňa, S od obce, kóta Č.hgra	Zlatá Baňa láv prúd.	K-Ar	11,95	stredný sarmat	(3)
24	AV-19	aph-px andezit	Zlatá Baňa, JZ od obce, kóta Bodon	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (amfibol)	11,9 [±] 0,5	stredný sarmat	(4)
25	39-1102	px andezit	Červenica, S od obce, Tancoška	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	11,85	stredný sarmat	(3)
26	AV-6	px-aph andezit	Petrovce, JZ od obce, 2 km SV od kóty 961,5	Zlatá Baňa láv.prúd	FT (amfibol)	10,9 [±] 0,5	vrchný sarmat- spodný panón	(4)
27	AV-14	px-aph andezit	Zlatá Baňa, JV od obce, 1 km južne od kóty 1090,9	Zlatá Baňa láv.prúd	FT (amfibol)	10,8 [±] 0,3	vrchný sarmat- spodný panón	(4)
28	AV-12	px-aph-bt andezit	Dubník, vrt DS-3/25	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (biotit)	10,6 [±] 0,6	spodný panón	(4)
29	-	px-aph-bt andezit	Dubník	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	10,0 [±] 1	panón	(2)
30	AV-8	px-aph dior. porfýr	Kokošovce, SV od obce, 200 m J od kóty 577,0	Štavica intrúzia	FT (amfibol)	12,2 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)

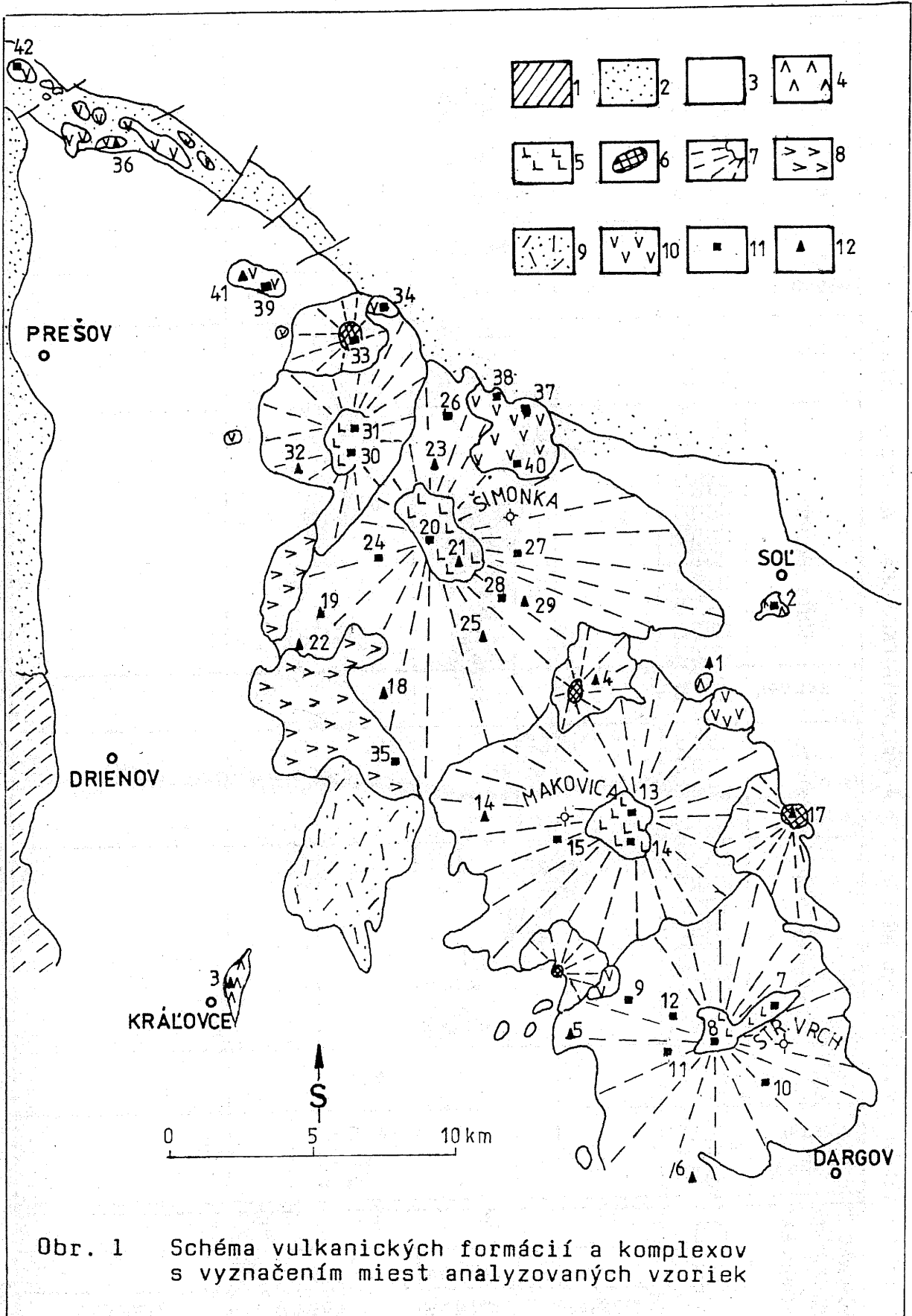
Tab. 1 - pokračovanie

Č.vz.	Označ.vz.	Názov horniny	Lokalita	Formácia-komplex vulk. fácia	Metóda dat.	Vek (Ma)	Stratigr. stupen	Použitá lit.
31	AV-17	px-aph dior. porfýr	Kokošovce, SV od obce, 50 m SZ od kóty 621,6	Štavica intrúzia	FT (amfibol)	12,0 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
32	25-1088	px andezit	Kokošovce, SV od obce, lom Hradová	Štavica láv. prúd	K-Ar	11,5	stredný sarmat	(3)
33	AV-24	px-aph dior. porfýr	Podhradík, V od obce, 250 m JZ od kóty 585,0	Šebastovka intrúzia	FT (amfibol)	12,1 [±] 0,3	stredný sarmat	(4)
34	AV-9	aph-px dior. porfýr	Šar. Poruba, J od obce, lom Borovík	Lysá Stráž-Oblík- intrúzia	FT (amfibol)	11,8 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
35	AV-15	aph-px andezit	Opiná, SZ od obce, 1 km SV od kóty Verečina	Brestov extrúzia	FT (amfibol)	11,8 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
36	ADD-5	aph-px andezit	Fintice, lom	Lysá Stráž-Oblík extrúzia	K-Ar	13,1 [±] 2,1	spodný sarmat	(1)
37	AV-5	px-aph dior. porfýr	Petrovce, JZ od obce, 850 m SZ od kóty 932,0	Lysá Stráž-Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,2 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
38	AV-7	px-aph dior. porfýr	Petrovce, JZ od obce, 250 m JV od kóty 579,0	Lysá Stráž-Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,1 [±] 0,4	stredný sarmat	(4)
39	AV-10	px-aph dior. porfýr	V. Šebastová, V od obce, lom Maglovec	Lysá Stráž-Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12 [±] 0,3	stredný sarmat	(4)

Tab. 1 - pokračovanie

Č.vz.	Označ.vz.	Názov horniny	Lokality	Formácia-komplex vulk. fácía	Metóda dat.	Vek (Ma)	Stratigr. stupen	Použitá lit.
40	AV-26	px-aph dior. porfýr	Petrovce, J od obce, vrt Her-1	Lysá stráž-Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,1 [±] 0,3	stredný sarmat	(4)
41	30-1093	px-aph dior. porfýr	V. Šebastová, V od obce, lom Maglovec	Lysá stráž-Oblík intrúzia	K-Ar	12,1	stredný sarmat	(3)
42	AV-30	px-aph andezit	Hubošovce, JV od obce, 500 m SZ od kóty 698,4	Lysá stráž-Oblík extrúzia	FT (amfibol)	12,0 [±] 0,45	stredný sarmat	(4)

Poznámka: Údaj sa nachádza v práci: (1) Bagdasarjan et al., 1971.
 (2) Slávik et al., 1976
 (3) Ďurica et al., 1978
 (4) Repčok et al., 1985



Obr. 1 Schéma vulkanických formácií a komplexov s vyznačením miest analyzovaných vzoriek

Tab. 2 VEKOVÉ ZARADENIE VULKANITOV (PODĽA RÁDIOMETRICKEJ ŠKÁLY D. VASSA, 1976)

KARPAT	BÁDEN		SARMAT		PANÓN	FORMÁCIE (SÚVRSTVIA) KOMPLEXY	Kľúčové súvrstvie	Ošvárska	Strechový vrch	Makovica	Vehec	Zlatá Baňa	Štavnica	Šebastovka	Brestov	Lysá stráž Oblík		
	sp. - str.	vr.	sp.	str.													vr.	
							>>>		 	LLL LLL	<<<	 LLL LLL 	LLL LLL 	<<<	VVV VVV	+V+ VV+V +V+ +V+ +V+ V+V V+V V+V		
							1 ▲ 2 ■ 3 ▲	4 ▲	5 ■ 6 ▲ 7 ■ 8 ■	9 ■ 10 ■ 11 ■ 12 ■	13 ■ 14 ▲ 15 ■ 16 ■	17 ▲	18 ▲ 19 ▲ 20 ■ 21 ▲ 22 ▲ 23 ▲ 24 ■ 25 ▲	26 ■ 27 ■ 28 ■ 29 ▲	30 ■ 31 ■ 32 ▲	33 ■	34 ■	35 ■ 36 ▲ 37 ■ 38 ■ 39 ■ 40 ■ 41 ▲ 42 ■
							10											
							12											
							14											
							16											

1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8

Vysvetlivky

Obr. 1 Schéma vulkanických formácií a komplexov s vyznačením miest analyzovaných vzoriek.

1 - predterciérne jednotky (nečlenené); 2 - vnútrokarpatský paleogén; 3 - neogénne sedimenty (nečlenené); 4 - ryolity, ryolitové tufy; 5 - hydrotermálne premenený komplex andezitov s prenikmi telies dioritových porfyritov; 6 - andezitové neky; 7 - nečlenený stratovulkanický komplex andezitových stratovulkánov (vulkanický kužeľ, vulkanický plášť); 8 - extrúziívne andezitové telesá (brestovská formácia); 9 - - andezitové epiklastiká (brestovská formácia); 10 - - extrúziívne telesá andezitov a plytkointrúziívne telesá dioritových porfyritov (formácia Lysá stráž-Oblík); 11 - vzorky analyzované metódou FT; 12 - - vzorky analyzované K-Ar metódou.

Tab. 2 Vekové zaradenie vulkanitov (podľa rádiometrickej škály D. Vassa, 1976).

1 - ryolity a ryolitové tufy; 2 - dioritový porfyrit; 3 - lávové prúdy andezitov; 4 - andezitové neky; 5 - - extrúzie andezitov; 6 - extrúzie andezitov a plytkointrúziívne telesá dioritových porfyritov (formácia Lysá stráž-Oblík); 7 - vzorky analyzované metódou FT; 8 - vzorky analyzované K-Ar metódou.

VYSVETLIVKY K FOTOGRAFICKÝM TABUĽKÁM

Tab. I

Obr. 1 Zvrásnené pestré "púchovské" sliene, slienovce a karbonátové pieskovce bradlového pásma (vrchná krieda). Lokalita: zárez cesty Chmeľov - Giraltovce. Foto J. Molnár.

Obr. 2 Pročské vrstvy južného bradlového paleogénu (spodný eocén). Lokalita: Chmeľov - opustený lom. Foto J. Molnár.

Obr. 3 Karbonátové "súľovské" zlepenice a pieskovce pročských vrstiev bradlového paleogénu (vrchný paleocén až stredný eocén). Lokalita: Medzianky - opustený lom. Foto J. Molnár.

Obr. 4 Hrubozrnné "súľovské" zlepenice pročských vrstiev bradlového paleogénu. Lokalita: Medzianky - opustený lom (detail). Foto J. Molnár.

Tab. II

Obr. 1 Andezitová dajka "Rozsypaná skala" s výrazným polygonálnym rozpadom. Lokalita: zlatobanský andezitový stratovulkán, Bustova dolina SZ od Zámutova. Foto M. Kaličiak.

Obr. 2 Hydrotermálne premenený andezitový komplex v centrálnej vulkanickej zóne zlatobanského stratovulkánu. Lokalita: zárez cesty S od kóty Tancoška. Foto M. Kaličiak.

Obr. 3 Chaotické vulkanické brekcie pyroxenických andezitov stratovulkánu Ošvárska. Lokalita: údolie potoka Lomnica JZ od Zámutova. Foto M. Kaličiak.

Obr. 4 Zvrstvené a triedené epiklastické andezitové brekcie s vložkami epiklastických andezitových pieskovcov v periférnej vulkanickej zóne zlatobanského stratovulkánu. Lokalita: západne od obce Opiná. Foto M. Kaličiak.

Tab. III

Obr. 1 Relikt lávového prúdu augiticko-hyperstenického andezitu s ľavicovito-doskovitou odľučnosťou v prechodnej vulkanickej zóne zlatobanského stratovulkánu. Lokalita: severne od kóty Ivanov vrch (813,0). Foto Z. Spišák.

Obr. 2 Plytkointruzívne teleso dioritového porfyritu s výraznou guľovitou odľučnosťou. Lokalita: zárez cesty S od kóty Hrb (570,0) JZ od Petroviac. Foto B. Žec.

Obr. 3 Šikmo zvrstvené prevažne strednozrnné štrky s vložkami pieskov. Varhaňovské štrky klčovského súvrstvia (vrchný báden). Lokalita: opustená pieskovňa J od obce Ortáše. Foto J. Janočko.

Obr. 4 Zvrstvené štrky a piesky vo vrchnej časti s polohou prachovcov. Varhaňovské štrky klčovského súvrstvia (vrchný báden). Lokalita: opustená štrkovňa Beniakovce. Foto J. Janočko.

Tab. IV

Obr. 1 Gravitačné kvartérne sedimenty - osypový kužeľ (pleistocén nečlenený). Lokalita: západný svah Slanských vrchov SV od obce Žehňa. Foto J. Janočko.

Obr. 2 Gravitačné kvartérne sedimenty - blokoviská pod Rankovskými skalami. Lokalita: západný svah Slanských vrchov V od obce Rankovce. Foto J. Janočko.

Obr. 3 Chaotické polymodálne štrky náplavového kužeľa Šebastovky (starší ris). Lokalita: východne od obce Nižná Šebastová. Foto J. Janočko.

Obr. 4 Sedimenty náplavového kužeľa Šebastovky (starší ris) s náznakmi horizontálneho zvrstvenia. V ľavej hornej časti je zachovaný horizont fosílnnej pôdy. Lokalita: východne od obce Nižná Šebastová. Foto J. Janočko.

Tab. V

Obr. 1 Fluviálne sedimenty Torysy (starší ris) v nadloží proluviálnych sedimentov Šebastovky. Proluviálne sedimenty sú chaotické a tvorené piesčitými štrkami. Vo vrchnej časti vystupujú sprašovitú hliny (nečlenený pleistocén). Lokalita: Prešov - sídlisko Sekčov. Foto J. Janočko.

Obr. 2 Šikmo zvrstvené jemnozrnné piesky fluviálnych sedimentov Torysy. Lokalita: Prešov - sídlisko Sekčov. Foto J. Janočko.

Obr. 3 Odlučná časť blokovej deformácie pod hlavným hrebeňom S časti Slanských vrchov. Lokalita: Červená studňa. Foto Z. Spišák.

Obr. 4 Príklad negatívnych zmien geologického prostredia v dôsledku antropogénnej činnosti. Pohľad na "kolapsovanú štruktúru" v okolí jedného z ťažobných vrtov na ložisku Solivar. Foto Ľ. Petro.

Tab. VI

Obr. 1 Dioritový porfyrit - detail základnej hmoty s porfyrickými výrastlicami hypersténu (Hy) a plagioklasu (Pg). NX, SEM. Lokalita: stratovulkán Strechový vrch, vrt S-10/216,0 m. Foto F. Caňo.

Obr. 2 Dioritový porfyrit - výplň dutinky radiálne lúčovitým a šupinkovitým chloritom (Chl), NX, SEM. Lokalita: stratovulkán Strechový vrch, vrt S-10/349,0 m. Foto F. Caňo.

Obr. 3 Dioritový porfyrit: a - chloritizovaná výrastlica augitu; b - detail chloritizácie. Lokalita: stratovulkán Strechový vrch, vrt Str-3/624,0 m. Foto F. Caňo.

Obr. 4 Dioritový porfyrit - detail základnej hmoty, NX, SEM. Lokalita: stratovulkán Strechový vrch, vrt Str-3/479,0 m. Foto F. Caňo.

Tab. VII

- Obr. 1 Hyperstenicko-amfibolický andezit - detail zonálneho idiomorfne obmedzeného plagioklasu (Pg). Formácia Lysá stráž - Oblík. Lokalita: lom SSZ od Fintíc. Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 2 Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom - detail alotriomorfne obmedzenej výrastlice amfibolu (rez \perp kc). Formácia Lysá stráž - Oblík. Lokalita: opustený lom S od kóty Maliňiak (596,0). Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 3 Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom - detail hypidiomorfne obmedzenej výrastlice amfibolu (Aph) s výrazným opacitovým lemom. Formácia Lysá stráž - Oblík. Lokalita: kóta Šarišský hrad (570,0) SZ od Veľkého Šariša. Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 4 Pyroxenicko-amfibolický dioritový porfyrit - porfyrická štruktúra s holokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice: amfibol (Aph), plagioklas (Pg), hyperstén (Hy). Formácia Lysá stráž - Oblík. Lokalita: kóta Kuria hora (837,0) SV od Zlatej Bane. Foto F. Caňo, XN, SEM.

Tab. VIII

- Obr. 1 Pyroxenicko-amfibolický dioritový porfyrit - porfyrická štruktúra s holokryštalickou základnou hmotou, výrastlicami amfibolu (Aph), plagioklasu (Pg) a hypersténu (Hy). Formácia Šťavica. Lokalita: centrálna vulkanická zóna stratovulkánu, nek dioritového porfyritu pri prameni kyselky. Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 2 Hyperstenický andezit s amfibolom - porfyrická štruktúra s čiastočne rekryštalizovanou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice: hyperstén (Hy), plagioklas (Pg). Breštovská formácia. Lokalita: 2 km SZ od obce Opiná. Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 3 Hyperstenicko-amfibolicko-biotitický andezit - porfyrická štruktúra s hyalopilitickou až kryptokryštalickou štruktúrou základnej hmoty. Zlatobanská formácia - prechodná vulkanická zóna. Lokalita: extruzívne teleso S od kóty Dubník (877,0). Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 4 Ryodacit - riedkoporfyrická štruktúra s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty s výrastlicami hypersténu (Hy). Lokalita: kóta Valenčica (432,0) južne od Zámutova. Foto F. Caňo, XN, SEM.

Tab. IX

- Obr. 1 Pyroxenický andezit - porfyrická štruktúra s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice: plagioklas (Pg), hyperstén (Hy), augit (Aug). Formácia Rankovských skál - centrálny andezitový nek. Lokalita: 2 km SV od obce Herľany. Foto F. Caňo, XN, SEM.
- Obr. 2 Hyperstenický andezit - porfyrická štruktúra s mikroilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice: plagioklas, hyperstén. Formácia Košický Klečenov - centrálny andezitový nek. Lokalita: 1 km od obce Košický Klečenov. Foto

F. Caño, XN, SEM.

Obr. 3 Biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit - porfyrická štruktúra s hyalopilitickou až kryptokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice: plagioklas (Pg), biotit (Bt), amfibol (Aph), hyperstén (Hy). Formácia Strechový vrch - prechodná vulkanická zóna. Lokalita: 3 km S od obce Dargov. Foto F. Caño, XN, SEM.

Obr. 4 Hyperstenicko-augitický andezit - porfyrická štruktúra s hyalopilitickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice: plagioklas (Pg), hyperstén (Hy), augit (Aug), zhluky sekundárnych karbonátov (Cc). Formácia Vechec - centrálny andezitový nek. Lokalita: kóta Kamenná (416,0) JZ od obce Vechec. Foto F. Caño, XN, SEM.

Tab. X

Obr. 1 *Uvigerina parkeri breviformis* Papp et Turn. (karpat). Lokalita: Kamenný potok - Sigord, vrt S-33, 130x.

Obr. 2 *Praeglobobulimina ovata* (Orb.), (báden). Lokalita: Brestov, vrt JVD-16, 270x.

Obr. 3 *Bulimina elongata* (Orb.), (báden). Lokalita: Brestov, vrt JVD-16, 180x.

Obr. 4 *Praeorbulina glomerosa* (Blow), (báden). Lokalita: Hlinné, So-233, 130x.

Obr. 5 *Orbulina bilobata* (orb.), (báden). Lokalita: Zlatá Baňa, vrt SHJ-20, 160x.

Obr. 6 *Bulimina striata striata* (Orb.), (báden). Lokalita: Zlatá Baňa, vrt SHJ-20, 170x.

Obr. 7 *Melonis pompilioides* (F. et M.), (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 160x.

Obr. 8 *Spiroplectamina carinata* (Orb.), (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 140x.

Tab. XI

Obr. 1 *Globorotalia mayeri* Cush. et Ell., (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 230x.

Obr. 2 - 3 *Lagena* sp., (báden). Lokalita: Žehňa, vrt NTD-38, 2-220x, 3-600x.

Obr. 4 *Heterolepa dutemplei* (Orb.), (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 130x.

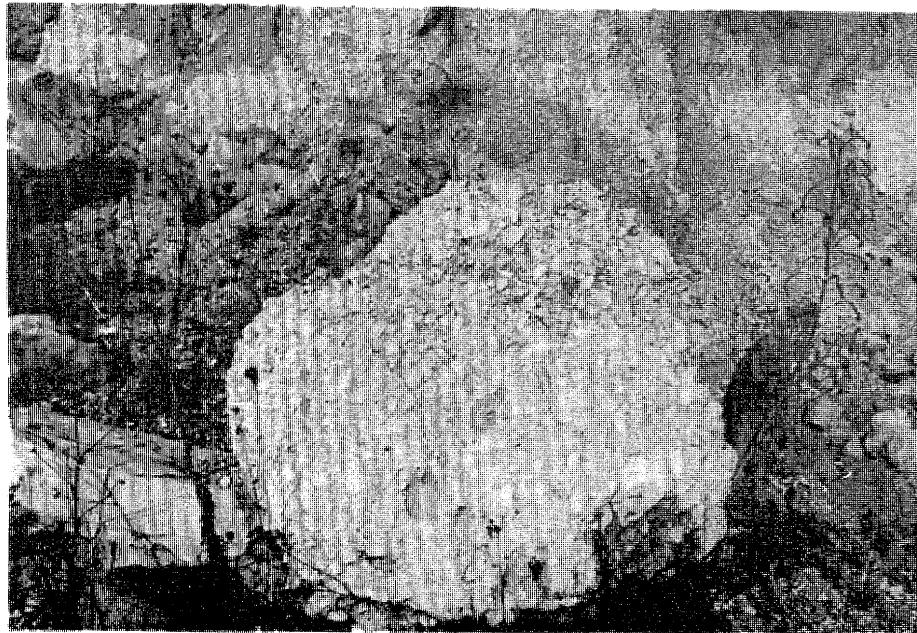
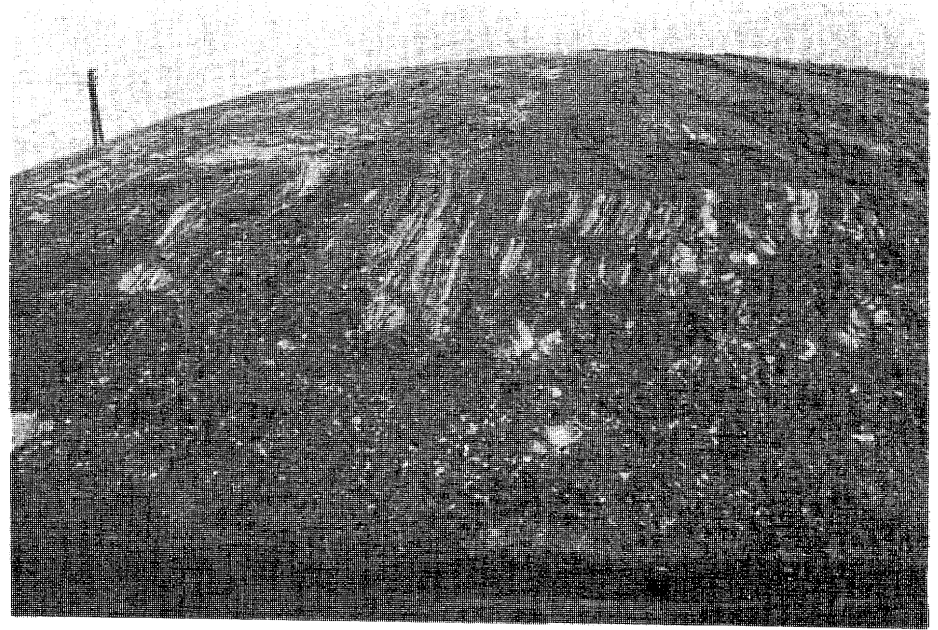
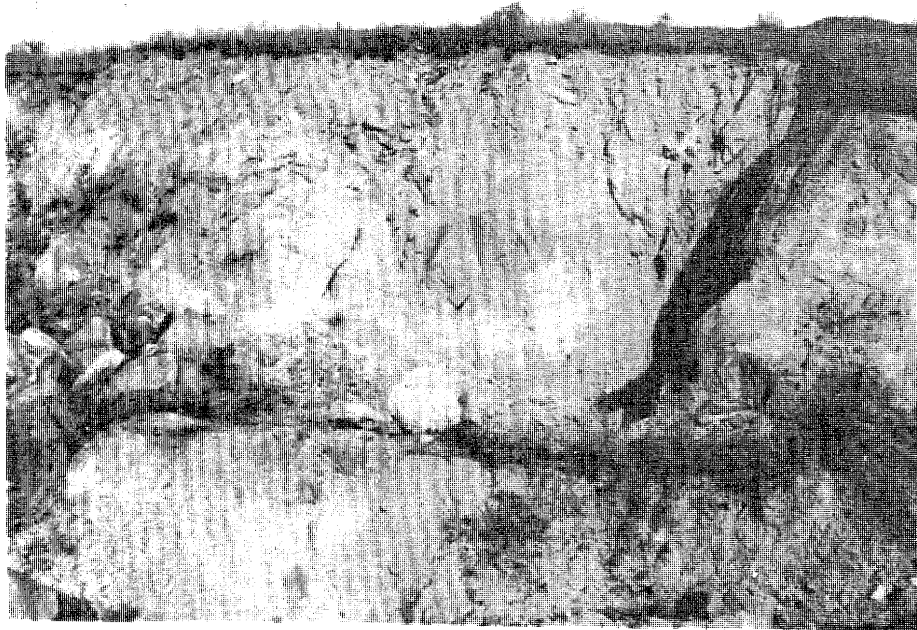
Obr. 5 *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cush.), (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 120x.

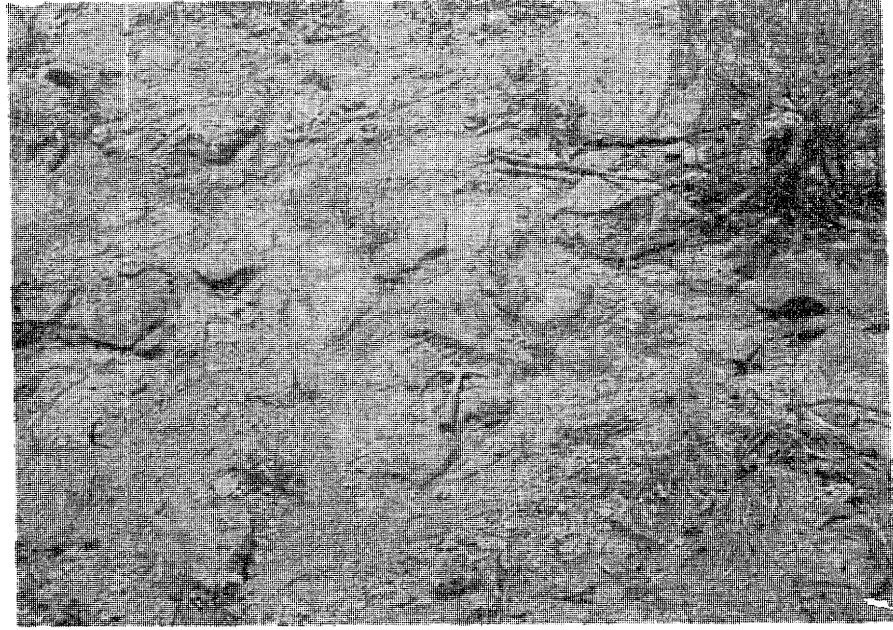
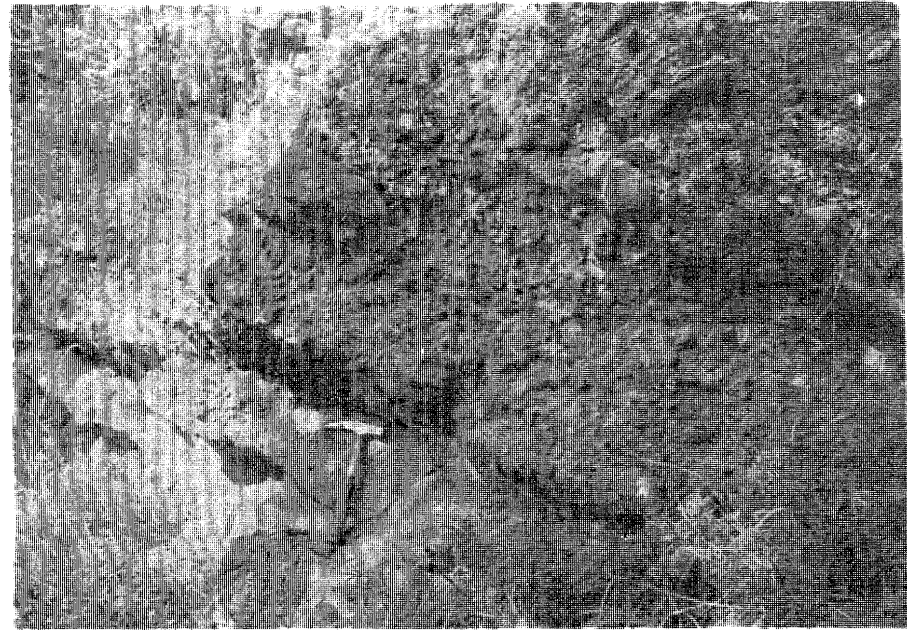
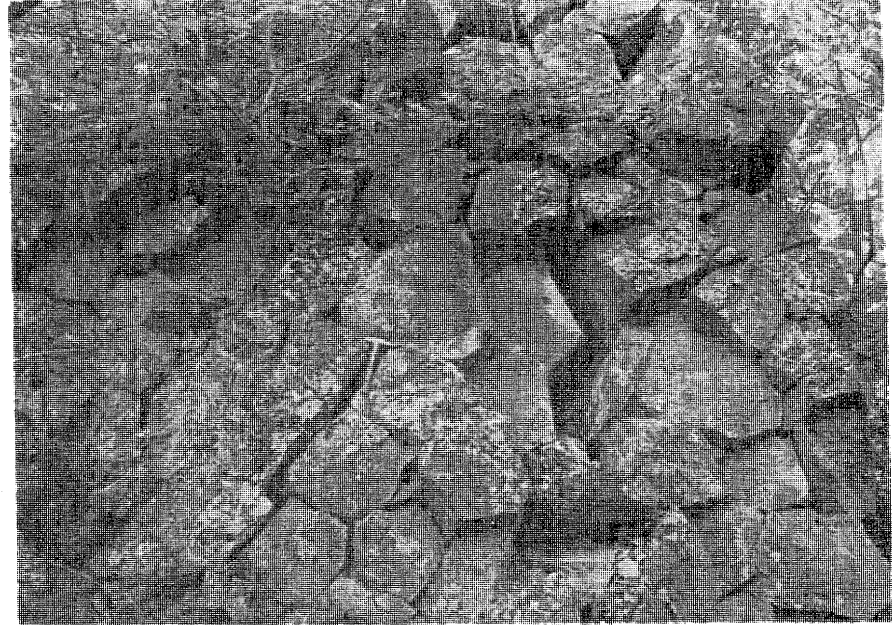
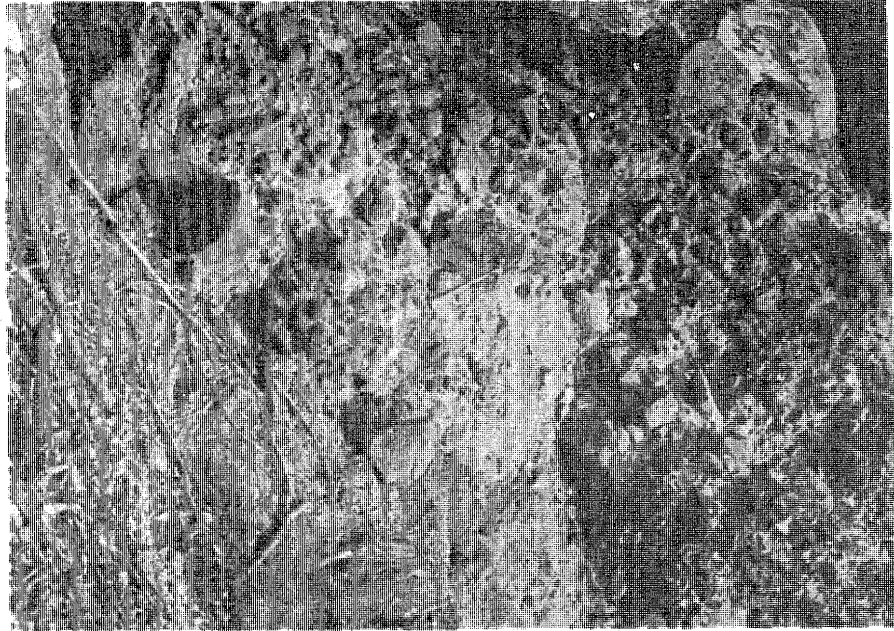
Obr. 6 *Orbulina suturalis* Bronn., (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 150x.

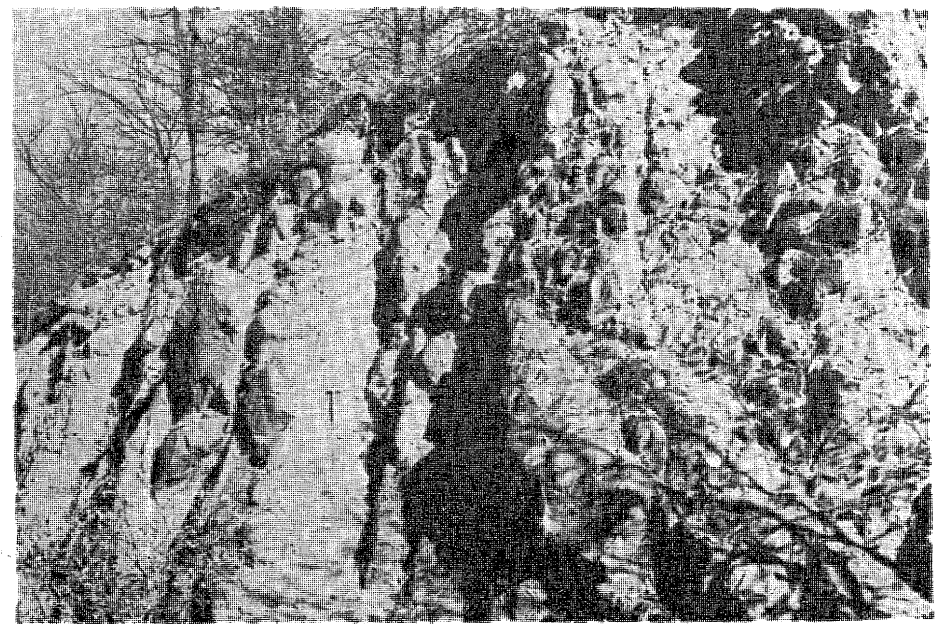
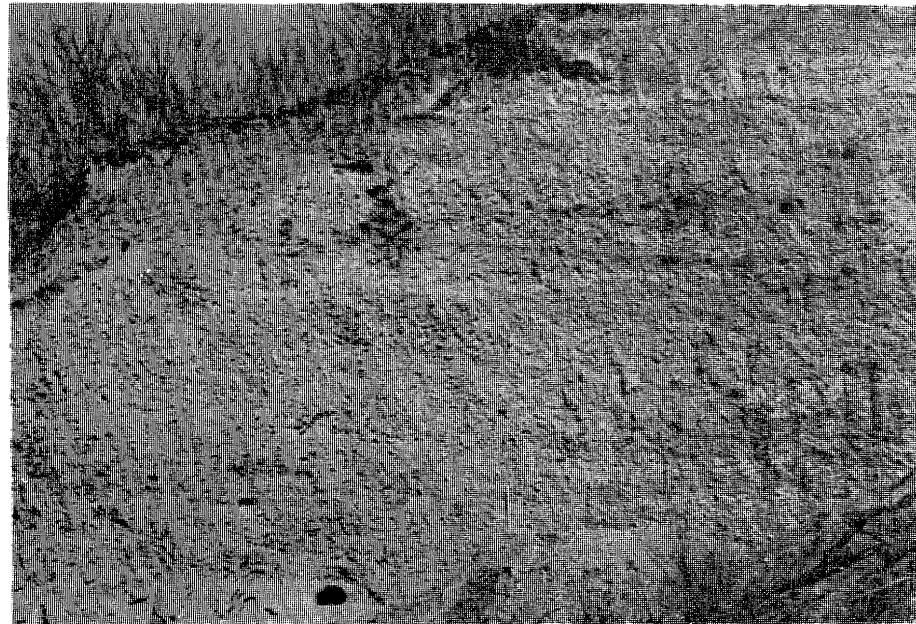
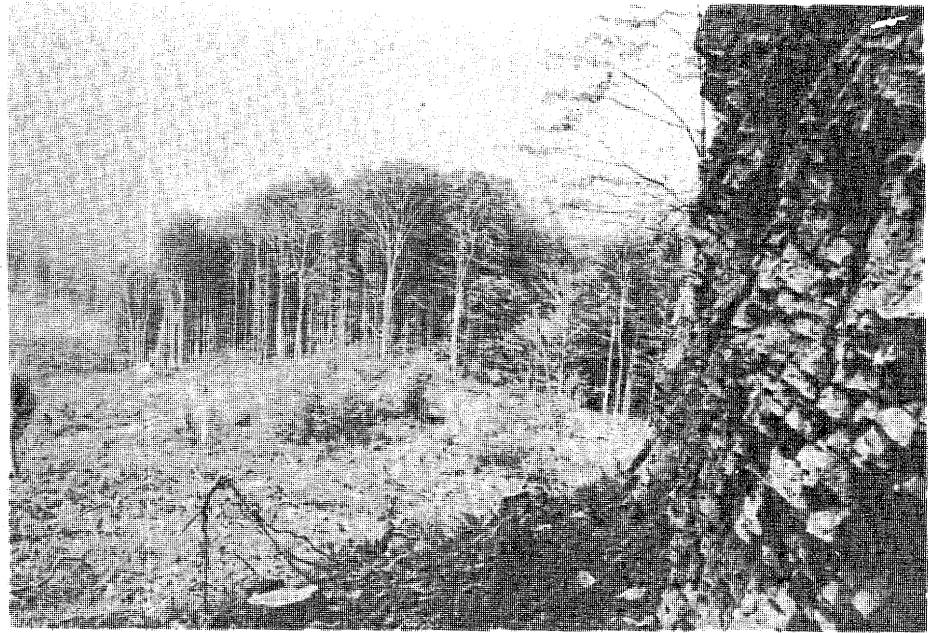
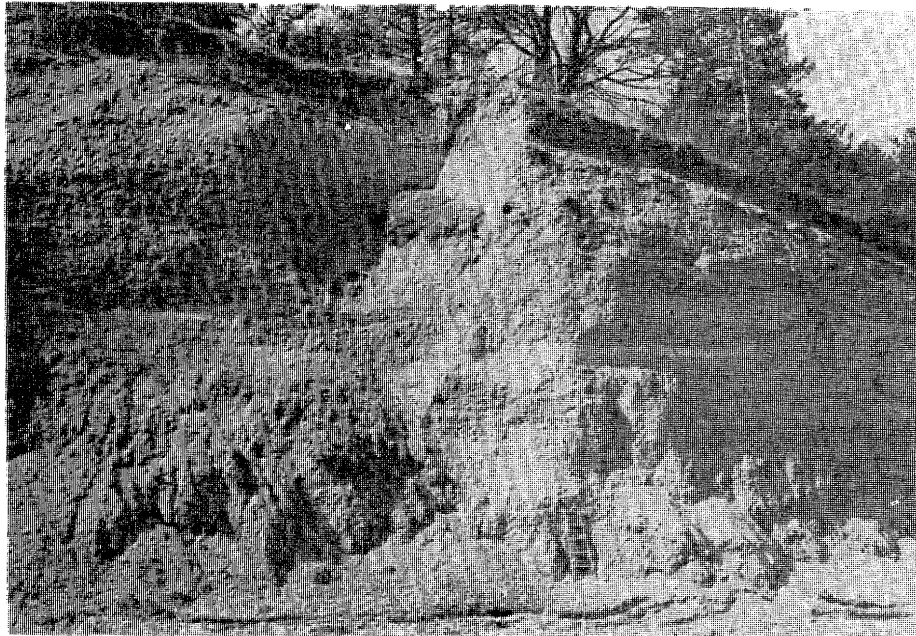
Obr. 7 *Uvigerina aculeata* Orb., (báden). Lokalita: Teriakovce, vrt S-15, 160x.

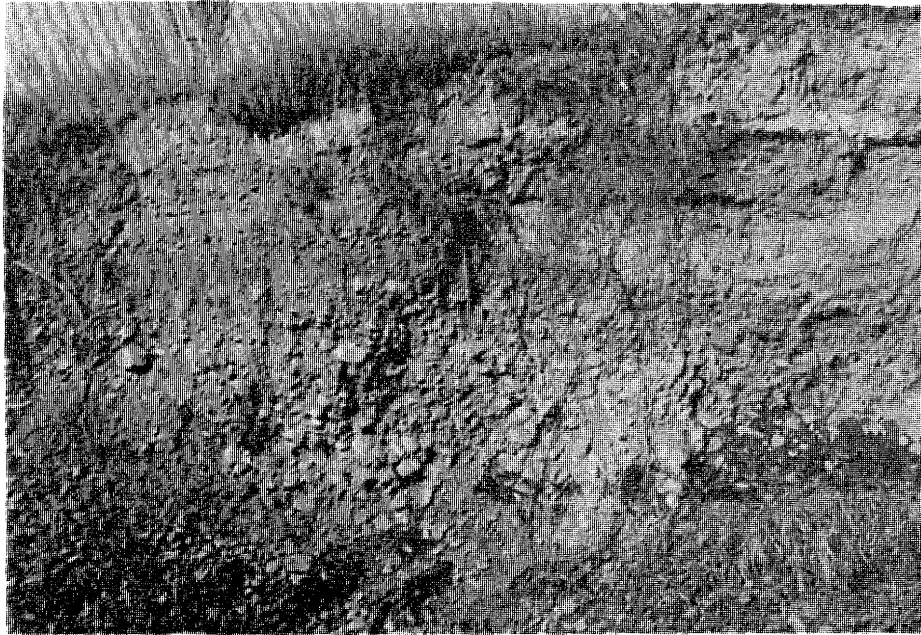
Obr. 8 - 9 *Ammonia beccarii* (L.), (vrchný báden - spodný sarmat), lokalita: centrálna vulkanická zóna stratovulkánu Makoviča JZ od obce Juskova Voľa, vrt KSV-25, 8-140x, 9-200x).

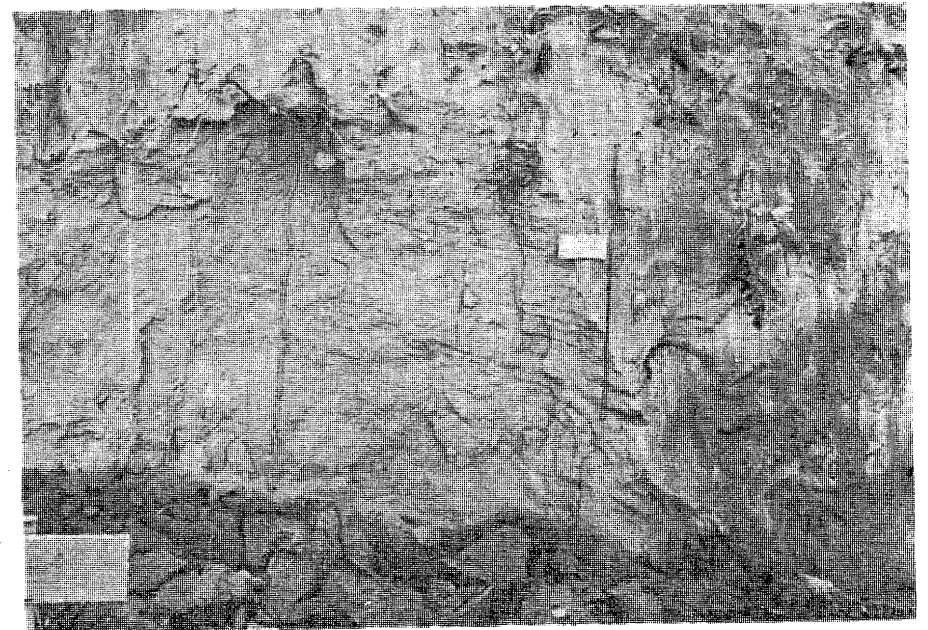
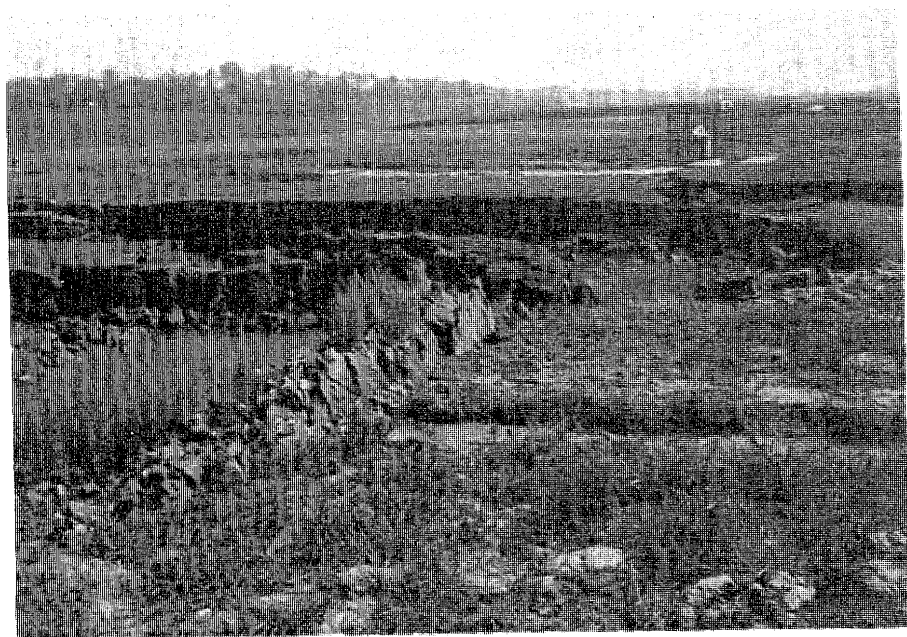
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

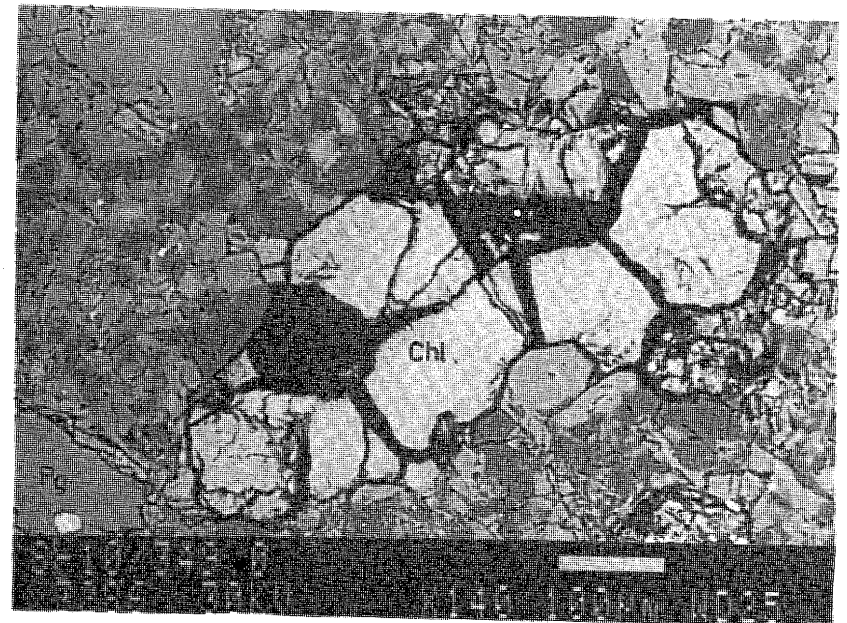
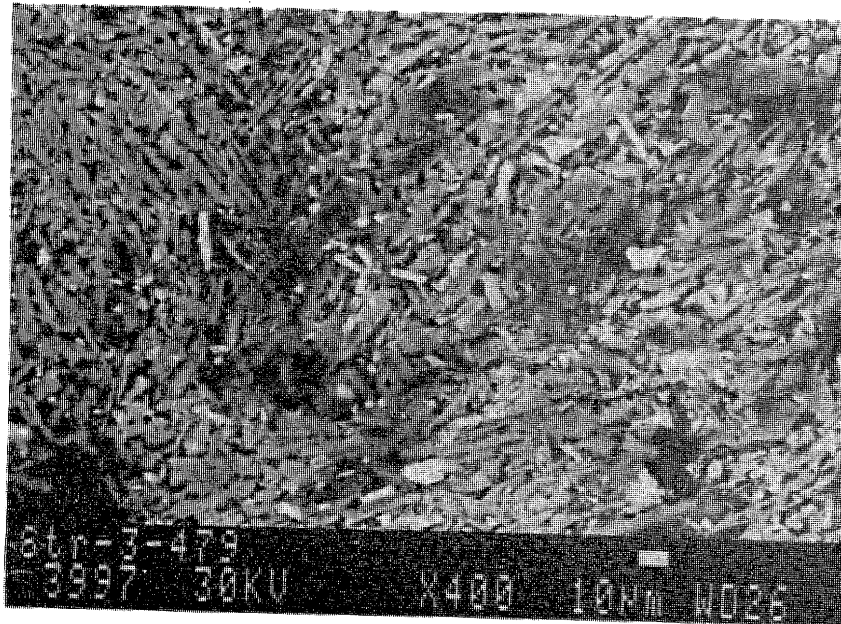
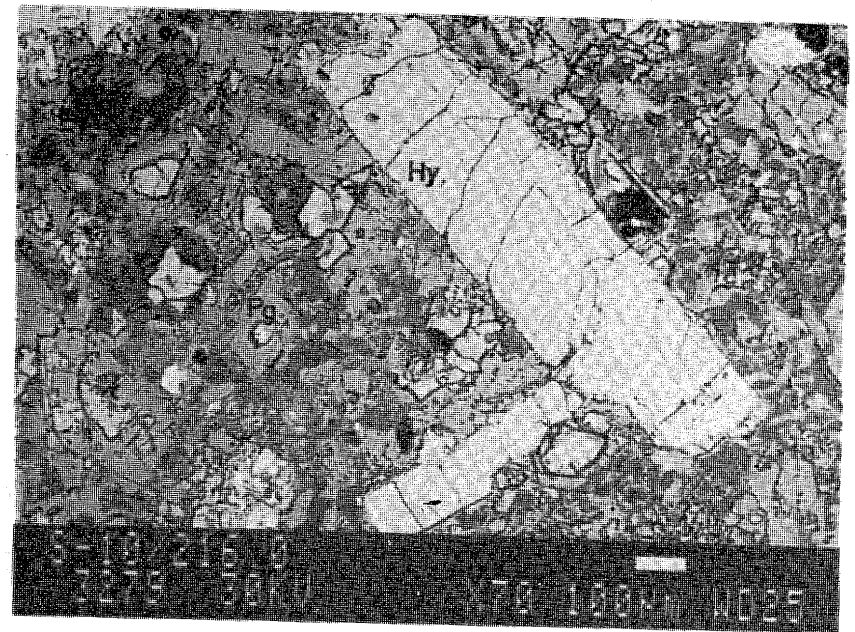
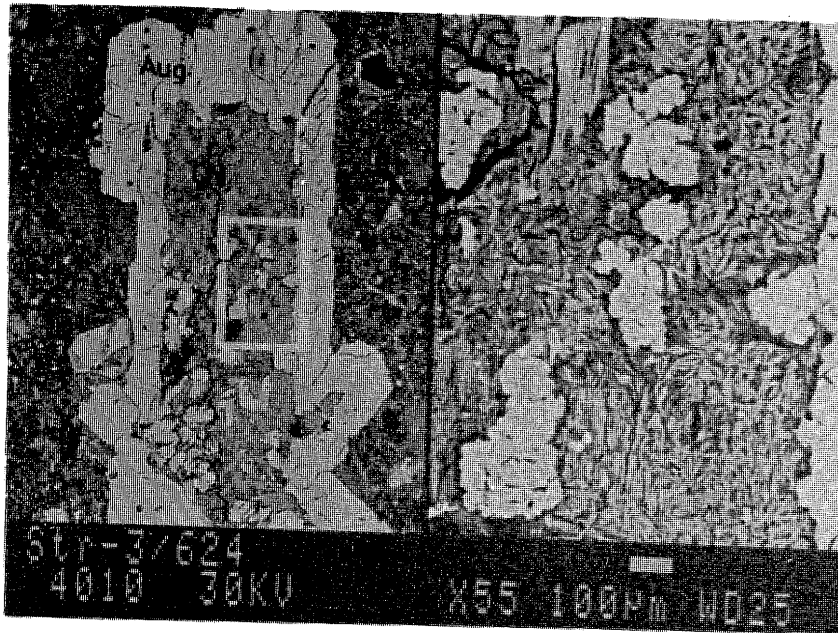


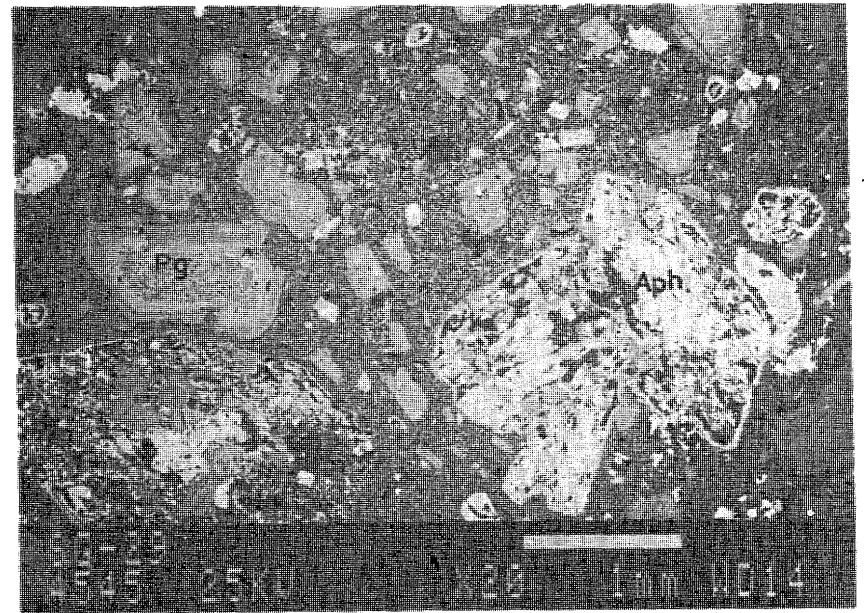
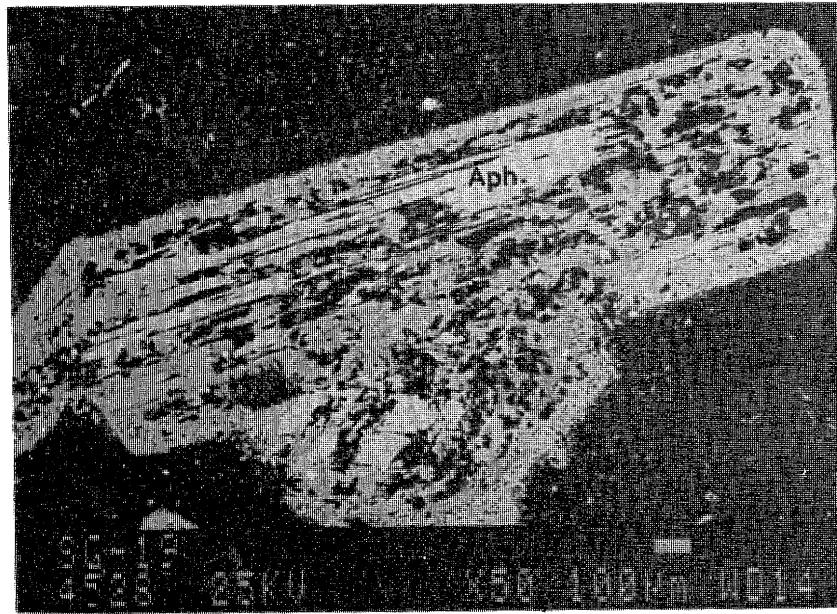
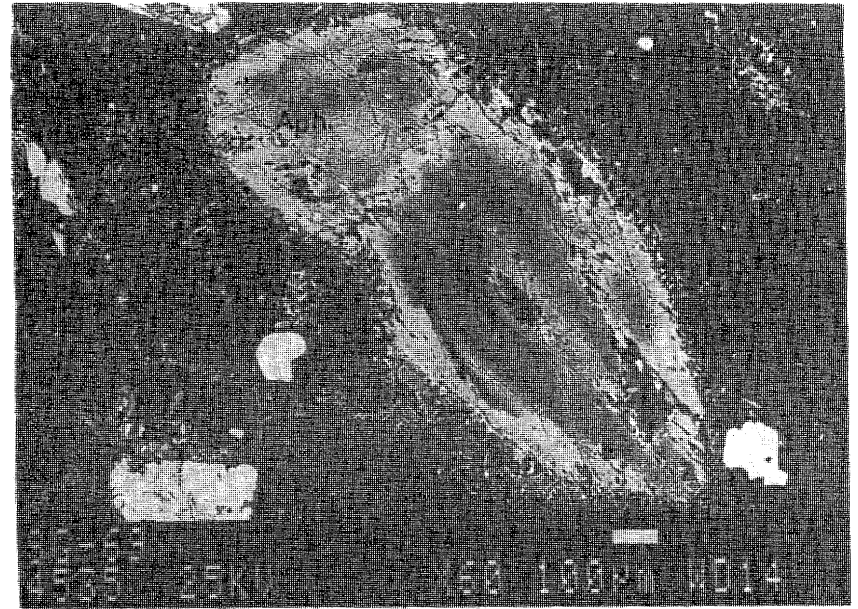
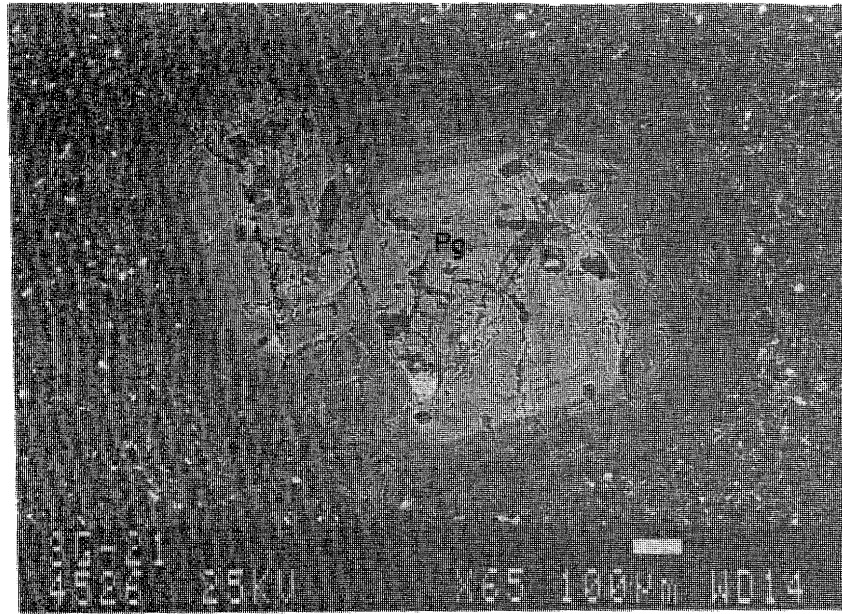


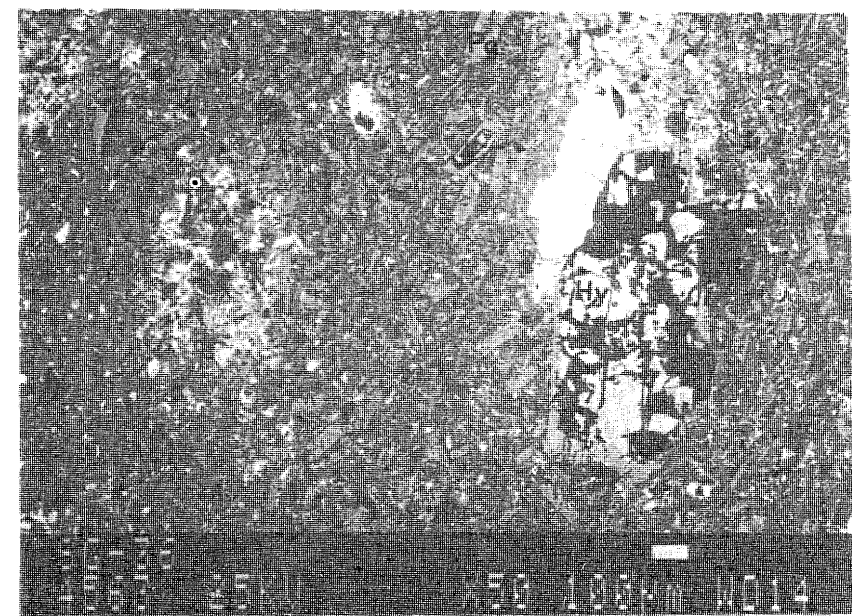
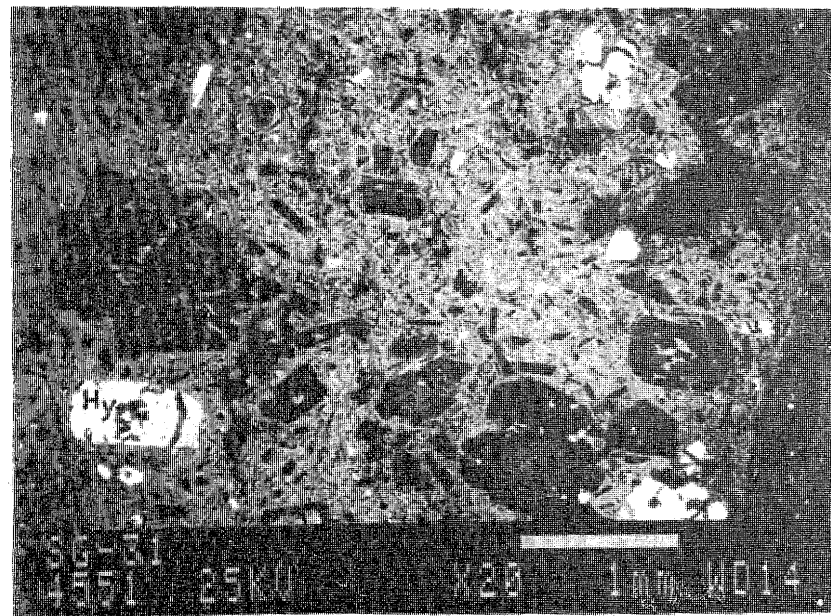
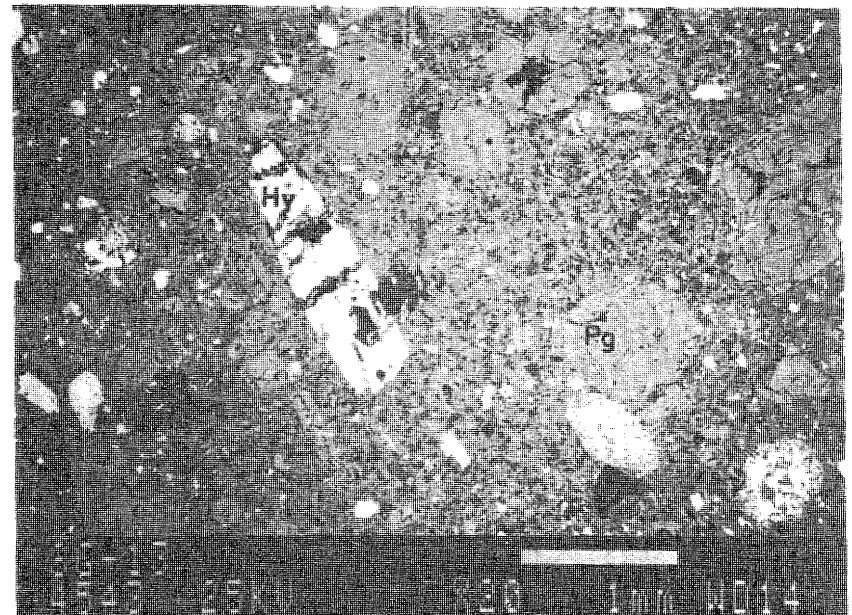
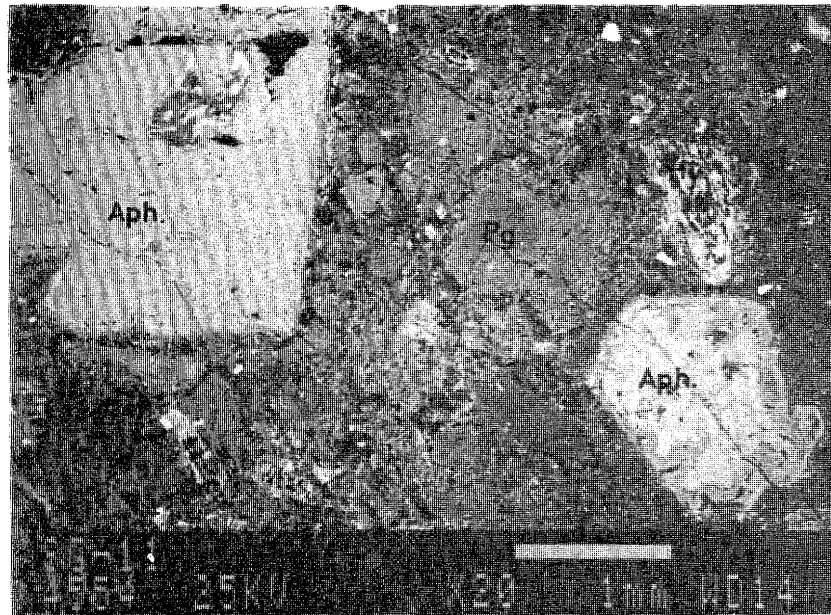


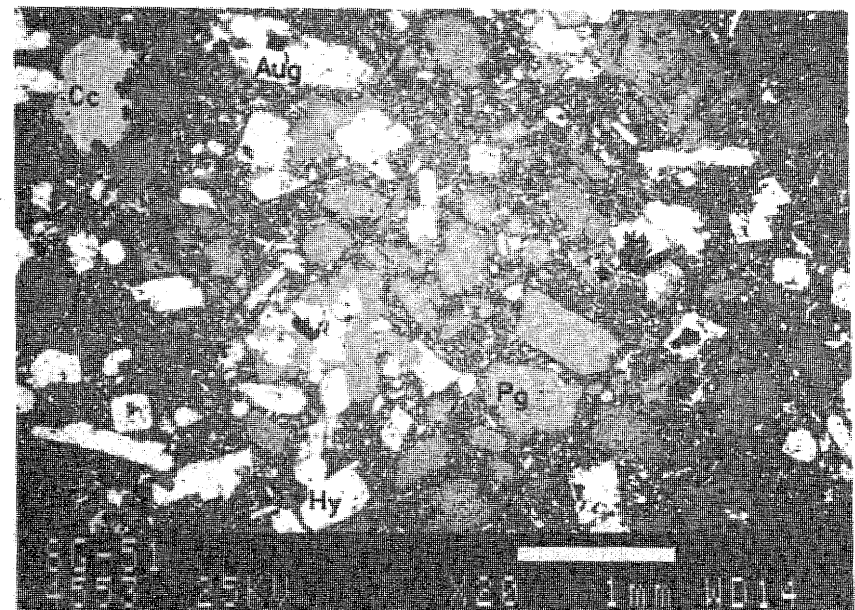
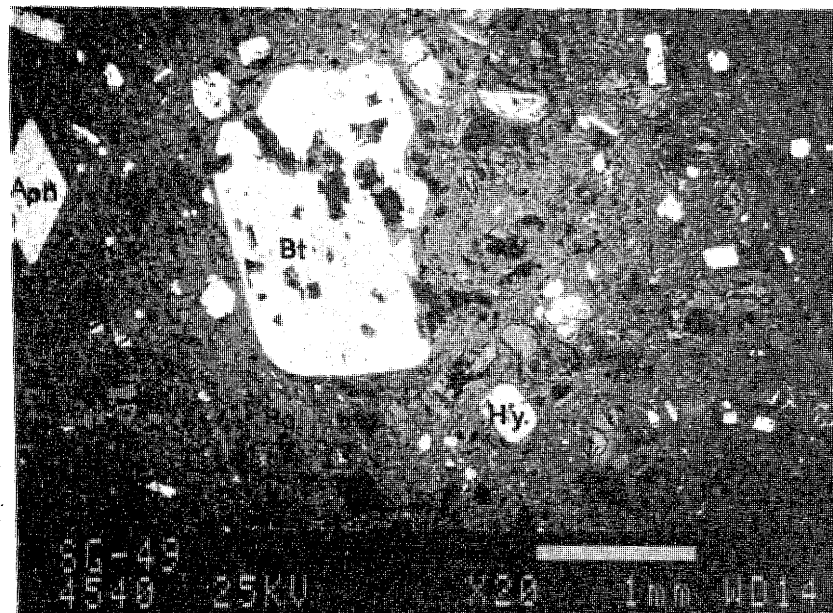
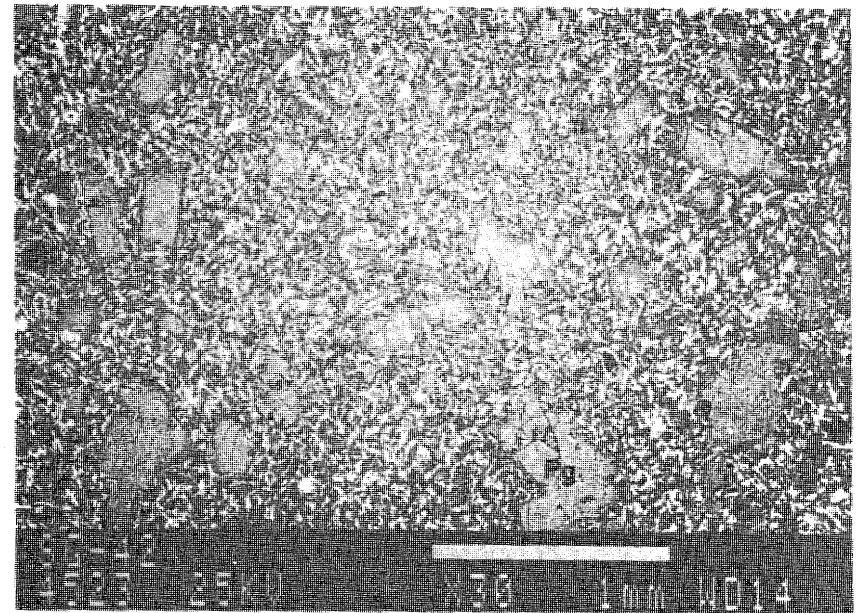
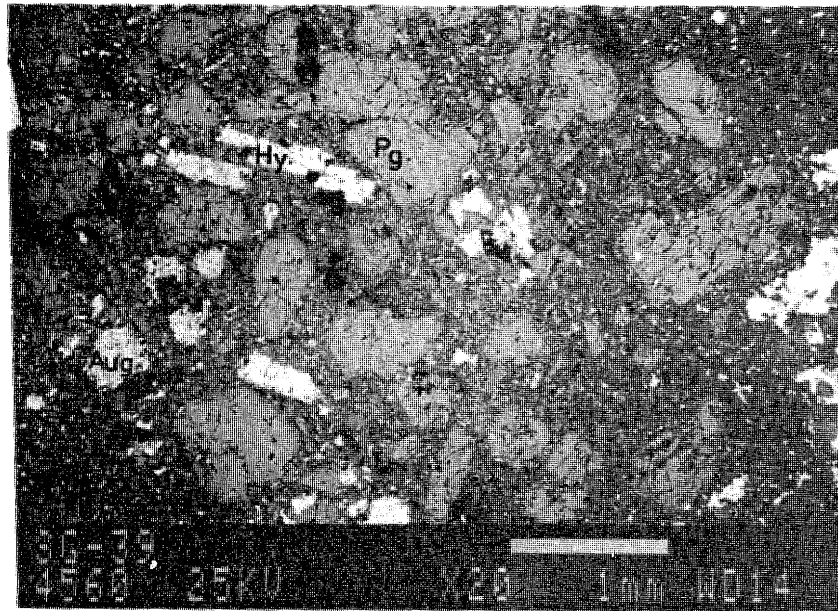


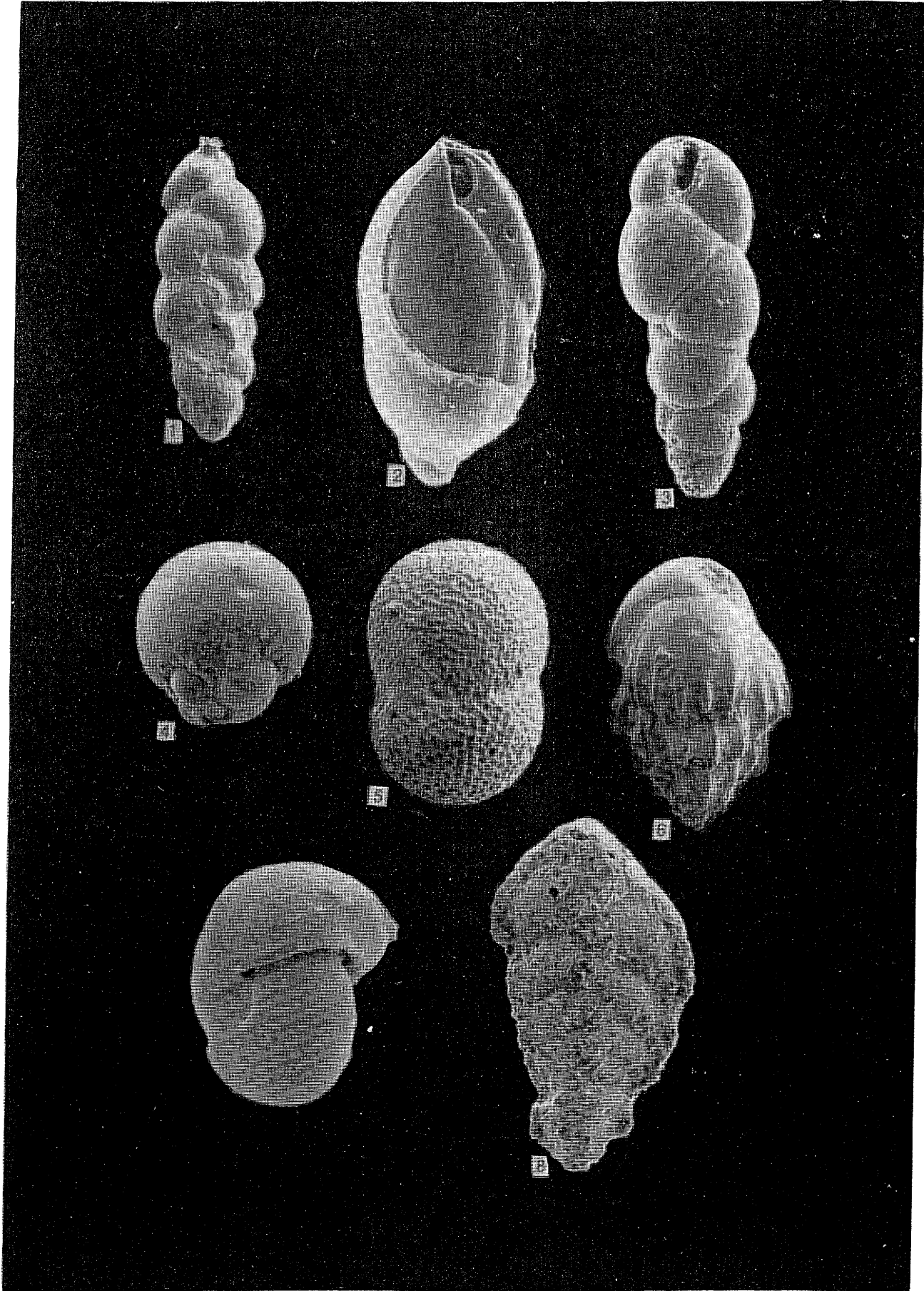












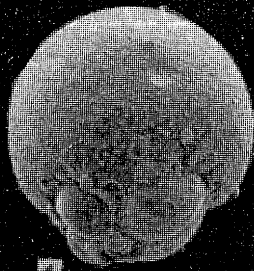
1



2



3



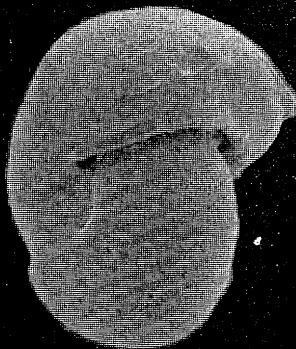
4



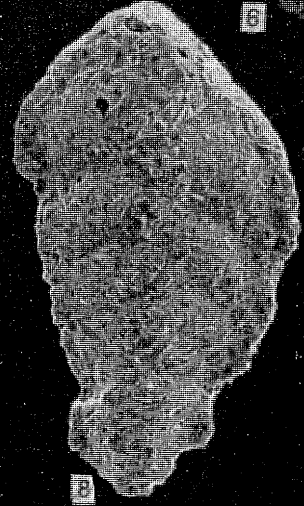
5

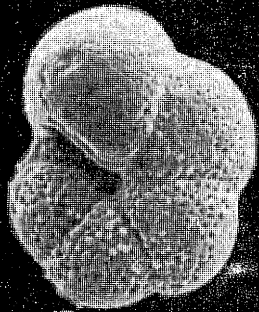


6

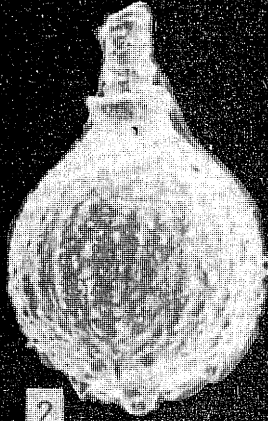


7

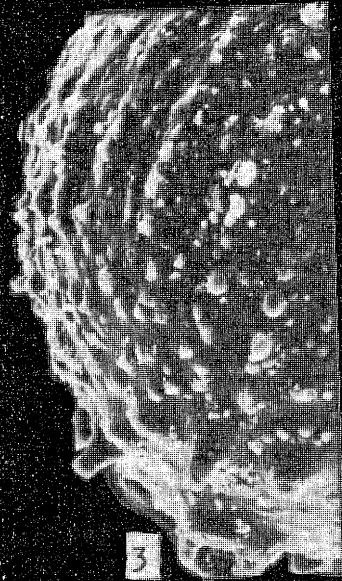




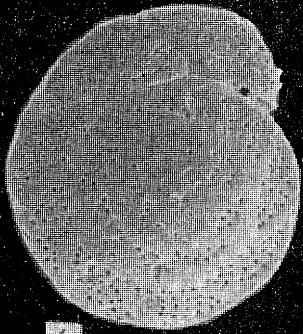
1



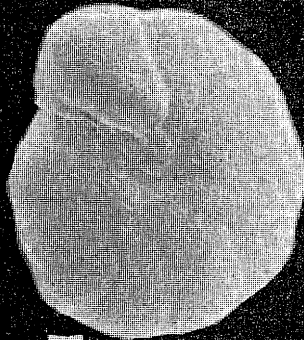
2



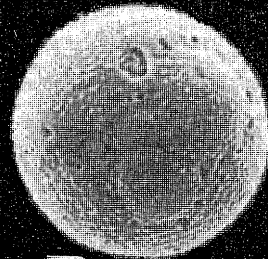
3



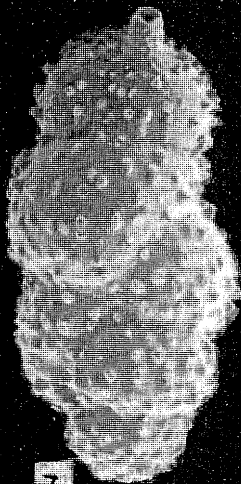
4



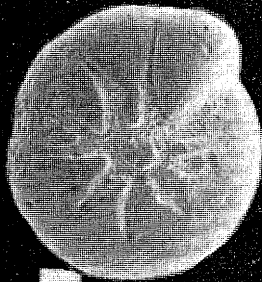
5



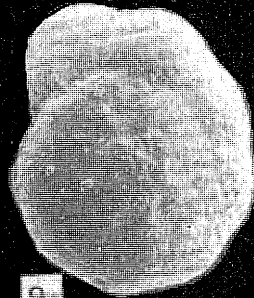
6



7



8



9

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1991. Vydavateľské oprávenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.
Jazyková a technická redaktorka: Magda Čikovská
Sadzba: Alena Wolfová

Tlač a kníhárske spracovanie: Tlačové a kníhviazačské stredisko GÚDŠ.
Tem. skup. 03/9. Náklad 500 kusov.
Rozsah AH 16,77, VH 17,06. Cena brož. Kčs 45,-

ISBN 80-85314-11-8