

Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie

JOZEF HÓK, LADISLAV HRAŠKO

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 6. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 12. 7. 1989)

Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line

Trend analysis of dilatation lineations, structure and character of folds, orientation of optic axes of quartz, 001 planes of biotite, deformation analysis and asymmetric structures (evaluated in meso- and microscale) stressed minimally two stages of dynamic working out of the area in Alpine tecto-deformation cycle. The Pohorelá line is a tectonic boundary, which brings the Hron complex (phyllonites, mica schists) and the Kráľova hola complex (granitoides, migmatites, gneisses) nearer to each other. It is interpreted, using seismic sounding, as one of Alpine listric faults with charriage characteristic in subhorizontal parts and as a horizontal shift in steeper parts, charriage phenomenon being older.

Úvod

Západný úsek pohorelskej línie prebieha severozápadnou časťou Veporských vrchov (obr. 1). Termín „pohorelská línia“ zaviedol do literatúry Zoubek (1957) a označil ním topografický prejav nasunutia kráľovohorského pásma na pásmo krakľovské. Klinec (1966) pokladá pohorelskú líniu za povrchový prejav širšie chápanej „rimavskej plochy“, ktorá je plochou zblíženia, resp. nasunutia kráľovohorského príkrovu na hronský komplex. Vo svetle dnešných poznatkov predpokladáme, že pohorelská línia je len jednou z viacerých „listrických plôch“. Jej význam je umocnený reologickým rozhraním dvoch komplexov (hronský a kráľovohorský) s rôznou horninovou náplňou, resp. rozdielnym uplatnením metamorfných procesov. Pokiaľ hronský komplex je budovaný prevažne metamorfmi (fylonity, svory, ojedinele ruly), v horninových súboroch kráľovohorského komplexu sa uplatňujú okrem migmatitov, rúl, svorov a fylonitov a fylitov značnou mierou aj granitoidy. Pre metamorfity oboch je charakteristický polymetamorfny vývoj, kde okrem regionálnej premeny ich veľmi často postihla aj diaforéza. Kvalita a kvantita týchto premien však nie je v oboch celkoch rovnaká, čo je aj dôsledok tektonogenetických dejov tvoriacich ich dnešnú stavbu.

Hlavnou náplňou deformačnej analýzy bolo zhromaždenie, štúdium a vyhodnotenie štruktúrnych fenoménov v mezo- a mikrookrsku v zmysle Jaroša a Vachtla (1980). Ďalším cieľom bolo poukázať na niektoré metodiky deformačnej analýzy a na možnosti ich efektívneho praktického využitia.

V mezoštruktúrnom okrsku sme merali smer sklonu plôch foliácie. Sem radíme plochy vrstvovej brid-

ličnatosti, plochy kliváže, plochy osových rovín vrás, plochy puklín a kremenných žíl, tiež priebeh plôch S-C mylonitov.

Lineárne charakteristiky pozostávajú z meraného smeru sklonu vrásových osí, lineácií najdlhších osí deformovaných minerálov, príp. budín kremeňa a z ryhovania na tektonizovaných plochách.

V mikrookrsku sme študovali výbrusový materiál z orientovaných vzoriek. Výbrusy na stanovenie prednostnej orientácie c osí kremeňa a plôch 001 biotitu boli orientované v rovine XZ deformačného elipsoidu. Tieto merania sme robili na fedorovskom stolíku metódou Fediuka (1961). Podobným spôsobom sme ich vyhodnocovali.

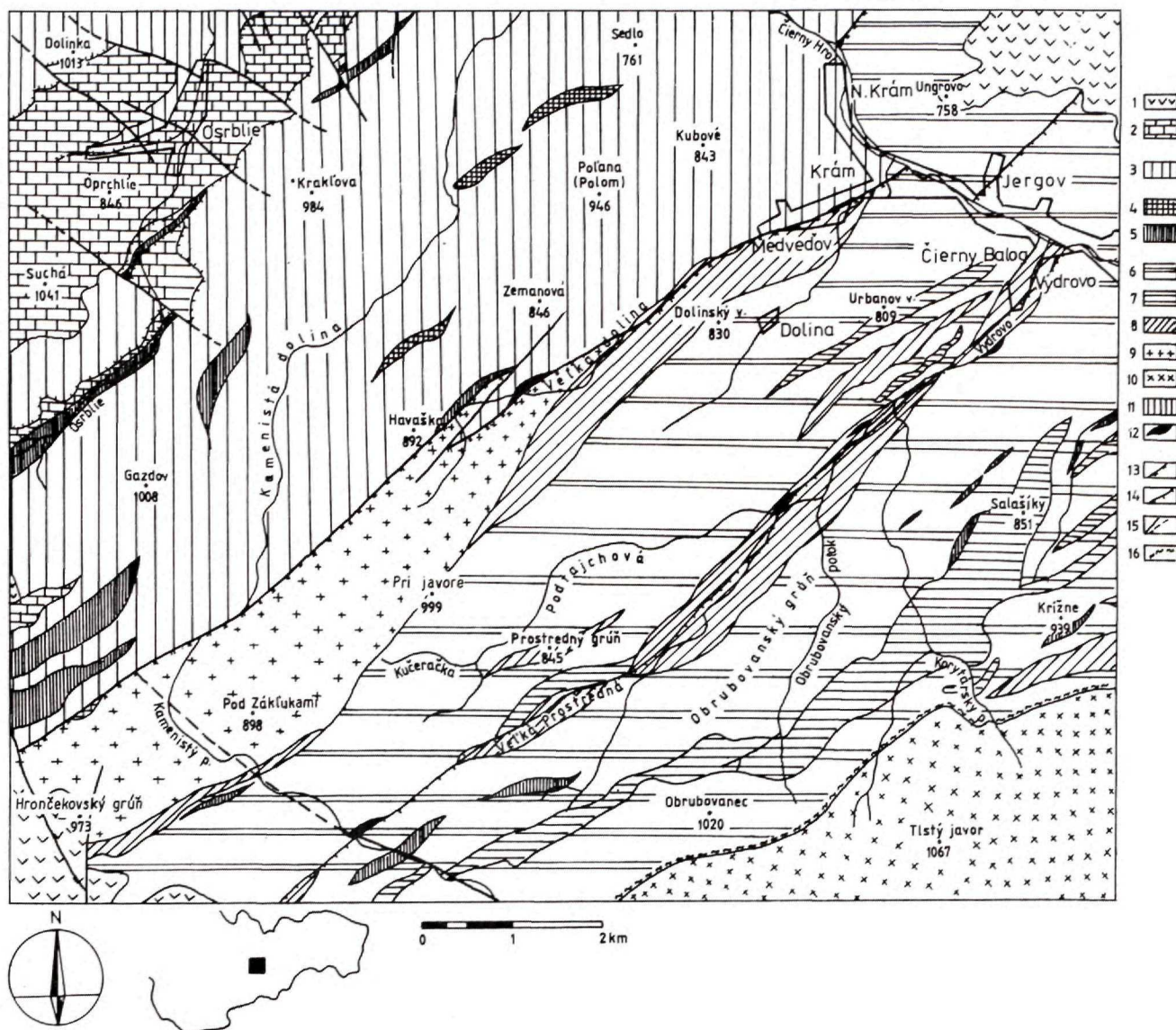
Deformačné elipsoidy sme merali v dvoch vzájomne kolmých rezoch — orientovaných výbrusoch v rovine XZ a YZ. Podobným spôsobom sme určovali zmysel pohybu, resp. strihu na deformovaných mineráloch v S—C mylonitoch.

Mezoštruktúrna deformačná analýza

Foliácie

Základné foliačné prvky, ktoré boli spracúvané pri štruktúrnej analýze, sú plochy vrstvovitosti a kryštalizačnej bridličnatosti (metamorfované horniny kryštalínika).

Plochy vrstvovitosti a kryštalizačnej bridličnatosti. Merali sme ich jednak v komplexoch hornín mezozoika severozápadne od priebehu pohorelskej línie, jednak v horninách kryštalínika. Merania boli zacielené na porovnanie deformácie hornín mezozoika a kryštalínika v danom regióne (obr. 2). Po spracovaní výsledkov v Lambertovej sieti (Rajlich, 1980, resp.



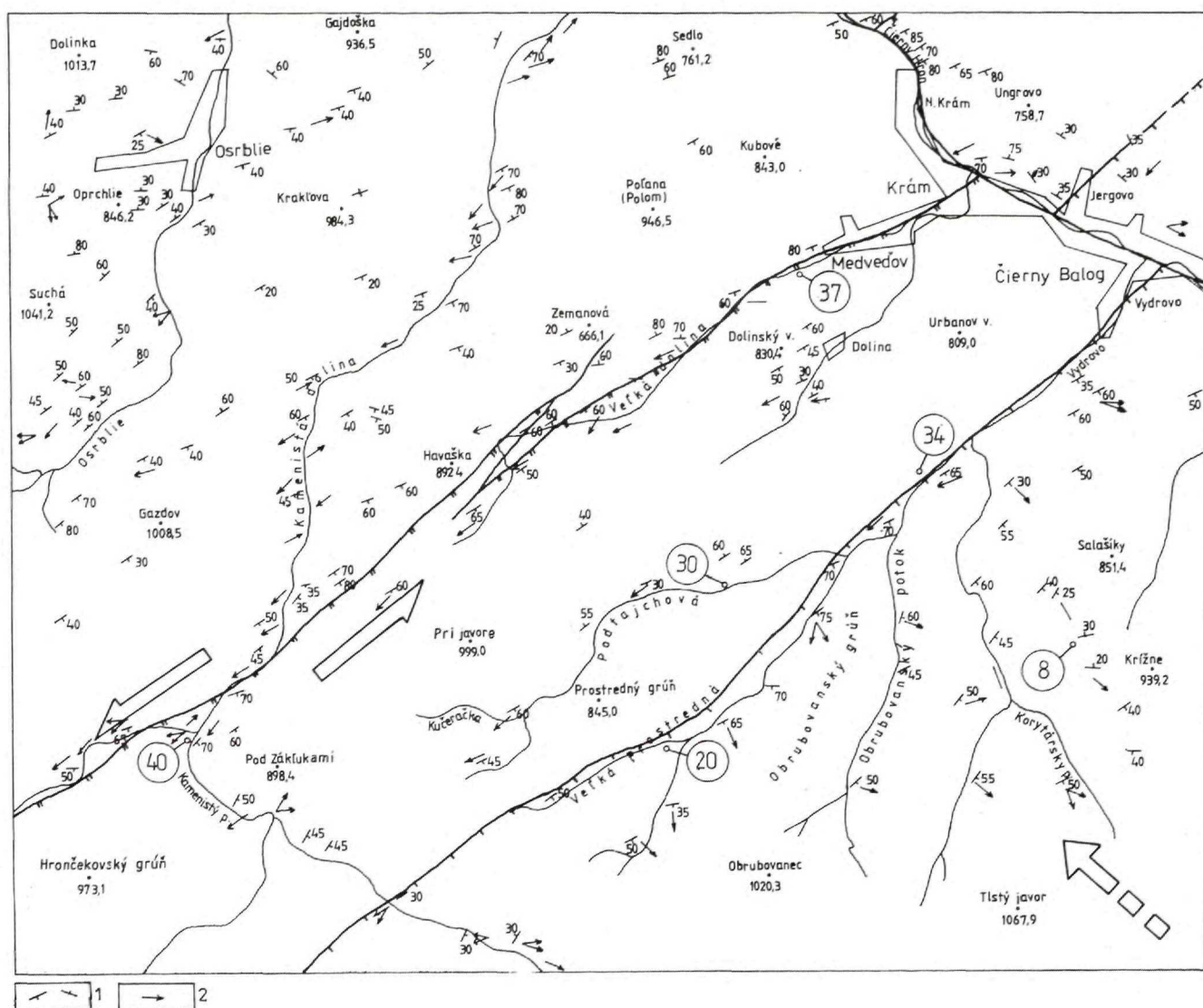
Obr. 1. Prehľadná geologická mapa. 1 — neovulkanity (báden — sarmat), 2 — séria Veľkého boku (mezozoikum — mladšie paleozoikum). Hronský komplex: 3 — albiticko-chloriticko-sericitické fylony až svory, granatické fylony a metamorfované produkty, „porfyroidy“ kyslého vulkanizmu, 4 — biotitické pararuly, 5 — zelené bridlice, amfibolické ruly a amfibolity. Kráľovohorský komplex: 6 — synkinematické a neskoropostkinematické migmatity, 7 — biotitické a kremenité pararuly, 8 — diaforické svory až fylony, grafické fylony, 9 — granit — granodiorit typ Hrončok, 10 — granodiorit typ Sihla, 11 — amfibolity, 12 — granitové porfýry, 13 — pohorelská línia, 14 — vydrovský a osrblianský zlom, 15 — zlomy zistené a predpokladané, 16 — mylonity.

Fig. 1. Synoptical geological map. 1 — neovolcanites (Badenian — Sarmatian), 2 — the Veľký bok Group (Mesozoic — Late Paleozoic). The Hron complex: 3 — albite-chlorite-sericite phyllonites to mica schists, garnet phyllonites and metamorphosed products, „porphyroides“ of acid volcanism, 4 — biotite paragneisses, 5 — green schists, hornblende gneisses, amphibolites. The Kráľova hofa complex: 6 — synkinematic and late postkinematic migmatites, 7 — biotite and quartz paragneisses, 8 — diaphoric mica schists and phyllonites, graphitic phyllonites, 9 — granite — granitoid of the Hrončok type, 10 — granitoid of the Sihla type, 11 — amphibolites, 12 — granite porphyries, 13 — the Pohorelá line, 14 — the Vydrovo and Ošrbie fault, 15 — faults ascertained and assumed, 16 — mylonites.

Ramsay a Huber, 1983) môžeme konštatovať, že spomínané horninové súbory boli vrásnené spoločne, pričom os konštrukčnej vrásy má smer SV — JZ. Častejšie upadanie plôch na JV poukazuje na severozápadnú vergenciu vrásavej stavby (obr. 3).

Plochy kliváže. V celom území je dominujúca kliváž osovej roviny geneticky spojená s tvorbou vrás.

Smer sklonu klivážových plôch je veľmi jednotný — od 150 do 160° so sklonom 60°. V úsekoch s vhodnými reologickými vlastnosťami hornín je vyvinutá krenulačná kliváž. Morfológicky patrí k typu „F“, typickému pre krídla vrás, menej k typu „U“, vyskytujúcu sa vo vrcholových častiach — zámkoch vrás (Synek, 1983). Uvedený smer sklonu



Obr. 2. Hlavné trendy foliácií (1) (vrstvitosť, vrstvosť bridličnatosť) a lineácií (2) (lineácie natiahnutia, ryhovanie) s lokalizáciou odberu orientovaných vzoriek.

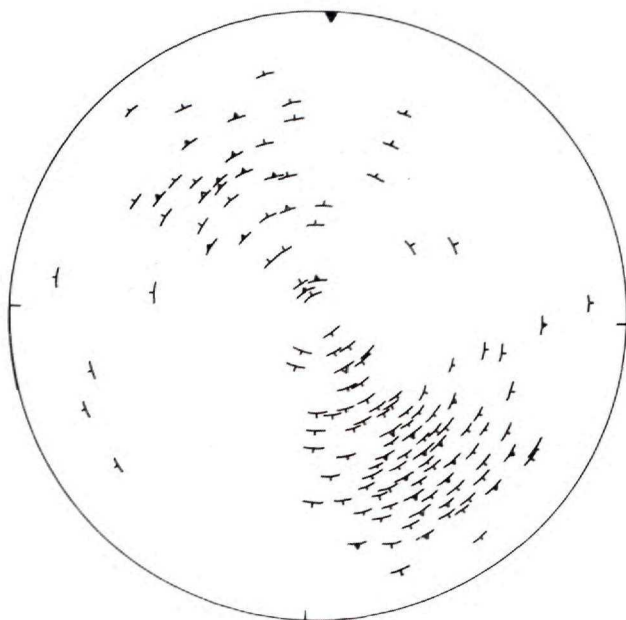
Fig. 2. Main trends of foliations (1) (bedding, schistosity) and lineations (2) (dilatation lineations, striation) with localization of sampling of oriented samples.

plôch kliváže osovej roviny a zároveň vyskytujúce sa typy krenulačnej kliváže umožňujú stanoviť vergenciu vrás súhlasne s predchádzajúcim konštatovaním. Existencia opísaných typov krenulačnej kliváže je navyše typická pre chloritovú zónu metamorfneho vývoja hornín, čo je v súlade so získanými petrologickými výsledkami.

Plochy osových rovín. Smerovo sú totožné s plochami kliváže, na ich smere sklonu sa dá najnázornejšie dokumentovať vergencia vrás k severozápadu.

Pukliny. Predstavujú zvláštny a veľmi zložitý štruktúrny prvok. Ich genetická klasifikácia v literatúre je nejednotná, ich vzťah k deformačnému poľu je funkciou viacerých premenných a názory na ich

genézu sa v mnohom rozchádzajú (Pollard a Aidyn, 1988). Z týchto dôvodov má štúdium puklín pri štruktúrnej analýze v takej exponovanej oblasti len orientačný charakter. Po spracovaní nameraných dát môžeme konštatovať, že pukliny vykazujú dva hlavné systémy smeru SV — JZ a SZ — JV. Intenzívnejšie je vyvinutý systém smeru SZ — JV. Cenné údaje o charaktere a kinematike deformácie nám poskytli pukliny typu „en echelon“. Pri ich analýze sme vychádzali predovšetkým z prác Roevinga (1968), Beacha (1975), Ramsaya a Hubera (1983), Mitchela a Forsythea (1988). Ich smer sklonu v blízkosti pohorelskej línie umožňuje určiť sinistralný zmysel horizontálneho strihu v smere SV — JZ.



Obr. 3. Tektonogram smeru sklonu vrstvitosti (sklon vyjadrený trojuholníkmi) a vrstvovej bridličnatosti (sklon vyjadrený čiarkou). Sever označený tmavým trojuholníkom na obvode (137 meraní).

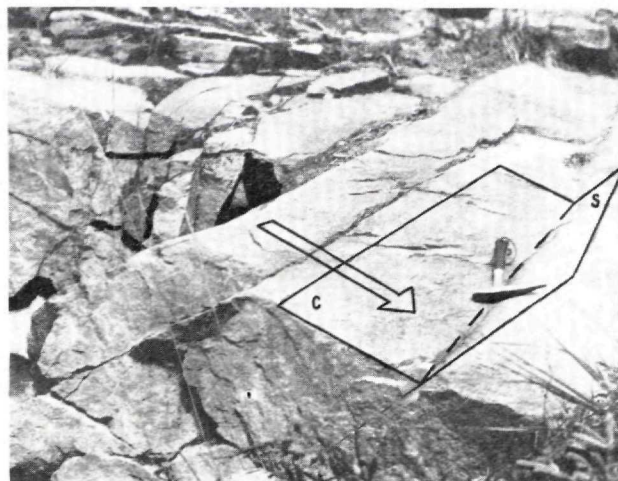
Fig. 3. Tectonogram of dip direction of bedding (dip is marked by triangles) and schistosity (dip is marked by dashes). The North is marked by dark triangle at periphery. Number of measurements 137.

Kremenné žily. Vykazujú, podobne ako pukliny, dva hlavné smery SZ—JV a SV—JZ, oba so strmými sklonmi. Žily smeru SZ—JV vyplňa masívny biely kremeň, kým žily smeru SV—JZ vyplňajú poruchové zóny a kremeň v nich tvorí nepravidelné šošovky. Podľa Huraia (1983) oba systémy sú výsledkom alpínskej tektonogenézy, pričom na základe štúdia plynno-kvapalných uzavrenín starším sa javí systém smeru SZ—JV.

S—C mylonity. Po prvý raz ich definovali Berthé et al. (1979) v granitoidných horninách. Autori zároveň vymedzili mechanizmus a hlavné deformačné charakteristiky ich vzniku ako výsledok strižnej deformácie. Lister a Snoke (1984) podrobne analyzovali tento fenomén a vyčlenili 1. typ S—C mylonitov pre granitoidné horniny s tektonickými štruktúrami markantnými v mezookrsu a 2. typ S—C mylonitov pre horniny kryštallických bridlíc s deformáciami lepšie študovateľnými v mikrookrsu. Na základe zákonite orientovaných tektonických foliácií sme mohli v granite typu Hrončok determinovať 1. typ S—C mylonitov s vektorom tektonickej deformácie smeru SV—JZ (obr. 4).

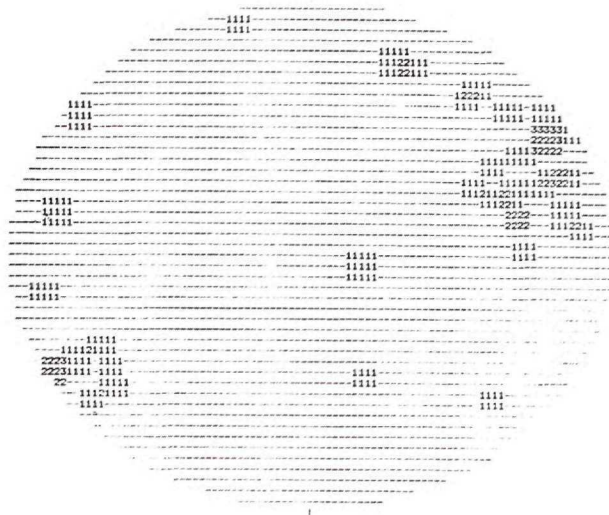
Lineácie

Vrásové osi. V celom regióne majú jednotný smer SV—JZ, pričom sklon varíruje na obe strany do 20°.



Obr. 4. S—C mylonit 1. typu. Granitoid typu Hrončok jz. od kóty Pod Zákľukami (898.0).

Fig. 4. S—C mylonite of the 1st type. Granitoid of the Hrončok type, south-western of Pod Zákľukami elevation point (898.0).

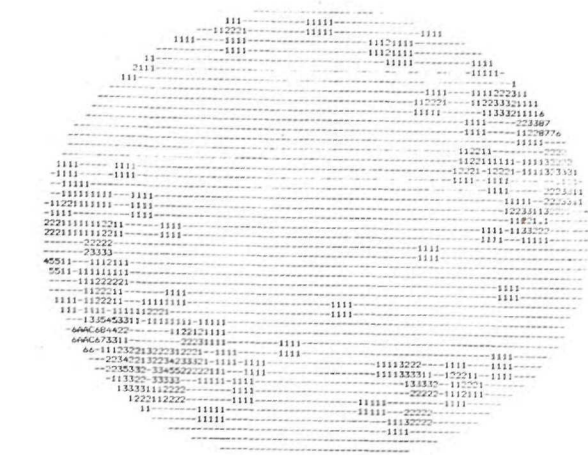


Obr. 5. Kontúrový diagram b osí vrás (27 vstupných údajov).

Fig. 5. Contoured diagram of b-axes of folds (27 entrance data).

Vrásové osi v mezozoických sekvenciách sú totožné, resp. paralelné s vrásovými osami kryštallických bridlíc. Táto skutočnosť znovu poukazuje, že vrásnenie malo jednotný režim (obr. 5).

Lineácie natiahnutia. K nim radíme najdlhšie osi deformovaných minerálov a budín kremeňa (stotožnené s osou X deformačného elipsoidu). Najdlhšia os indikuje principiálne smer najväčšej extenzie, a tým aj tektonického transportu (stretching lineations). Zároveň sa minerály vplyvom tlaku (resp. strihu) deformujú (Simpson a Schmid, 1983; resp. Passchier a Simpson, 1986). Zákonitá deformácia minerálov môžeme využiť ako kinematický indikátor. V tektonickom transporte kráľovohorského



Obr. 6. Kontúrový diagram lineácií (lineácie natiahnutia, ryhovanie) (86 vstupných údajov).

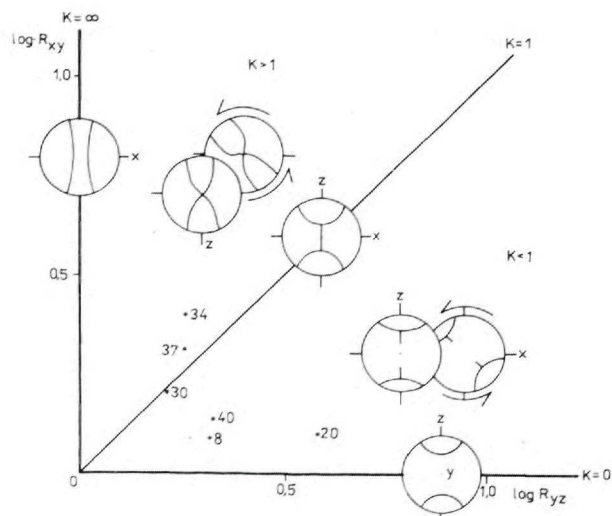
komplexu prevláda smer z JV na SZ. V blízkosti pohorelskej línie je ich smer SV—JZ tak v kráľovoholskom, ako aj v hrnskom komplexe (obr. 2 a 6).

Ryhovanie (striae) na tektonizovaných plochách. Pod týmto pojmom rozumieme ryhovanie spôsobené reorientáciou minerálov, prípadne ich rastom v prednostnom smere na plochách vrstvitosti, vrstvovej bridličnatosti alebo kliváže. Najklasickejšie je ryhovanie vyvinuté na plochách, ktoré sa zvyčajne označujú ako „tektonické zrkadlá“. Pri dostatočnom štatistickom súbore možno pomerne jednoznačne určiť smer a zmysel tektonickej deformácie. Na pohorelskej línii sme po spracovaní údajov mohli konštatovať, že prevládajúcim smerom je SV—JZ a zmysel posunu je lavostranný. Naproti tomu v širšom okolí prevláda kolmý smer, t. j. sz. — jv. (obr. 2 a 6).

Mikroštruktúrna deformačná analýza

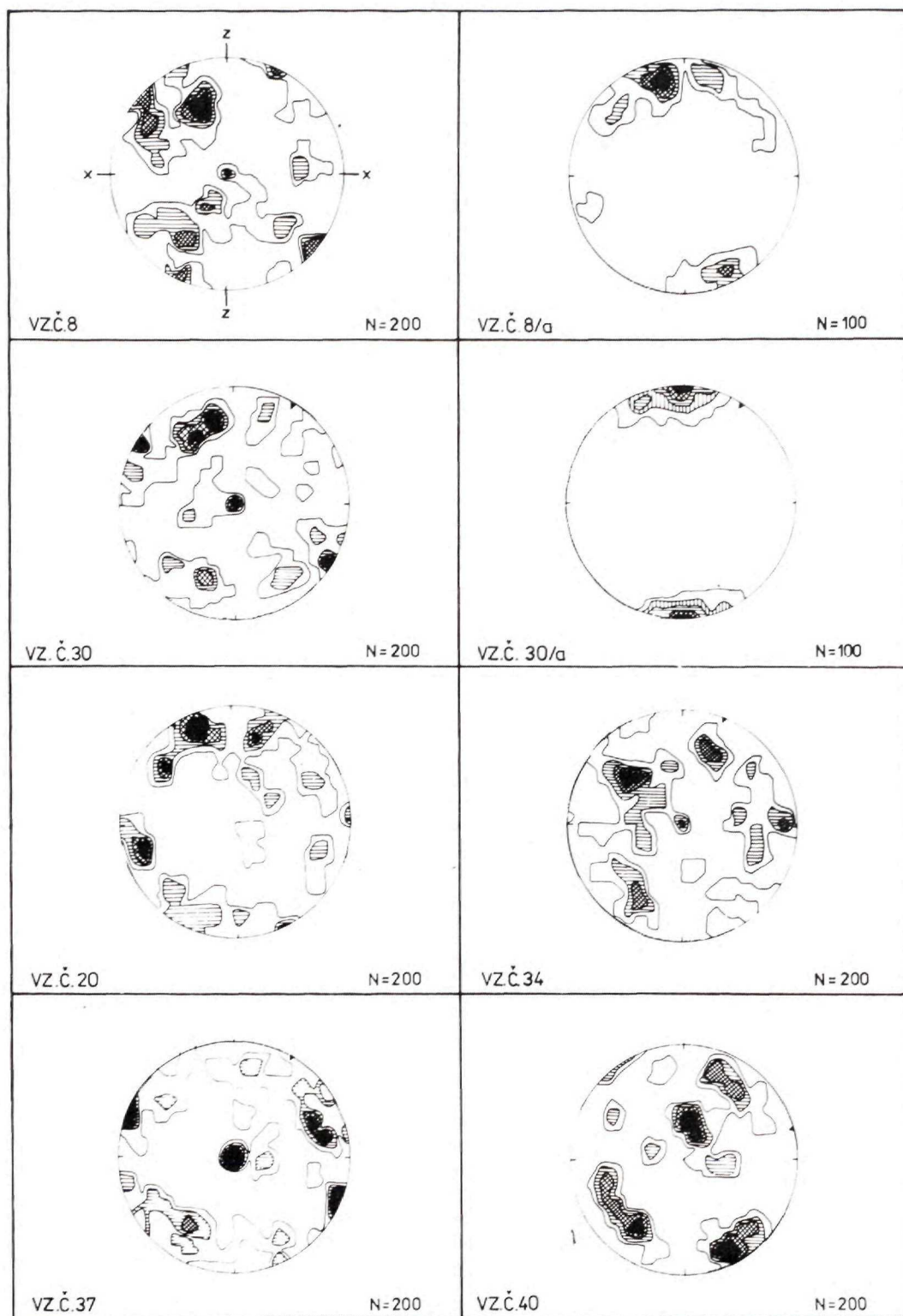
Ťažisko práce pri mikroštruktúrnej analýze spočívalo predovšetkým v meraní a vyhodnocovaní prednostnej orientácie optických osí kremenných zŕn, plôch 001 biotitu a deformačných elipsoidov odvodených z deformovaných zŕn minerálov a v určení zmyslu tektonických pohybov na základe typických deformácií S—C mylonitov 2. typu.

Prednostná orientácia c osí kremeňa. Tieto merania sme robili, aby sme určili smer strižného napätia v horninách a z toho vyplývajúci smer tektonického transportu. Prednostná orientácia optických c osí kremeňa závisí od stupňa a spôsobu deformácie horniny. Lister et al. (1978) vyčlenil štyri základné typy — modely tvaru kontúrových diagramov



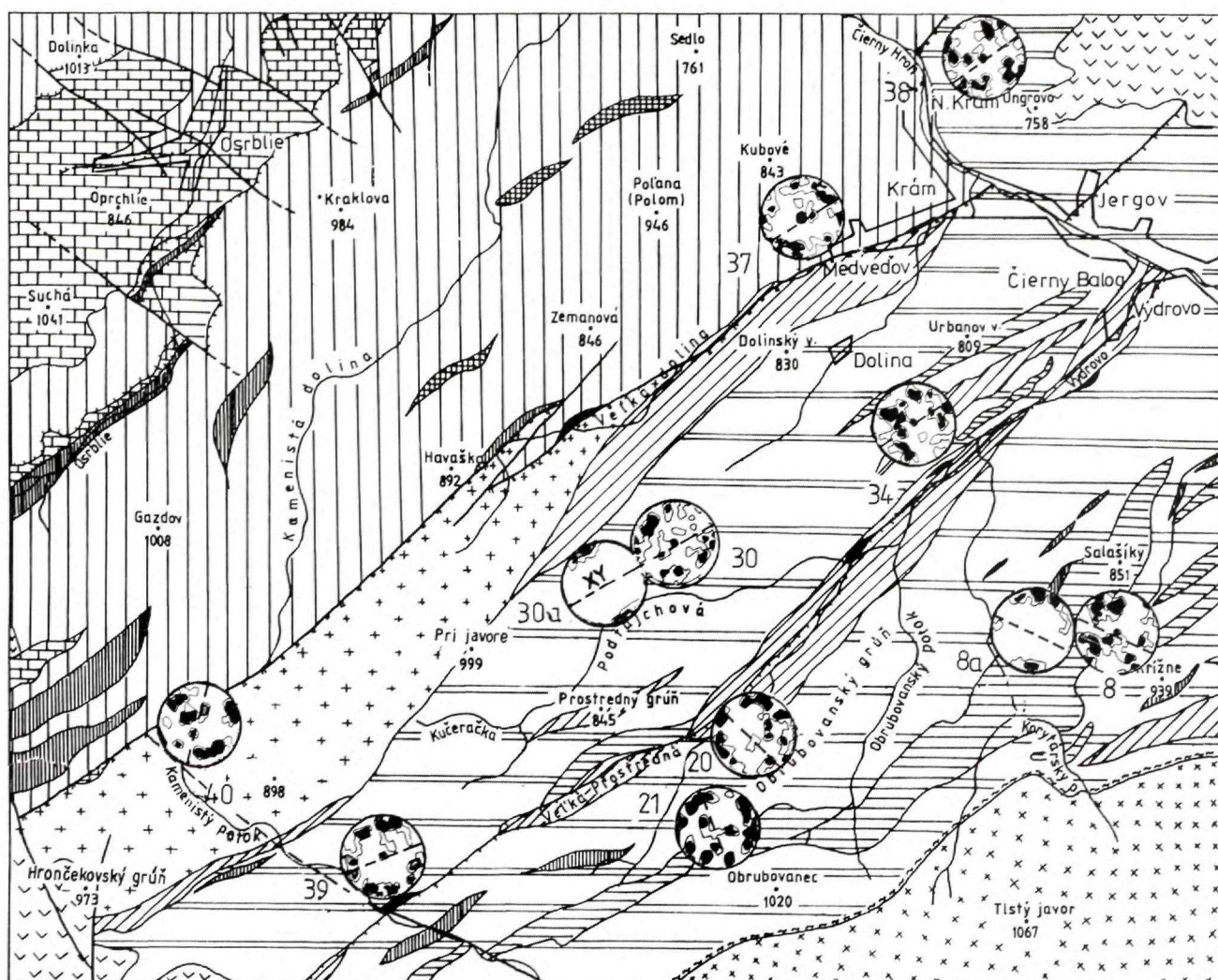
Obr. 7. Pozícia deformačných elipsoidov získaných analýzou orientovaných vzoriek vo Flinnovom grafe (modifikovanom podľa Ramsaya, 1967). Distribúcia maxim optických c osí kremeňa s naznačeným sinistrálnym strihom (podľa Lawa, 1986; upravené).

s ohľadom na konečný stav deformácie, t. j. polohu deformovaného objektu vo Flinnovom grafe. Pre lepšiu názornosť môžeme uvažovať o dvoch základných typoch (a ich vzájomných prechodoch). Jeden typ pre „diskový“ (oblate) tvar deformačného elipsoidu s maximami sústredenými okolo osi Z. Druhý pre „cigarovitý“ (prolate) tvar elipsoidu s pásmi v rovine XY. Pri jednoduchom strihu (simple shear) sa maximá „odchyľujú“ z pôvodného miesta v závislosti od smeru strihu. Tento vzťah veľmi názorne podáva Law (1986), (obr. 7). Distribúcia c osí kremenných zŕn a s ňou súvisiaca anizotropia prednostnej orientácie v kontúrovom diagrame závisí aj od usporiadania a vzťahu medzi dlhými osami rekryštalizovaných kremenných zŕn a hlavnou foliáciou napr. v S—C mylonitoch (Knipe a Law, 1987; Lister a Snoke, 1984). Pre granitoidné horniny túto problematiku veľmi inštruktívne rozpracoval Burg a Laurent (1978), ktorí dokumentovali súvis medzi intenzitou deformácie a distribučnou anizotropiou optických c osí kremeňa v kontúrovom diagrame. Podrobne sa problematikou prednostnej orientácie c osí kremeňa pri modelových podmienkach alebo prirodzenej deformácii zaoberá predovšetkým Carreras et al. (1977), Lister (1977), Lister a Price (1978), Law et al. (1984), Law (1987), Etchecopar a Vasseur (1987), Gapais a Cobbolt (1987) a iní. Hlavné smery tektonického transportu odvodené z kontúrových diagramov prednostnej orientácie c osí kremeňa v danom území umožňujú dešifrovať násun kráľovohofského komple-



Obr. 8. Kontúrové diagramy prednostnej orientácie optických c osí kremeňa (vzorky 8, 30, 20, 37, 34, 40) a plôch 001 biotitu (vzorky 8/a a 30/a). N — počet meraní; tmavý trojuholník na obvode označuje sever. Os Y je kolmá na rovinu diagramu, os X je vodorovná, os Z je vertikálna. Kontúry 1 — 3 — 5 — 7 %.

Fig. 8. Contoured diagrams of preferred orientation of optic c-axes of quartz (samples 8, 30, 20, 37, 34, 40) and 001 planes of biotite (samples 8/a, 30/a). N — number of measurements, dark triangle on periphery marks the North. Y axis is perpendicular the the plane of diagram. X axis is horizontal, Z axis is vertical. Contours 1 — 3 — 5 — 7 per cent.



Obr. 8a. Lokalizácia kontúrových diagramov. Prerušovaná čiara označuje rovinu XY.

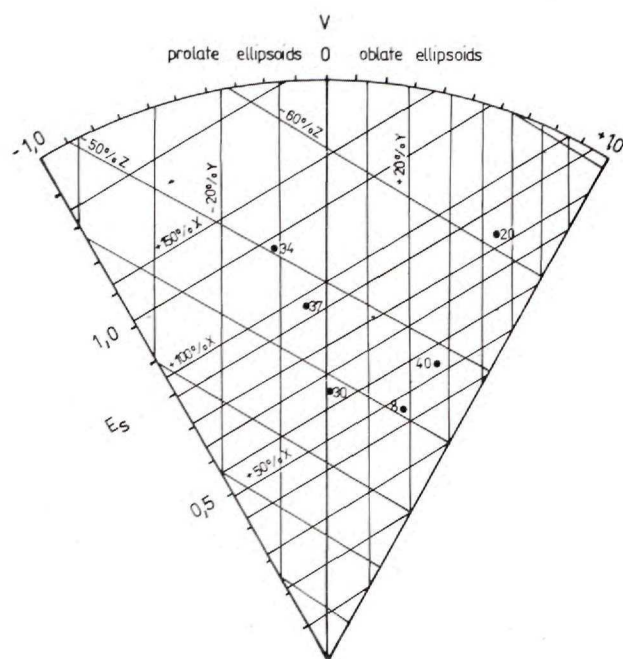
Fig. 8a. Localization of contoured diagrams. Broken line denotes XY plane.

xu na severozápad (obr. 8 — vz. 8 a 20) a zároveň ľavostranný posun v blízkosti pohorelskej línie (obr. 8 — vz. 30, 34, 37, 40). (porovnaj obr. 10).

Prednostná orientácia plôch 001 biotitu. Podobne ako c osí kremeňa aj spodové plochy biotitu pri deformácii vykazujú dobre definovateľné a zákonite rozmiestnené maximá okolo osi Z kontúrového diagramu (obr. 8 — vz. 8/a a 30/a). Túto závislosť najlepšie vidíme pri prechode z nedeformovaných do tektonicky intenzívnejšie prepracovaných hornín (Borg a Handin, 1966; Burg a Laurent, 1978; Wilson a Bell, 1979). Biotit sme v skúmanom území mohli analyzovať len v dvoch vzorkách. Jeho orientácia však jasne potvrdzuje tektonický trend získaný z predchádzajúcich meraní.

Analýza deformovaných minerálov. Pôvodne izometrické a rôzne orientované minerály sa vplyvom tektonického tlaku deformujú a prednostne orientu-

jú. Môžeme ich potom za istých podmienok stotožniť s deformačným elipsoidom, ktorého pretvorenie dosiahlo určitú konečnú deformáciu. Pri analýze sme vychádzali zo štúdia výbrusového materiálu dvojíc orientovaných výbrusov. Merali sme mikrometrickým okulárom v rovine XZ a YZ priamo na deformovaných zrnách. Merania sme navyše „kontrolovali“ aj jednoduchou, no spoľahlivou a účinnou metódou podľa Frya (1979). Z takto získaných údajov sme mohli vypočítať hodnoty deformácie pre osi X, Y, Z, ktoré sa potom použili na výpočet určenia polohy daného elipsoidu vo Flinnovom grafe (Flinn, 1962) alebo v jeho modifikovanej verzii (Ramsay, 1967), (obr. 7). Následne môžeme použiť veľmi informatívny graf podaný v práci Lawa (1986), (obr. 9) a priamo odčítať percentuálne skrátenie v osi Zrovnajúce sa skráteniu horninového objektu. Získané výsledky korešpondujú s výskytom opísaných



Obr. 9. Grafický záznam stavu konečnej deformácie umožňujúci priame odčítanie extenzie, resp. skrátenia v smeroch hlavných osí deformačného elipsoidu. E_s — logaritmický oktaedrický strih, V — Lodeov parameter (podľa Lawa, 1986).

Fig. 9. Graphic record of the final deformation state, which enables direct reading of extension or shortening in directions of main axes of deformation ellipsoid. E_s — logarithmic octahedric shear, V — Lode's parameter (according to Law, 1986).

typov kliváže, ktorá sa objavuje až pri určitom skrátení priestoru (Siddans, 1977). Na základe získaných údajov môžeme vypočítať aj relatívnu hodnotu posunu, ktorá je značne variabilná a pohybuje sa od 0.5 do 1.5 dĺžkovej jednotky na jednotku mocnosti (centimetra, metra atď.). Z uvedeného vidieť, že intenzita deformácie v danom území nebola rozložená homogénne. Poukazuje na to aj hustota disjunktívnych deformácií (trhliny, mylonitové pásma, kremené žily, výrazné tektonické zrkadlá), ktorá v pásme fylonitov v blízkosti pohorelskej línie dosahuje hodnotu 35 až 45 a v zóne vydrovského zlomu 30 až 35 dislokácií na sto metrov. Táto skutočnosť ilustruje účinok strižnej deformácie v exponovanejších zónach na rozdiel od okolia, kde je hodnota 5, maximálne 10 dislokácií na sto metrov. S tým by mohla súvisieť aj nejednotná petrologická interpretácia alpskej diaforézy v danom regióne (obr. 1).

Orientácia deformačných elipsoidov potvrdzuje hlavné smerové deformačné trendy. Smeru SZ—JV, do ktorých spadajú typy cigarovitých (prolate) elipsoidov (obr. 7), súvisia s ich splošťovaním pri tvorbe vrás a zároveň súvisia s násunovým charakterom tektonickej deformácie v kráľovoholskom komplexe (obr. 10). Hlavný tektonický transport v oblasti jv.

od pohorelskej línie sa dial v smere na severozápad, migrácia materiálu v horninách bola orientovaná týmto smerom (obr. 11). Extenzia sa však prejavila tak v osi X, ako aj v osi Y deformačného elipsoidu (obr. 9). Tento fakt zrejme ovplyvnil tvorbu kremených žíl smeru SZ—JV. Vznik žíl smeru SV—JZ je podmienený strižným, resp. posunovým charakterom deformácie v blízkosti pohorelskej línie (cf. stať mezoštruktúrna deformačná analýza).

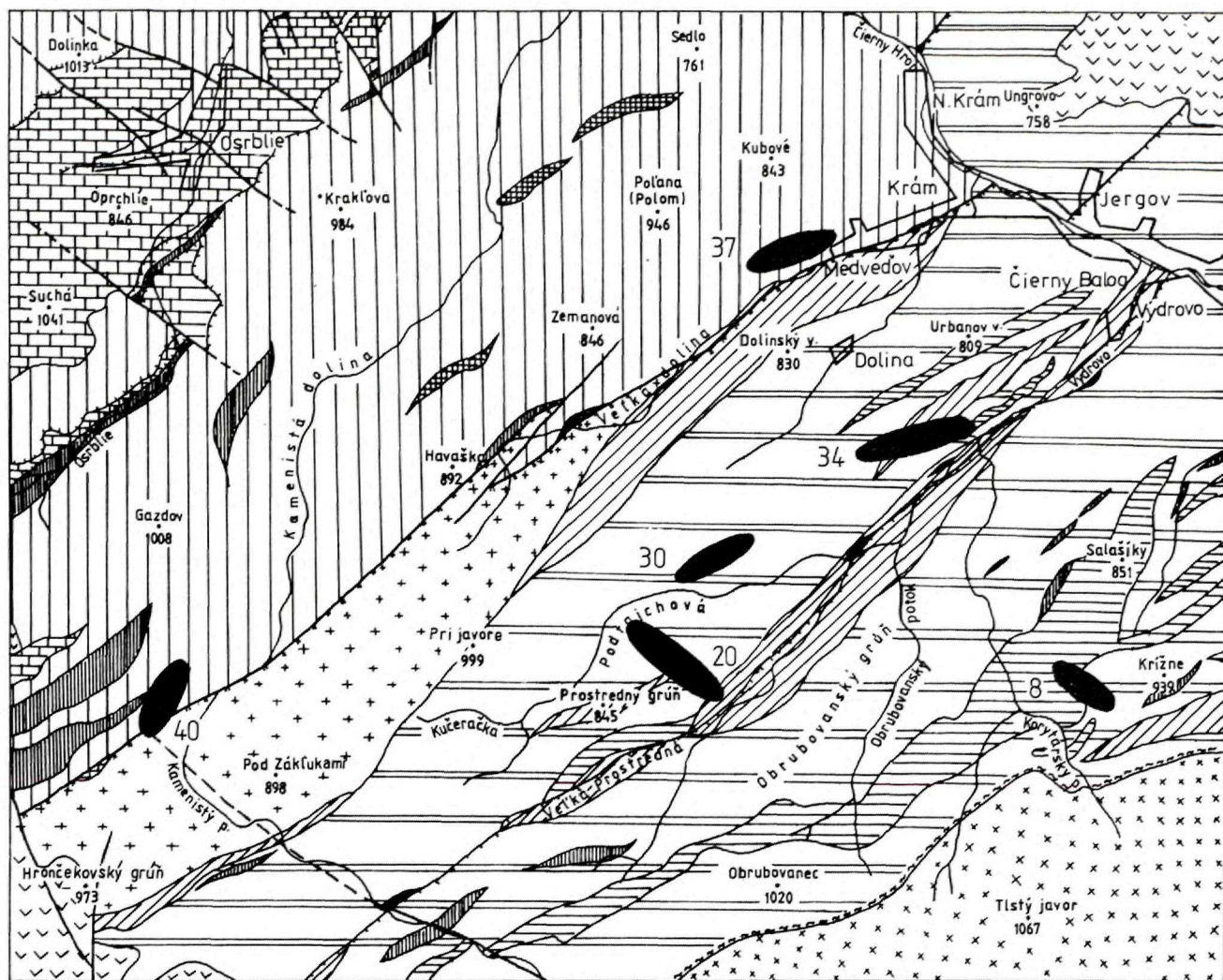
S—C mylonity. Smer transportu sme určovali aj na základe typických deformácií vyvinutých v 2. type S—C mylonitov (Choukroune et al., 1987; Simpson a Schmid, 1983; príp. Driesche a Burn, 1987). V tomto prípade konštatujeme, že sa jedná o dva hlavné smery, a to smer z JV na SZ a sinistrálny horizontálny posun v blízkosti pohorelskej línie smeru SV—JZ (obr. 12).

Diskusia

Ako vidieť z hodnôt smeru sklonu plôch vrstevnosti a vrstvevej bridličnatosti, ako aj zo smerov sklonov vrásových osí, najmarkantnejším prvkom je vrásová deformácia celého územia. Z toho vyplýva, že celé územie bolo prevrášnené v jednom akte spoločne, to znamená v alpskom orogenetickom cykle. Vergencia vrásových rovin spolu s vyvinutými typmi kliváže indikuje vrásovo-násunový charakter celej oblasti s násunom na severozápad. Dokladom toho je aj pozícia hornín kryštalinika na mezozoických sekvenciách a ich spoločné prevrášnenie v rade odkryvov v širšom okolí Osrblia. Takýto mechanizmus potvrdzujú aj lineácie juhovýchodnej časti územia (obr. 2 a 6). Neskôr alebo súčasne sa v čele kráľovoholského komplexu zmenila orientácia sunutia, čo zase veľmi dobre dokumentujú lineácie (obr. 2 a 6). Takéto prípady sú opísané aj z iných oblastí (napr. Carreras a Casas, 1987; Ghosh a Sengupta, 1987 a iní). Napriek tomu sme tento jav podrobili aj skúmaniu v mikrookrsku a výsledky potvrdzujú uzávery mezoštruktúrnej analýzy.

Zarážajúcou sa nám javí skutočnosť, že sme nenašli štruktúrne prvky, ktoré by sa vzťahovali na starší tektonometamorfný cyklus a ktoré sú z iných častí veporika veľmi dobre dokumentované (Bezák, 1988). Datovanie veku granitoidov typu Hrončok metódou K—Ar vykazuje kriedový vek (Kantor, 1960), ktorý je však pravdepodobne len vekom poslednej intenzívnej tektonometamorfnej — alpskej etapy. O prítomnosti staršieho tektonometamorfného cyklu však hovorí polymetamorfný charakter hornín. Je možné, že alpska tectogenéza zotrela štruktúrne prejavy staršieho orogénu a na úrovni našich dnešných poznatkov ich nevieme uspokojivo definovať.

Model tektonického vývinu. Po spracovaní štruktúrnych tektonických údajov a s ohľadom na výsledky



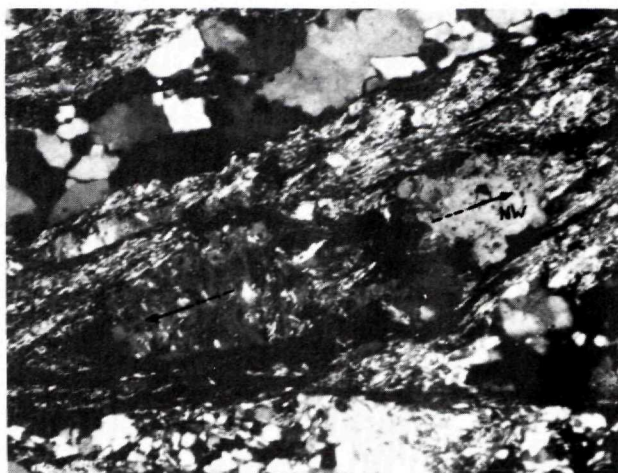
Obr. 10. Pozícia a tvar deformačných elipsoidov v skúmanej oblasti. Dlhá os indikuje smer hlavného tektonického transportu. Rezy v rovine XY.

Fig. 10. Position and shape of deformation ellipsoids in the investigated area. Long axis indicates the direction of main tectonic transport. Cuts in XY plane.

geofyzikálnych prác (Tomek et al., 1987; Varga a Láda, 1988) sme vychádzali zo základných charakteristík územia — vrásovo-šupinovej stavby a indikovaného sinistrálneho horizontálneho posunu.

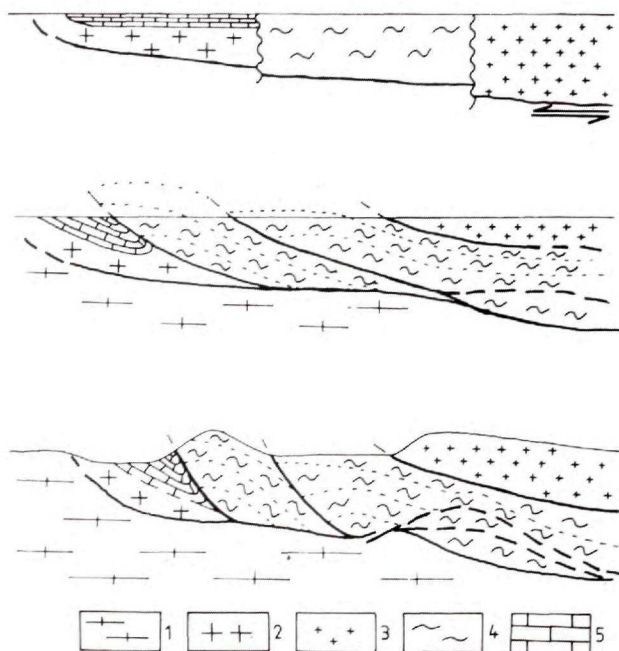
Situáciu pred alpínskym orogénom nevieme interpretovať, pretože sme nenašli deformačný záznam hercýnskej stavby. Vychádzame z predstavy, že kráľovohorský komplex bol presúvaný na hronský komplex z juhovýchodu na severozápad. V priestore dnešného priebehu pohorelskej línie zrejme existovala výrazná priestorová diskontinuita, na ktorej vznikla listrická plocha pravdepodobne odvodená od čertovickej, prípadne osrblianskej línie, ktoré prebiehajú v podloží. Také mechanizmy sú pomerne dobre preskúmané a dokumentované v literatúre (Ramsay a Huber, 1987). Na tejto

diskontinuite sa kráľovohorský komplex presunul na hronský komplex, ktorý bol súčasne prevrášnený. Tento fakt dokumentuje prevrášnené mezozoikum a výskyt rauwackov v priebehu pohorelskej línie. Rauwacky pôvodne predstavovali karbonátové horniny zmenené vplyvom nadložných tlakov do dnešnej podoby (Masson, 1972). S pokračujúcim tlakom na „predpolie“ presúvaného kráľovohorského komplexu sa listrické zlomy pohorelskej línie a paralelného zlomu Vydrovskej doliny (Krist a Siegl, 1971) zostrmovali a súčasne relatívne poklesávalo územie juhovýchodne od pohorelskej línie. So skracovaním územia súvisí aj vznik kliváže osovej roviny a prechod zložky napätia orientovanej v smere SZ—JV na smer SV—JZ už na plochách vzniknutých diskontinuit (zostrmených úsekoch listrických plôch, kliváže atď.)



Obr. 11. Krehko-plastická deformácia porfýroblastu živca v extenznom režime. Os X v smere extenzie je sz.-jv. Vzorka č. 20, zv. 22x, × nikoly.

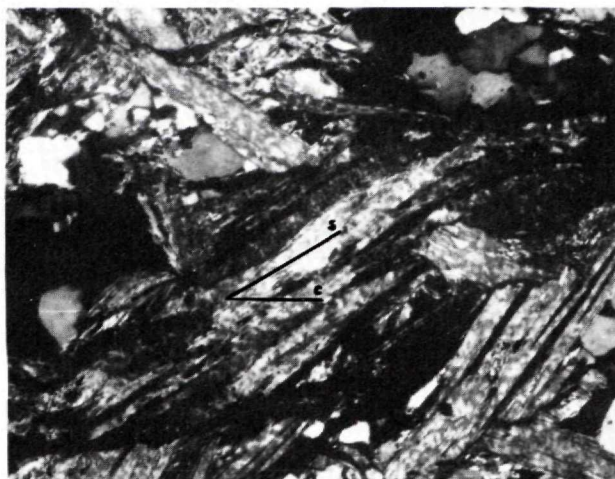
Fig. 11. Brittle-plastic deformation of feldspar pseudophenocryst in extensional regime. X axis in the direction of extension is NW—SE. Sample No. 20, magn. x22, × nicols.



Obr. 13. Model tektonického vývoja širšej oblasti pohorelskej línie. Rezy orientované v smere SZ—JV. 1 — tatrikum, 2 — hronský komplex, 3 — granitoid typ Sihla, 4 — kráľovohorský príkrov, 5 — séria Veľkého boku.

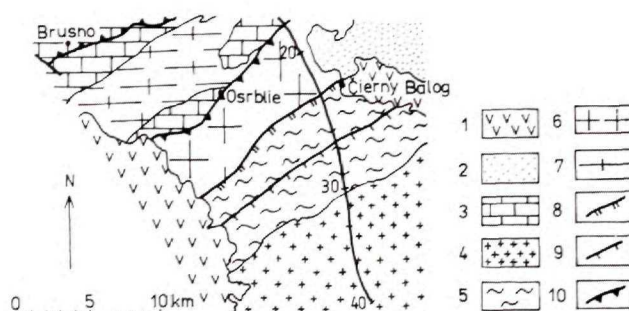
Fig. 13. Model of tectonic development in wider environs of the Pohorelá line. Sections are oriented in the NW—SE direction. 1 — Tatricum, 2 — the Hron complex, 3 — granitoid of the Sihla type, 4 — the Kráľova hoľa nappe, 5 — the Veľký bok Group.

(obr. 13). Pri predkladanom modeli vychádzame zo záznamu reflexno-seizmického profilu 2T v skúmanej oblasti (obr. 14 a 15).



Obr. 12. Charakteristická deformácia v S—C mylonitoch 2. typu. Vzorka č. 34, zv. 38x, × nikoly.

Fig. 12. Characteristic deformation in S—C mylonites of the 2nd type. Sample No. 34, magn. x38, × nicols.



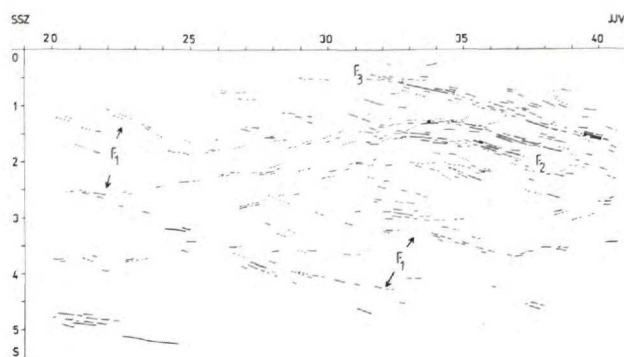
Obr. 14. Priebeh migrovaného časového rezu 2T/85 („Line Drawing“) v úseku 20.—40. km. 1 — neovulkanity, 2 — paleogénne sedimenty breznianskej panvy, 3 — mezozoikum subtatrika, 4 — granitoidy veporika, 5 — kryštallické bridlice kráľovohorského komplexu, 6 — kryštallické bridlice hronského komplexu, 7 — kryštallické bridlice ľubietovského pásma, 8 — pohorelská línia, 9 — vydrovský zlom, 10 — osrbliansky zlom.

Fig. 14. Course of 2T/85 migrated time section („Line Drawing“) in the length of 20—40 km. 1 — neovolcanites, 2 — Paleogene sediments of the Brezno Basin, 3 — Mesozoic of Subtatricum, 4 — granitoids of Veporicum, 5 — crystalline schists of the Kráľova hoľa complex, 6 — crystalline schists of the Hron complex, 7 — crystalline schists of the Ľubietová zone, 8 — the Pohorelá line, 9 — the Vydrovo fault, 10 — the Osrbli fault.

Na interpretáciu sme za vhodný považovali model uvedený v práci Woodcocka a Fischera (1986), ktorý umožňuje vysvetliť aj seizmický záznam plôch orientovaných na severozápad (spätný prešmyk).

Záver

Všeobecne môžeme o stavbe územia povedať, že má násunový, resp. šupinovo-príkrovový charakter.



Obr. 15. Výsek migrovaného časového rezu 27/85 („Line Drawing“) v úseku 20–40 km.

Fig. 15. Section of the migrated time profile 27/85 („Line Drawing“) in the length of 20–40 km.

Kráľovohorský komplex je nasunutý severozápadne na horninový súbor hrónského komplexu a v blízkosti ich styku je postihnutý dislokačnými pohybmi, ktoré majú charakter horizontálneho ľavostranného posunu smeru SV — JZ. Na základe výsledkov štruktúrnej a deformačnej analýzy sa domnievame, že spomenuté tektonické fenomény sú výsledkom alpínskej tektonometamorfnej etapy.

Literatúra

- Beach, A. 1975: The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, 245–263.
- Berthé, D., Choukroune, P. a Jegouzo, P. 1979: Ortogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear-Zone. *J. struct. Geol.*, 1, 31–42.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Borg, I. a Handin, J. 1966: Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, 3, 249–368.
- Burg, J. P. a Laurent, P. 1978: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47, 15–52.
- Carreras, J., Estrada, A. a White, S. 1977: The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39, 3–24.
- Carreras, J. a Casas, J. M. 1987: On folding and shear zone development: A mesoscale structural study on the transition between two different tectonic styles. *Tectonophysics*, 135, 87–98.
- Choukroune, P., Gapais, D. a Merle, O. 1987: Shear criteria and structural symmetry. *J. struct. Geol.*, 9, 525–530.
- Driesche Van den, J. a Burn, J. P. 1987: Rolling structures at large shear strain. *J. struct. Geol.*, 9, 691–704.
- Etchecopar, A. a Vasseur, G. 1987: A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. *J. struct. Geol.*, 9, 705–717.
- Fediuk, F. 1961: Fjodorovova mikroskopická metóda. *Praha, ČSAV*, 185 s.
- Flinn, D. 1962: On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond.*, 118, 385–428.
- Fry, A. 1979: Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89–105.
- Gapais, D. a Cobbold, P. R. 1987: Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*, 138, 289–309.
- Ghosh, S. K. a Sengupta, S. 1987: Progressive development of structures in a ductile shear zone. *J. struct. Geol.*, 9, 277–287.
- Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín. *Mineralia slov.*, 15, 243–260.
- Jaroš, J. a Vachtl, J. 1980: Struktúrná geológia obecná a systematická. I. *Praha, UK*, 267 s.
- Kantor, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. *Geol. Práce, Zpr.*, 19, 23–30.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 6, 7–28.
- Knipe, R. J. a Law, R. D. 1987: The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. *Tectonophysics*, 125, 155–169.
- Krist, E. a Siegl, K. 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakľovského a kráľovohorského kryštalinika veporid. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 21, 45–46.
- Law, R. D. 1986: Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice Quartzites of Plougastel, Western Brittany. *J. struct. Geol.*, 8, 493–515.
- Law, R. D. 1987: Heterogenous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine thrust zone at the Stack of Glencoul, Northern Asynt. *J. struct. Geol.*, 9, 819–833.
- Law, R. D., Knipe, R. J. a Dayan, H. 1984: Strain path partitioning within thrust sheets: Microstructural and petrofabric evidence from Moine thrust zone at Loch Eriboll, Northwest Scotland. *J. struct. Geol.*, 6, 477–497.
- Lister, G. S. 1977: Discussion: crossed-girdle C-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, 51–54.
- Lister, G. S., Paterson, M. S. a Hobbs, B. F. 1978: The situation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites: the model. *Tectonophysics*, 45, 107–158.
- Lister, G. S. a Price, G. P. 1978: Fabric development in quartzfeldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49, 37–78.
- Lister, G. S. a Snoke, A. W. 1984: S-C mylonites. *J. struct. Geol.*, 6, 617–638.
- Masson, H. 1972: Sur l'origine de la corneuille par fracturation hydraulique. *Ecl. Geol. Helv.*, 65, 1, 27–41.
- Mitchel, J. P. a Forsythe, R. D. 1988: Late Paleozoic noncoaxial deformation in the Green Pond outlier, New Jersey, Highlands. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 100, 45–59.
- Paschier, C. W. a Simpson, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. struct. Geol.*, 8, 831–843.
- Pollard, D. D. a Aydin, A. 1988: Progress in understanding jointing over the past century. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 100, 1 181–1 204.
- Rajlich, P. 1980: Analýza orientovaných dát v geológii. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 54.
- Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *New York, McGraw-Hill*, 568 s.
- Ramsay, J. G. a Huber, M. I. 1983: The techniques of modern structural geology. Vol. 1. *London, Academic Press*, 295 s.
- Ramsay, J. G. a Huber, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. *London, Academic Press*, 309–697.
- Roering, C. 1968: The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays. *Tectonophysics*, 5, 107–123.
- Siddans, A. W. B. 1977: The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, 533–557.
- Simpson, C. a Schmid, M. S. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1 281–1 288.
- Synek, J. 1983: Morphology of crenulation cleavage in NW umb of the Teplá–Barrandian Proterozoic. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 58, 2, 65–74.
- Tomek, Č. et al. 1987: Dílčí správa o hlubinném reflexněseizmick-

- kém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatkých jednotek a neogénu Lučenecko-rimavské kotliny za roky 1983—85. *Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava.*
- Varga, G. a Láda, F. 1988: Magnetoteluric measurement along profile 2T. *Budapest, Eötvös loránd geophysical institute of Hungary, 1—10.*
- Wilson, C. L. J. a Bell, I. A. 1979: Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. *Tectonophysics, 58, 179—200.*
- Woodcock, N. H. a Fischer, M. 1986: Strike-slip model. *J. struct. Geol., 8, 725—735.*
- Zoubek, V. 1957: Hranice gmerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38—50.*

Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line

The western part of the Pohorelá line represents a classical area of the boundary of the Hron and Kráľova hoľa complex respectively. The work is aimed to the solution of structural character of the boundary of the above complexes using selective units of deformation analysis. On the basis of size scale we worked in meso and microscale respectively. Mesoscale deformation analysis covers bedding and schistosity planes. The result of their evaluation is that the area was folded together during Alpine tectometamorphic cycle. The vergency of fold assemblages is that of northwestern, i.e. rocks were overthrust from SE to NW. This fact is also documented by the orientation of cleavage planes and S—C mylonites. Results of the investigation of lineations of dilatation, striation on tectonic planes, orientation of "en echelon" joints and S—C mylonites, which change their strike from NW—SE to NE—SW near the Pohorelá line, suggest left-slip horizontal shift of the Kráľova hoľa complex. Microscale deformation analysis was done for the purpose of acknowledgement of results obtained by previous observations. Preferred orientation of c-axes of quartz and 001 planes of biotite was analysed in microscale. We have used deformed geological objects for analysis of deformation field by the method of deformation ellipsoid. At the same time we analysed regularly oriented deformations of S—C mylonites of the

2nd type. Data obtained by microstructural analysis are in correspondence with the data obtained in mesoscale. We can acknowledge that the Kráľova hoľa complex is overthrust on the Hron complex from SE to NW. The Pohorelá line represents, together with the fault running through the Vydrovo Valley subordinate listric planes, derived evidently from the Čertovica or Osrblic tectonic line, running in the basement. Tectonic movement on these planes had two components. Charriage-nappe — oriented towards NW. This movement took place on subhorizontal parts of listric faults, mainly in the initial stage. Shear-dislocation component had a character of horizontal left-slip fault and it was situated in subsurface parts of listric planes, which get steep. The formation of the nappe structure and of horizontal shift is placed into Alpine orogenic cycle, unified tectometamorphic style in crystalline rock complexes and Mesozoic rocks and the occurrence of Mesozoic rocks in the Pohorelá line points out this fact. Polymetamorphosis of rocks of the Hron and the Kráľova hoľa complex witness the presence of older (Hercynian) tectometamorphic cycle. Structural record of older orogene is, however, worked out by younger (Alpine) deformation processes. That is why we are not able to interpret satisfactory its meaning at formation of geological structure of the area.