

Současné možnosti identifikace střížných zón v oblasti Západních Karpat

LUBOMIL POSPÍŠIL

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 1. 3. 1989)

The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians

The article presents data on basic features accompanying transcurrent systems. The essential part of the article is aimed to the evaluation of identification possibilities of transcurrent systems in the area of the West Carpathians on the basis of correlation with similar structures in other regions. Macrostructural, sedimentological, seismological analyses and data of remote sensing of the Earth are a criterion. The contribution of deformation theory of rigid bodies in plastic half-space is utilized. The importance of knowledge on stress of the whole lithosphere, as to the development of shear zones, as well as the consequences of the participation of transcurrent systems in failure and the development of metallogenic zones are discussed, too.

Úvod

Jednou z opomíjených oblastí výzkumu území Západních Karpat bylo v minulosti sledování a prokazování kinematických charakteristik zlomových systémů. Tak se stalo, že do 80. let nebyly zjištěny a prokázány na území Západních Karpat žádné významnější transkurentní systémy. Je třeba připomenout, že se ojediněle (např. Roth et al., 1962) už dříve interpretovaly levostranné horizontální posuny na zlomu směru SV—JZ v blízkosti ukončení vídeňské pánve, nebo Mahel předpokládal pravostranný posun na štítnickém zlomu. Byly to však pouze výjimečné případy, které nebyly zcela akceptovány, a z hlediska vývoje Západních Karpat i opodstatněně se upřednostňovaly interpretace jiného typu střížných zón, dalekosáhlých násunů, případně reverzních zlomů. Teprve začátek 80. let, který přinesl interpretaci vývoje neogenních molasových pánví (především v sousedním Maďarsku Horváth a Royden, 1981; Royden et al., 1982; u nás Vass, 1979; Pospíšil a Vass, 1984, aj.) vedl k aplikaci a využívání modelů Moodyho a Hilla (1956), Wilcox et al. (1980) aj. k posouzení jejich možného genetického vývoje.

V této době se staly dostupnými i družicové snímky, na jejichž základě bylo možno identifikovat celou řadu prostorově rozsáhlých transkurentních systémů, o jejichž reálnosti nelze na základě posledních výzkumů v oblasti celých Západních Karpat pochybovat (Janků et al., 1984; Doktor et al., 1985; Buday et al., 1986, aj.). Zvláště sjednocený soubor geofyzikálních údajů (Šefara et al., 1987; Pospíšil et al., v tisku) umožňuje poměrně snadnou verifikaci tektonických rozhraní tohoto typu. Cílem této práce

je ukázat současné možnosti identifikace transkurentních zlomů na území Západních Karpat na základě porovnání s teoretickými a experimentálními postupy aplikovanými v jiných jednotkách, resp. orogenních celcích (obr. 1). V práci je úmyslně vynechána oblast týkající se mikrostrukturní analýzy, geochemických a petrologických studií aj. Pozornost je zaměřena na makrostrukturní, geofyzikální, geodetické analýzy a využití údajů dálkového průzkumu Země (DPZ).

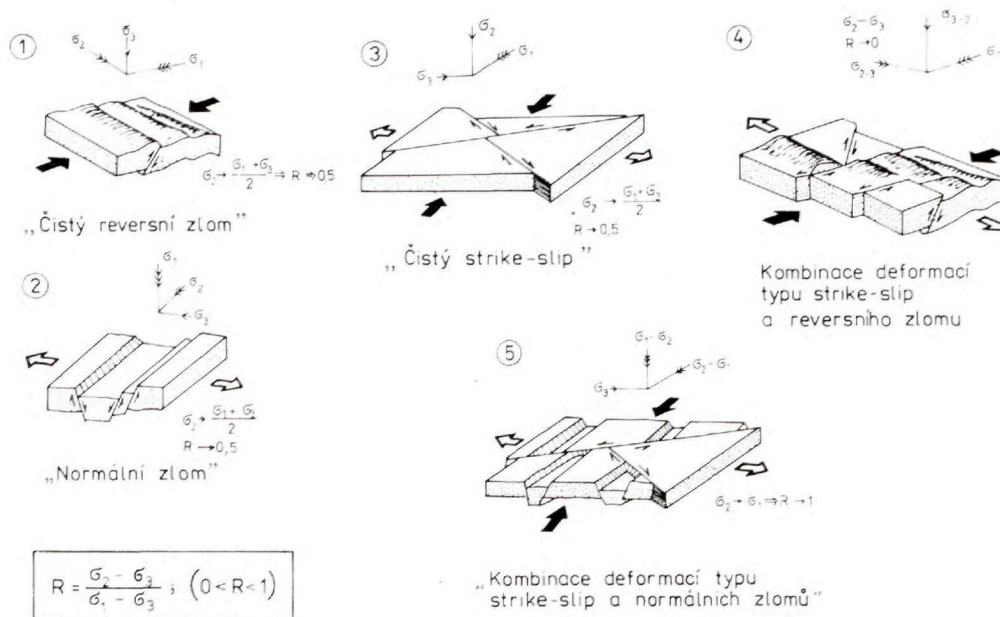
Mechanické podmínky vzniku střížných zón

Jedním z postupů využívaných při určování charakteru zlomu je analýza sítě puklin. Z teoretických i experimentálních výzkumů je zjevný vztah mezi směrem působících sil a orientací vzniklých zlomů a puklin (obr. 1). Předpokládá se, že analogické vztahy budou platit mezi zvolenými orientovanými silami a zlomovými liniemi stanovenými na základě teorie deformací. Z tohoto hlediska se přistupuje i ke stanovení průběhu teoretických zlomových linií dvěma způsoby (Spencer, 1969):

1. Při prvním způsobu se k představovanému bloku ze stejnorodého materiálu přiřadí hypotetický systém napětí. Orientace hlavních napětí v bodech tohoto bloku se stanoví na základě určených hraničních podmínek. Potom se po stanovení prostorové orientace potenciálních zlomových linií používá jednoho z kritérií zlomových linií — kritéria Mohrova.

2. Při druhém způsobu se systém napětí a s ním souvisící zlomové linie určují podle známých nebo zadaných přemístění (posunů) podél hranice bloku.

Metodika této analýzy zahrnuje představy o některých normálních stavech, k nimž se přiřazují doplňu-



Obr. 1. Vztahy mezi velikostí a orientací hlavních napětí a odpovídajícím typem deformací (Philip, 1986).

Fig. 1. Relations between magnitude and orientation of principal stresses and corresponding type of deformation (Philip, 1986).

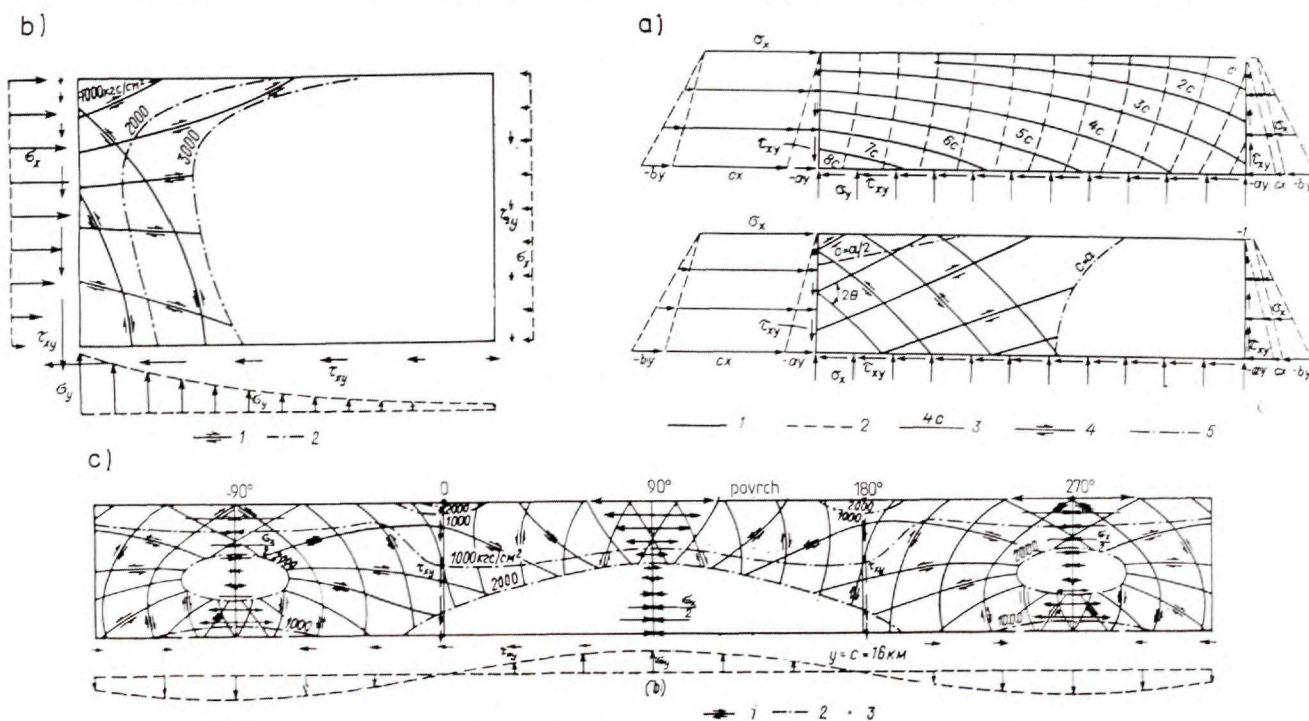
Obr. 2. Průběh napětového pole a skluzových linií, které vyvolává: a) působení horizontálního (bočního) tlaku s konstantním bočním i vertikálním gradientem; 1 — linie maximálního působícího tlaku, 2 — linie minimálního tlaku, 3 — linie stejných hodnot maximálního smykového napětí, 4 — plocha možného vzniku násunu (přesmyku), 5 — hranice oblasti stability pro různý poměr a/c , kde a — hustota, c — konstanta; b) boční tlak exponenciálně klesající směrem zleva doprava; 1 — plocha a místo předpokládaného vzniku zlomu, 2 — hranice oblasti stability pro různé hodnoty konstanty c ; c) prostorové rozložení skluzových linií pro případ proměnného vertikálního a smykového napětí na spodní hranici bloku (hraniční a vnitřní podmínky i detailní popis převzaty podle Hafnera, 1951).

Fig. 2. Course of stress field and slip lines, which were caused by: a) effect of horizontal (lateral) stress with constant lateral and vertical gradient; 1 — lines of maximal acting stress, 2 — lines of minimal stress, 3 — lines of equal values of maximal shear stress, 4 — plane of possible origin of charriage (overfault), 5 — boundary of the stability area for different a/c ratio, where a — density, c — constant; b) lateral stress, exponentially decreasing from the left to the right; 1 — plane and locality of the assumed origin of fault, 2 — boundary of the stability area for different values of c constant; c) spatial distribution of slip lines for the case of variable vertical and shear stress at the bottom boundary of a' block (extreme and internal conditions and detail descriptions are taken over Hafner, 1951).

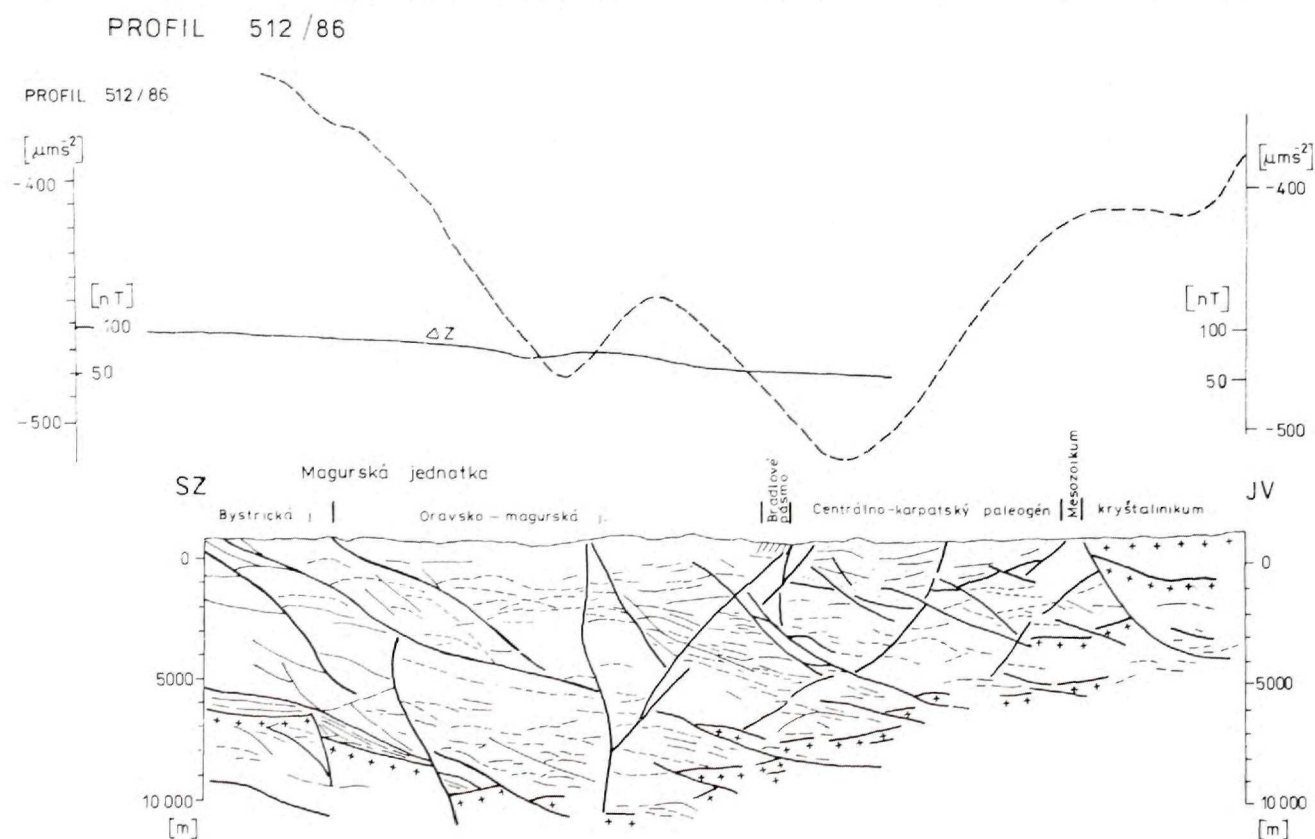
jící hraniční podmínky, aproximující pravděpodobnou tektonickou situaci. Používá se plošného uspořádání sil. Všechny grafy se sestavují v ploše xy ; proto přímky na obrazcích zobrazují plochy kolmé ke čtenáři. Všechny obrázky odrážejí (zobrazují) libovolnou délku a hloubku modelu.

Normální stav představuje soubor napětí vyvolaných silou tíže. Pro takový případ jsou stanoveny 4 hraniční podmínky, týkající se napětí na horní a spodní ploše litostatického bloku a vzniku skluzových napětí.

Dále je třeba přihlídnout k výběru doplňujících podmínek stanovených Hafnerem (1951). V případě na obr. 2a je doplňující napětí vyvoláno rovnoměrným horizontálním tlakem, působícím na jednu stranu bloku. Potom je litostatický tlak funkcí hloubky a vyjádřen jako σ_y , kde y je hloubka a σ hustota vynásobená konstantou tíhového zrychlení, vertikální tlak σ_y je konstantní na celé spodní hranici bloku; směr horizontálního napětí (síly) cx se považuje za konstantní od povrchu až po spodní hranici bloku (c — konstanta). Tahové (tangenciál-

ní) napětí vzniká na hraně bloku tak, aby splňovalo podmínku rovnováhy bloku (vyloučilo vratnost procesu). Směr maximálních a minimálních hlavních sil (napětí) se vypočítá na základě deformační teorie (Hafner, 1951). Boční gradient tlaku, doplňující horizontální napětí, se vyjadřuje v dílcích vertikálního gradientu tlaku (c/a). Na obr. 2a jsou ukázány stabilní oblasti ($c = a$) i plochy vzniku potenciálních zlomových linií. Tento případ je typický pro většinu alpinotypně postihnutých oblastí.

V druhém případě dochází ke vzniku zlomů, nakreslených na obr. 2b, vlivem působení horizontálního tlaku s bočním slábnutím (exponenciálně). Na obrázku není zobrazen nárůst litostatického tlaku s hloubkou, k jehož vlivu se přihlídl při sestavení grafu. Zóna skluzných linií je velice úzká a téměř vertikální. V tomto systému mohou vznikat jak horizontální násun, tak i strmě upadající reverzní zlomy. Tento příklad je znám a srovnatelný s pozicí bradlového pásma, kde dochází k dosouvání flyšových komplexů a zpětným přesmykům bradlového posunu, to vše pod vlivem gravitačně působí-



Obr. 3. Reflexní seismický hloubkový profil 512/86 (Kadlečík et al., 1988, upraveno autorem) poskytuje základní údaje o tektonické stavbě území mezi západní částí Vysokých Tater a čs.-polskou státní hranicí. V jv. části profilu je patrný kombinovaný systém zpětných přesmyků a násunů. Ve střední části je zachycen zlomový systém směru SV—JZ, s mnohými prvky transkurentního zlomu.

Fig. 3. Reflex seismic depth profile 512/86 (Kadlečík et al., 1988, modified by the author) affords basic data on tectonic structure of the area between the western part of the High Tatras and Czechoslovakian — Poland state frontier. A combined system of reverse charriages and overfaults is visible in the southeastern part of the profile. The fault system with NE—SW strike with many features of transcurrent fault is described in its central part.

cích hmot vnitřních Západních Karpat. Ukázku může poskytnout obr. 3.

Ve třetím případě jde o případ sinusoidálních vertikálních a tahových napětových podmínek na spodní hranici bloku (obr. 2c), odpovídající dvěma základním geologickým situacím: předně — vertikálním výzdvihům území, za druhé — jevům vlečení, resp. tažení, jejichž existenci připouští hypotéza konvekčních toků, ale i riftogeneze.

Pro stanovení skluzných linií v libovolně zvoleném systému mezních podmínek je možno použít metodiky podle Hafnera (1951). Tento model je podobný většině zjištění v hlavních pánevních oblastech (v pánvích podunajské, rimavské, lučenecké, východoslovenské), kde je ztenčená kůra a většina korových rozhraní má klenbovitý charakter (Pospíšil a Vass, 1984).

Největší obtíže vznikají při výběru geologicky odpovídajících systémů. V současnosti nejsou vždy k dispozici způsoby pro analýzu podmínek napětí, existujících v geologické minulosti. Navíc pak Země není homogenní, což značně ztěžuje stanovení a řešení mechanických podmínek, a to ovlivňuje přesnost využití dané teorie skluzových linií. Přednosti této teorie lze shrnout do těchto bodů:

1. Jestliže v oblasti známe rozložení zlomů, je možno pomocí této teorie objasnit napětí a síly, které vyvolaly vznik zlomů.
2. Jestliže zcela neznáme založení zlomů v oblasti, lze prognózovat rozložení zlomů v hloubce.
3. V daném území je možno ukázat všechny možné konfigurace zlomů, které dané tlakové a napětové podmínky umožňují.

Jiný případ, mnohem jednodušší, představují skluzové linie objevující se při posunu podél pukliny (pravý posun — Belousov, 1985). Zde se objevuje komplikovaný systém skluzových linií, kdy v koncové části pukliny pod vlivem působících tangenciálních napětí nastává jejich rozvětvení a vznikají mělké poruchy, vytvářející struktury typu „koňského ohonu“. V Západních Karpatech zatím nebyl

zjištěn takovýto způsob bifurkace. Podobnost tohoto modelu by se však dala využít pro řešení koncové části periadriatické linie (Wein, 1979; Varga, 1976; Grecula a Varga, 1979, aj.).

Příklady průběhu skluzových linií ukazují na možnosti změn v orientaci zlomů směrem do hloubky při daných napětových podmínkách, což při využití mapy známých zlomů umožňuje řešit podmínky paleotektonických napětí (Spencer, 1977).

Dalšího způsobu, využívajícího teorii deformací vyvolaných průniky rigidních těles do rigidně plastického poloprostoru, rozpracovanou např. Nadaiem (1924) a několikrát aplikovanou např. Taponierem a Molnárem (1976), lze elegantně použít pro modelování, resp. analýzu transkurentních pohybů. I když získané výsledky mají charakter přibližného řešení, přesto poskytují možnost aspoň teoreticky vysvětlit zdánlivě „nevysvětlitelné“ vztahy mezi vzájemně kolmými transkurentními systémy. Takto vysvětlují např. Taponier a Molnár (1977, 1978) tektonickou situaci v západní Himálaji a Pamíru, resp. Číně. Tímto způsobem je možno objasnit i oblouky Západních Karpat (Pospíšil, 1988; Pospíšil et al., v tisku).

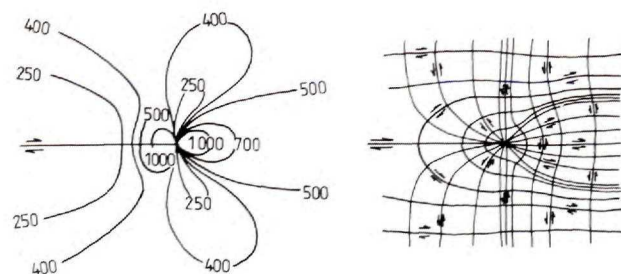
Charakteristické znaky střížné zóny

Střížné zóny se ve všeobecnosti chápou jako smykové nebo posunové struktury vznikající v plochách maximálního smykového napětí. V případě čistého smyku jsou orientovány kose k maximálním a minimálním hlavním napětovým osám (obr. 1) a v zóně střední osy se protínají. V homogenním a izotropním prostředí mohou vznikat tři typy střížných zón (zlomů) — poklesy (normální zlomy), přesmyky (reverzní zlomy), horizontální posuny („wrench“, transkurentní zlomy nebo „strike-slips“ — synonyma).

Dále se budeme věnovat pouze transkurentním zlomům a jejich charakteristice.

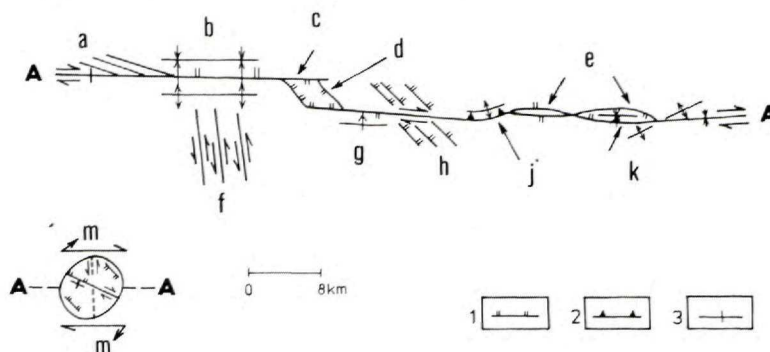
Všeobecně lze konstatovat, že horizontální posuny podél zlomových systémů se prokazují velice nesnadno, i když se projevují na značnou vzdálenost stykem lineárně uspořádaných, resp. ohraničených komplexů, drcených zón, výrazně členitým reliéfem atp. Obnažení hlubších částí takového zlomu je velice výjimečné. Proto se při analýze transkurentního zlomu sledují všechny dostupné geologické, geomorfologické a geofyzikální údaje.

Převládající hlediska týkající se stylu zón transkurentních zlomů zdůrazňují výskyt a přítomnost vrás „en échelon“ a podobných struktur (obr. 5), které vznikly zkrácením prostoru. Tyto rysy jsou často patrné podél horizontálních posunů, při kterých se bloky navzájem pohybují paralelně (obr. 6), nebo se pohybují s určitou složkou konvergence (tzv. konvergentní nebo transpresní zlom; Sylvester a Smith, 1976).



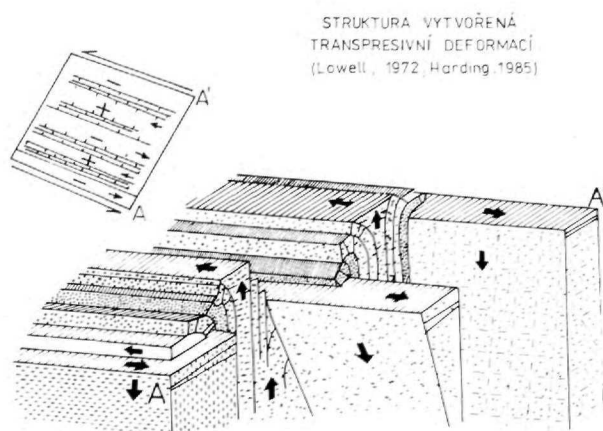
Obr. 4. Rozložení napětí a průběh skluzových linií vznikajících na konci jednoduché pukliny s horizontálním posunem (Belousov, 1985).

Fig. 4. Distribution of stresses and course of slip lines originated at the end of simple joint with horizontal movement (Belousov, 1985).



Obr. 5. Charakteristické prvky doprovázející divergentní transkurentní pravostranný zlom (podle Hardinga et al., 1985). 1 — normální zlom, 2 — reverzní zlom, 3 — vertikálně upadající zlom. A — hlavní zlomová linie: a — drobné divergentní zlomy „en échelon“ na okraji velkých zlomů (často označované „koňský ohon“), b — paralelní, zaklesnuté vrásky (flexury), c — extenze, transgrese a vznik pánve typu „pull-apart“, d — normální zlom, e — liniové uspořádání hřbetů a příkopů, f — antitetické zlomy „en échelon“, často s horizontálním posunem, g — paralelně usměrněná monoklinála, h — normální zlomy „en échelon“, j — ohyb zlomu doprovázený šikmými vrásami, k — strukturní vějíř („flower structure“).

Fig. 5. Characteristic features accompanying divergent transcurrent right-slip fault (according to Harding et al., 1985). 1 — normal fault, 2 — reverse fault, 3 — vertical fault. A — main fault line: a — small divergent en echelon faults at the outskirts of large faults (often called „horse-tail“), b — parallel, step fold (flexure), c — extension, transgression and the origin of a basin of „pull-apart“ type, d — normal fault, e — line arrangement of ridges and grabens, f — en echelon antithetic faults, often with horizontal movement, g — parallel monocline, h — en echelon normal faults, j — bend of fault accompanied with inclined folds, k — structural fan („flower structure“).

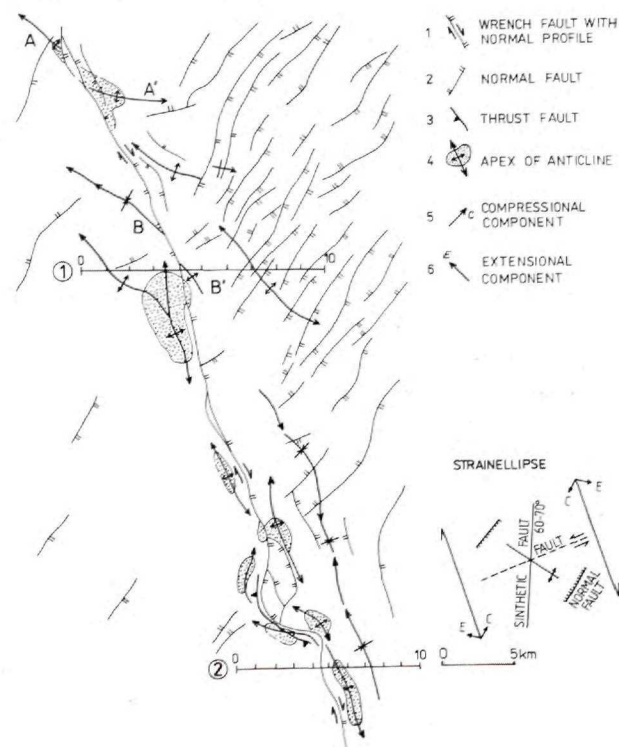


Obr. 6. Strukturní vějíř vytvořený při konvergenci několika bloků (podle Lowella, 1972 a Hardinga, 1985).

Fig. 6. Structural fan formed during convergence of several blocks (according to Lowell, 1972 and Harding, 1985).

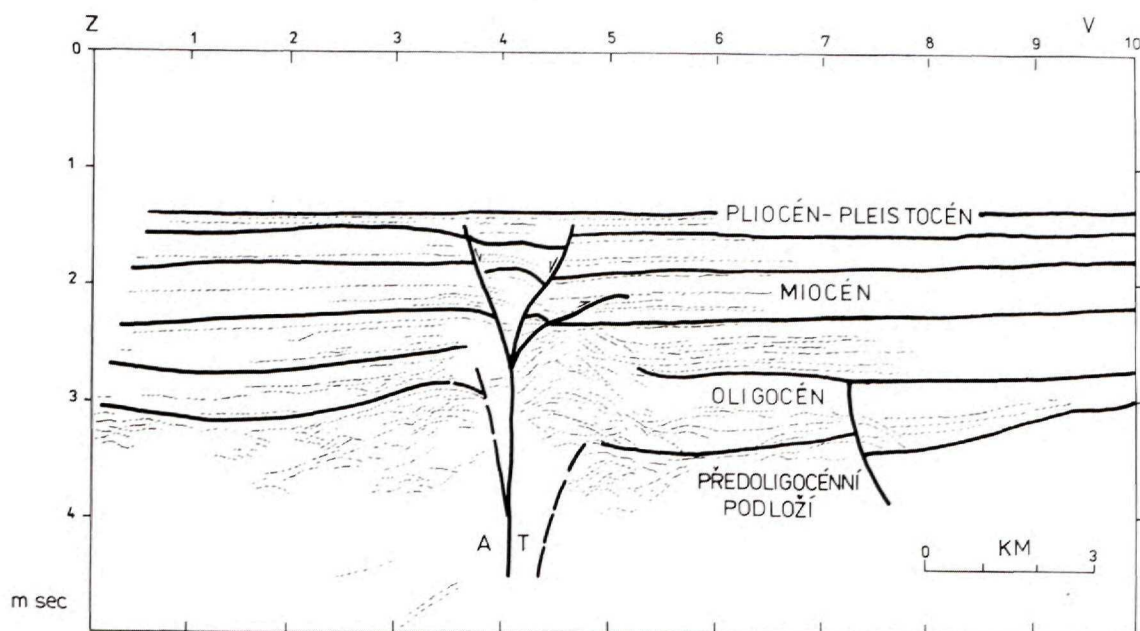
Jiná skupina struktur charakterizuje zóny horizontálního posunu, kde se bloky pohybují šikmo vůči sobě (tz. divergentní nebo transtenzní zlom). Tyto zóny se projevují přítomností negativních „stromčekových“ struktur, resp. strukturními vějíři (anglicky „palm structures“ nebo „flower structures“), které jsou definovány jako lineární, mělké synformy, které jsou posunuty nahoru směřujícími zlomy s horizontálními posuny, většinou normálního charakteru. Tento typ strukturního vějíře se liší od pozitivních struktur, které jsou rovněž lineární, tvoří mělké antiformy, které jsou posunuty nahoru směřujícími zlomy, převážně reverzního charakteru. Tento případ struktur lze doložit příkladem z Andamanského moře

i s demonstrací nejdůležitějších kritérií k identifikaci těchto zón (obr. 7 a 8).



Obr. 7. Příklad pravostranného transkurentního zlomu z oblasti Andamanského moře i s průvodními deformacemi (Harding, 1973). 1 — transkurentní zlom, 2 — normální zlom, 3 — reverzní zlom, 4 — osa antiklinály, 5 — kompresní složka napětí, 6 — extenzní složka napětí.

Fig. 7. An example of right-slip transcurrent fault from the area of the Andamany sea with accompanying deformations (Harding, 1973).



Obr. 8. Seismický časový řez podél linie 1 s geologickou interpretací (Harding, 1973). Ve střední části je zjištěn negativní strukturní vějíř, v pravé části obrázku jsou registrovány normální zlomy "en échelon".

Fig. 8. Seismic time profile along the line 1 with geological interpretation (Harding, 1973). Negative structural fan has been found in the central part, en échelon normal faults have been registered in the right-hand part of the picture.

Na profilu 1 (obr. 8) se transkurentní zlom podobá normálnímu zlomu (vnitřní blok je relativně posunut směrem dolů). Dále je patrná všeobecná absence doprovodných struktur naznačujících zkrácení. Též je charakteristické, že se okraje zlomu rozbíhají směrem nahoru a ohraničují relativně dolů pokleslou část příkopu. Sedimenty lemuující tuto část se všeobecně ponořují směrem dovnitř (2,2–2,6" na referenčním bodu 3 až 4,3 na obr. 8), tvoří zlomovou synformu, paralelní se zónou transkurentního zlomu.

Antiklinální flexury, které jsou paralelní se zónou zlomu, jsou patrné na západním rozhraní zlomu na seismickém profilu. Migrace seismických dat zvýší a zploští čela větví těchto flexur, ale neodstraní opačný směr ponoření.

Jiný příklad transkurentního zlomu uvádějí Onfro a Glagola (in Bally, 1983) z oblasti jihovýchodní Asie. Zlom probíhá paralelně se svrchnokřídovým systémem ostrovní oblouk — příkop v místech starého zlomu. Podloží tvoří melanže (na obr. 9 pod R 5).

Transkurentní zlomy jsou charakterizovány i dalšími znaky, i když zjištění strukturních vějířů má pro jejich důkaz zásadní význam. Mezi významné příznaky je možno zařadit (Moody a Hill, 1956):

- posun říčních toků a pokryvných útvarů,
- orientaci vrás majících asymetrické tvary,
- přítomnost tektonických brekcii, mylonitů atp. podél zlomu,
- přítomnost hojných skluzových těles a jiných produktů gravitačního působení,

- odřezávání bloků na hlavní ploše zlomu, které přechází až do listrických systémů,
- orientaci puklin, které svírají s osou maximální komprese kosý úhel (cca 30°).

Tyto znaky se však objevují i u jiných typů zlomů. Proto je třeba analýzu provádět pečlivě a doložit ji podle více kritérií, nejlépe výsledky mikrostrukturní analýzy.

Možnosti identifikace transkurentních zlomů v Západních Karpatech

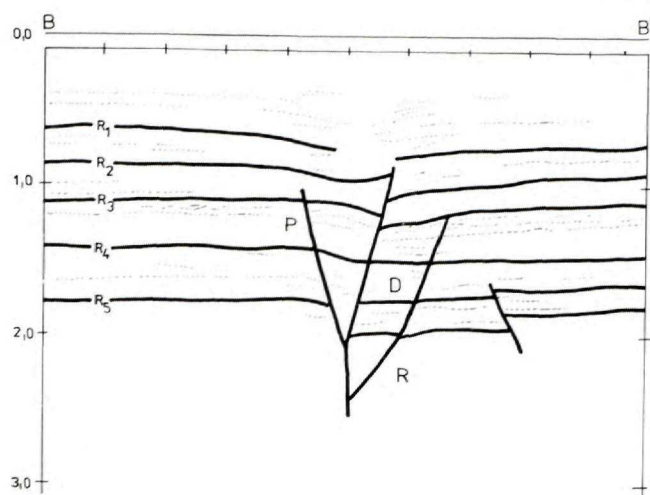
V současnosti se na území Západních Karpat na základě mikrotektonických a strukturních analýz získávají zcela nové údaje, které umožňují regionální zhodnocení nejvýznamnějších zlomových systémů (viz další práce tohoto čísla *Mineralia slovac*).

Typ deformací, eventuálně i jejich vývoj v čase, lze určit kromě mikrostrukturních analýz i dalšími způsoby (Philip, 1987), jako jsou např.:

a) makrostrukturní analýzy, umožňující analyzovat recentní tektoniku a popsat různé typy současných deformací;

b) řešení ohniskových mechanismů zemětřesení, makroseismické analýzy a měření recentních vertikálních a horizontálních pohybů zemské kůry, poskytující údaje o současné tektonické aktivitě a rozložení napětí v zemské kůře;

c) geofyzikální údaje (hlavně reflexní seismické, tíhové a magnetometrické), které na základě časo-



Obr. 9. Seismický časový řez negativním strukturním vějířem tvaru V. Zlomky P a D se generují ze strmého, špatně definovaného zlomového pásma pod úrovní R_5 . Seismické horizonty mění mocnost napříč hlavního zlomu (Onfro a Glagola, 1983).

Fig. 9. Seismic time profile through V-shaped negative structural fan. P and D faults respectively are generated from steep, difficult defined fault zone under the R_5 level. Seismic horizons change their thickness across the main fault (Onfro and Glagola, 1983).

vých a hloubkových řezů, distribuce hustotních magnetických, odporových aj. vlastností prostředí a ztráty jejich vzájemné korelace umožňují přímo i nepřímo vymezit významná rozhraní;

d) analýzy družicových a leteckých snímků, které umožňují nejen vymezit zlomová pásma, ale sledovat i regionální geomorfologické a tektonické vztahy. Navíc se nově zjištěná rozhraní mohou už v první fázi ověřovat pomocí geofyzikálních údajů (tíhových a magnetometrických), které jsou dnes k dispozici už z celého území Západních Karpat.

Základní strukturní prvky vznikající podél transkurentního zlomu zachycuje obr. 5. Při terénním mapování se však sleduje i stratigrafická proměnlivost výplně, velikost posunu, směr a šířka puklin, zonálnost vulkanické výplně, žíly vyhojující zlom, ale též orientace a charakter zpeřených trhlin a zlomů (Utkin, 1980; Spencer, 1981). Důležitou informaci poskytují i změny horniny podílející se na vlastní výplni zlomového systému, jako jsou brekie, tektonické hlíny, mylonity, prokřemenělé nebo mineralizované komplexy.

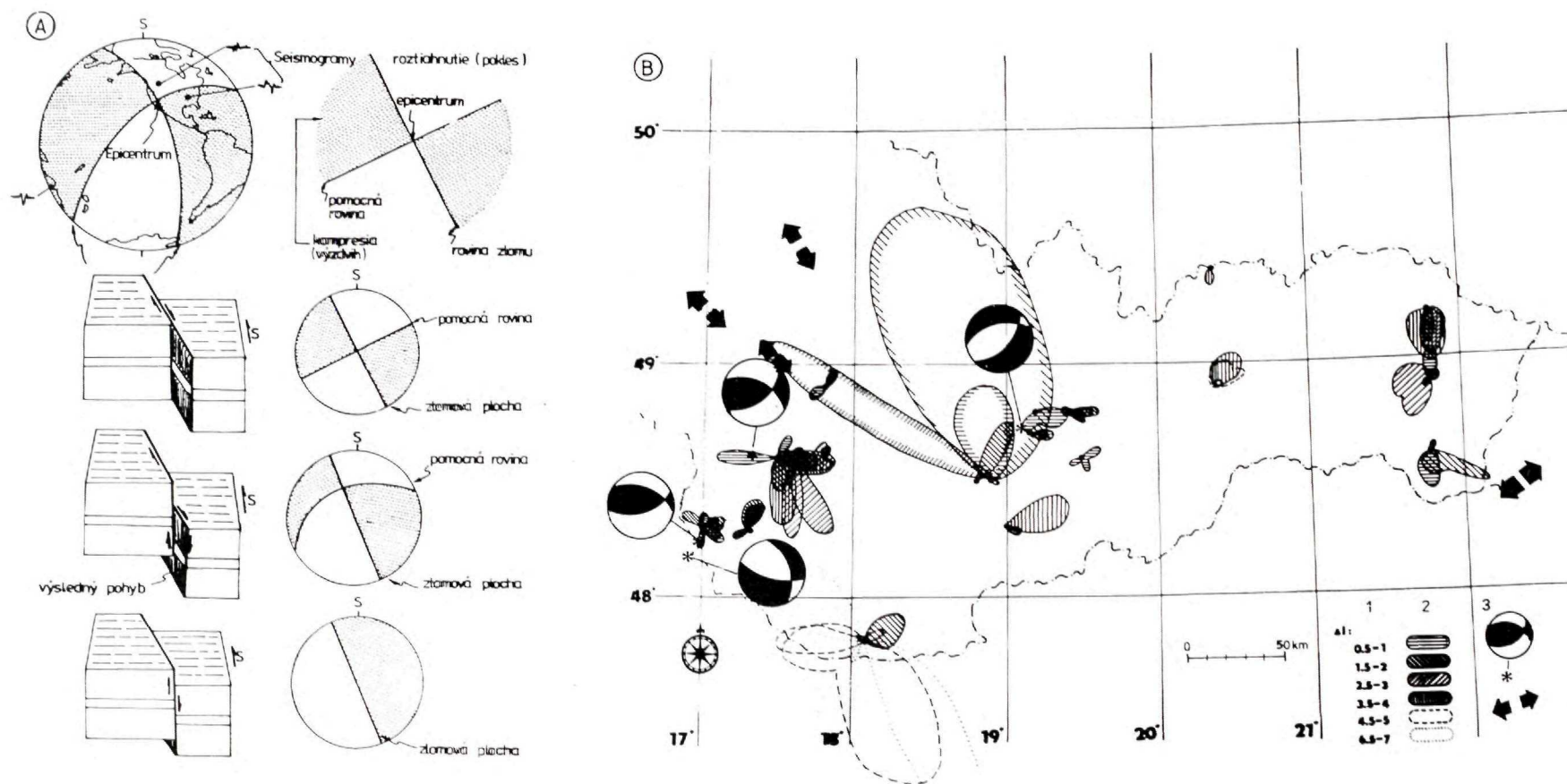
Někdy je možno usuzovat na přítomnost transkurentních zlomů i ze strukturního plánu území. Tektonické deprese (příkopy) nebo výzdvihy v koncových částech zlomu, přesuny a deference antiklinálních a synklinálních pásem či celých násunů jsou známy u většiny transkurentních zlomů (Moody a Hill, 1956; Wilcox et al., 1973). Řadu příkladů využívajících podpůrných údajů ze strukturní analýzy území Západních Karpat je možno nalézt

v pracích: Plička (1967); Janků et al. (1984); Buday et al. (1986); Pospíšil et al. (1986) aj.

Řešení ohniskových mechanismů zemětřesení umožňuje přímo určit směr a charakter pohybu na zlomu (obr. 10). Výsledkem registrace charakteru polaritv prvních nasazení podélných seismických vln je diagram složený ze čtyř kvadrantů, představující oblasti komprese a extenze. Pro území Západních Karpat neexistuje dostatek vhodných porovnání, což způsobuje obtíže při řešení ohniskových mechanismů. Zatím byly sestaveny pouze 4 diagramy (Schenk et al., 1985) pro zemětřesení podél malokarpatsko-vážského systému zlomů (Buday et al., 1986), resp. hronského rozhraní (Pospíšil et al., 1986; Schenk et al., 1985). Další možnost využití seismologických údajů je zpracování makroseismických pozorování formou konstrukce směrových diagramů (tzv. „motýlků“ — Schenk et al., 1985), které charakterizují svým protáhlým tvarem zóny, ve kterých nastává menší útlum seismických energií.

Současnou aktivitu zlomů dokládají i měření vertikálních a horizontálních pohybových tendencí. Rozsáhlý soubor dat z území Západních Karpat (Vanko a Kvítkovič, 1982; Vanko, 1981; Vyskočil a Zeman, 1979; Sobakar et al., 1975; Gofštejn, 1974) poskytuje přehled o nejvýznamnějších recentních aktivních zónách. Pokud jde o extenzní procesy, jsou zajímavé údaje z oblasti styku Českého masívu a Karpat, z karpatské předhlubně a z úseku bradlového pásma zakarpatské části transkurentské deprese. V obou případech jde o z.-v. směr roztahení.

Údaje o střížných zónách můžeme získat i z geofyzikálních údajů, a to buď údaje přímé, nebo nepřímé. Mezi přímé řadíme, jak už bylo výše uvedeno, seismické reflexní profily, umožňující rozpoznat strukturní vějíř, násunové plochy, resp. reverzní a normální zlomy. Většina geofyzikálních metod poskytuje přesné údaje o průběhu zlomů, avšak není již možno jednoznačně rozlišit typ zlomu. Např. pomocí metod vertikálního elektrického sondování či odporového profilování (VES, KOP, SOP aj.), metod velmi dlouhých vln (VDV) či magnetoteluriky (MTS), mikrogravimetrie, magnetometrie i geochemických a atmochemických metod můžeme určit polohu zlomu, ale jen nepřímo, na základě změny hloubky nebo mocnosti vrstev v různém fyzikálním parametru (hustota, odpor, susceptibilita aj.) podél zlomu, resp. porušení lineárního průběhu, můžeme usuzovat na charakter a typ tektonického rozhraní. K tomu lze využít i příslušných geofyzikálních map, které poskytují i plošný obraz průběhu daného rozhraní. Jako nejnovější příklad je možno uvést výsledky měření MTS (Varga a Lada, 1986), která podél profilu 2 T projektovali Tomek a Koráb (1985). Výsledky získané v prostoru veporika potvrzují interpretaci nejvýznamnějšího transkurentního zlomového systému v oblasti



Obr. 10. Příklad řešení ohniskových mechanismů (A) a směrových diagramů (B) v oblasti Západních Karpat (Pospíšil et al., 1985; Schenk et al., 1985). 1 — ΔI intenzita zemětřese
2 — prostorový diagram prvních nasazení seismických vln, 3 — zóny roztahnutí.

Fig. 10. Examples of solution of focus mechanisms and trend diagrams in the area of the West Carpathians (Pospíšil et al., 1985; Schenk et al., 1985). 1 — ΔI intensity of earthquake,
2 — spatial diagram of the first arrival of seismic waves, 3 — zones of dilatation.

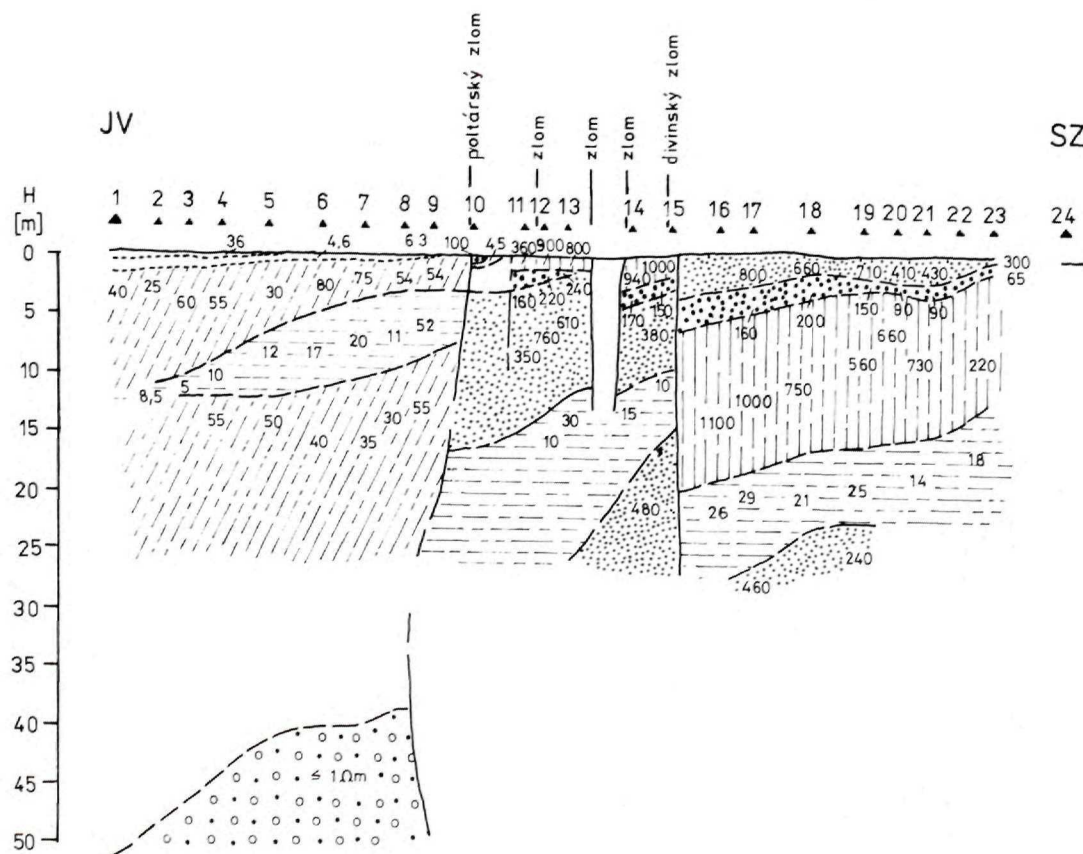
Západních Karpat — muránského tektonického systému (obr. 11, Pospíšil et al., v tisku). Problematické bude vysvětlit zcela odporově odlišný blok jižně od poltárského zlomu, zvláště zjištění vysoce vodivého prostředí v hloubkách okolo 45 km.

Progresivně zasáhly do výzkumu střížných zón družicové snímky. Především při analýze transkurentních systémů umožňují komplexně sledovat a hodnotit strukturní kritéria. Navíc pak rozsah plošného záběru umožňuje a pomáhá sledovat vzájemné vztahy např. kolmých systémů s různými směry pohybu (levostranným, pravostranným). Prvé interpretace tektonických rozhraní na základě družicových snímků se objevují koncem 70. let (Trunkó, 1977). Už v počátcích 80. let se však podařilo nalézt a předložit první modely transkurentních systémů (Janků et al., 1984; Doktor a Graniczny, 1982; Schenk et al., 1985, a další). Nadějným pro vysvětlení recentní tektonické sítě v oblasti Západních Karpat se jeví i využití teorie deformací vyvolaných průniky rigidních těles do rigidně plastického poloprostoru, doplněné studiem družicových snímků (Pospíšil, 1988; Pospíšil et al., v tisku). Zvláště nejnovější poznatky o vlivu miocenní

tektoniky horizontálních posunů na uspořádání vnějšího flyšového pásma a bradlové zóny (Mastella, 1988; Birkenmajer, 1985; Pospíšil et al., v tisku) tyto předpoklady velmi posilují.

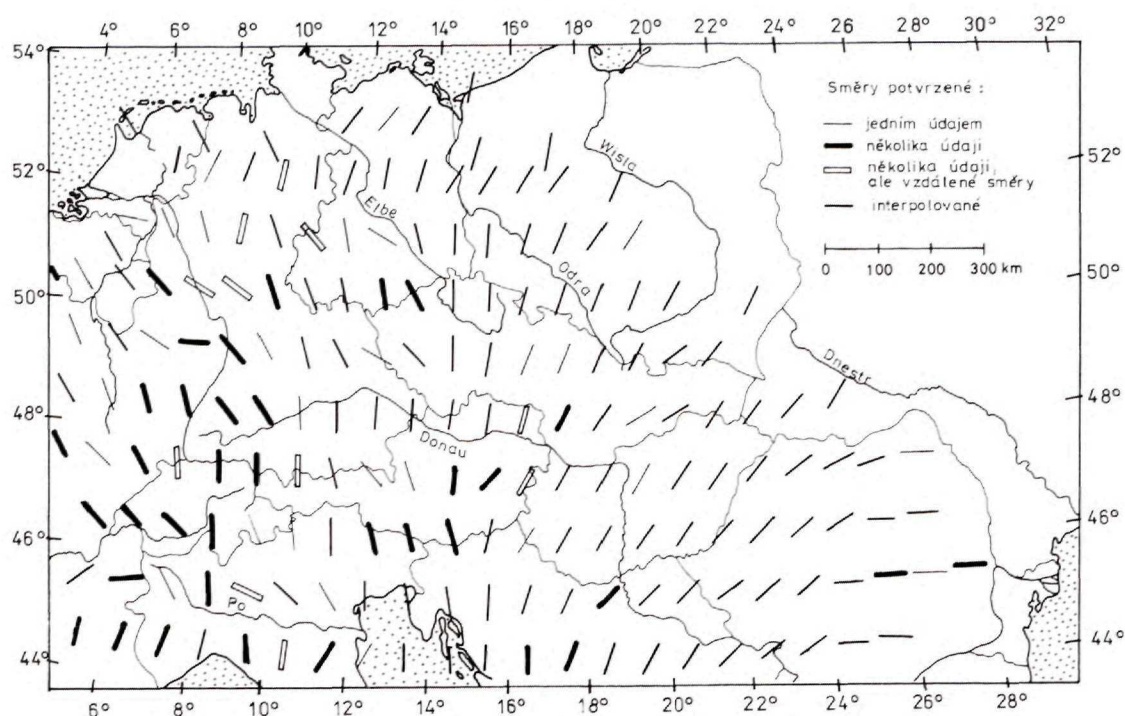
Diskuse

Pro poznání geodynamických procesů v zemské kůře, jejichž odraz pozorujeme na průběhu existující tektonické sítě, je nutno znát rozložení a orientaci horizontálního napětí nejen v minulosti, ale i v současnosti. Detailní studie orientace recentního tlaku existují zvláště pro území Alp, resp. západní a jižní části okolí Středozemního moře (Philip, 1986; Ahorner, 1978 aj.), méně už pro východní část střední Evropy (obr. 12; Grünthal a Stromeyer, 1986). Tyto údaje potvrzují skutečnost, že různé sektory eurasijsko-afričského kolizního systému se mohou odlišovat nejen na základě odlišných typů deformací, ale i na základě recentního a současného tlakového pole. Jeho vliv na kinematické charakteristiky jednotlivých transkurentních systémů může být různý a mělo by se k němu přihlídnout při



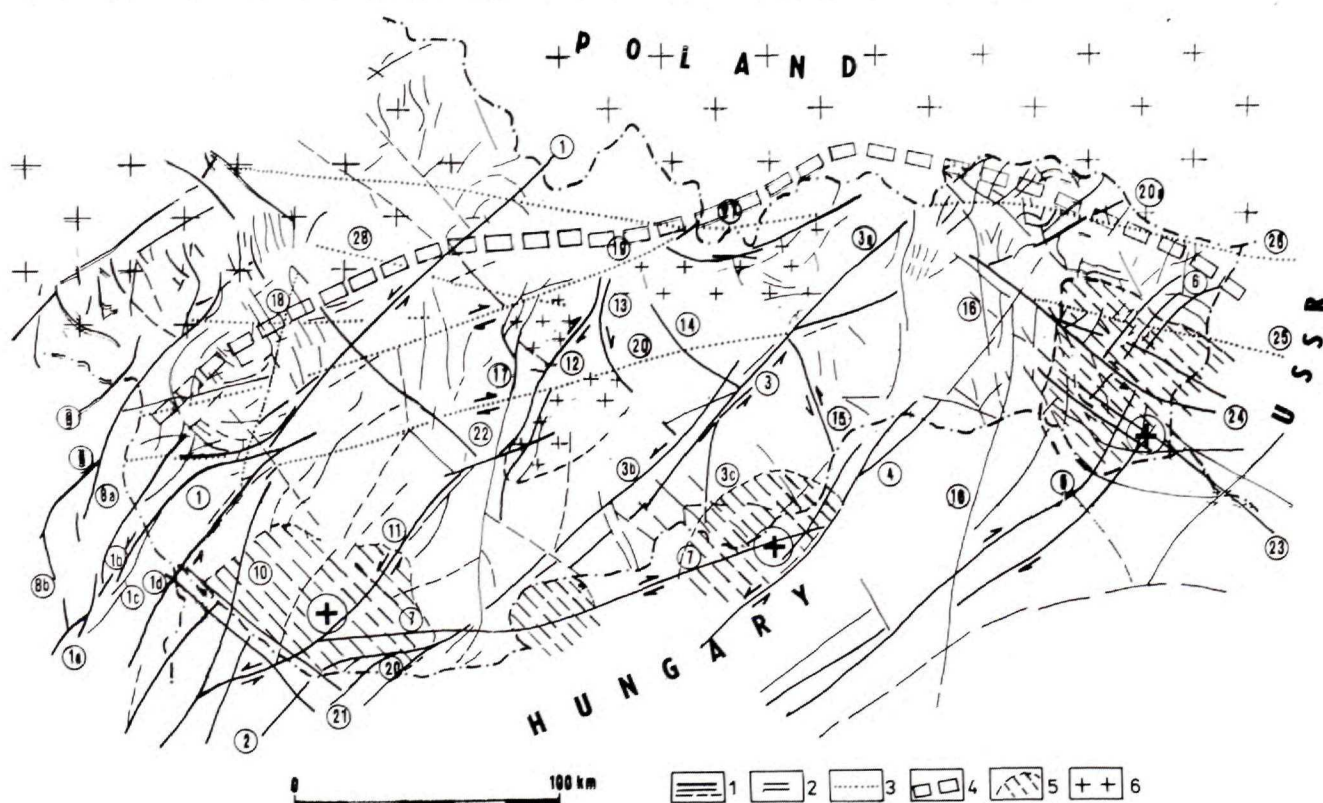
Obr. 11. Předběžné výsledky magnetotelurického sondování (MTS) na profilu 2 T (Varga a Lada, 1986), doplněné a upravené autorem (hodnoty v Ωhm).

Fig. 11. Preliminary results of magnetotelluric sounding (MTS) on the 2T (Varga and Lada, 1986), completed and modified by the author (values in Ωhm).



Obr. 12. Rozložení a orientace horizontálního tlaku v oblasti střední Evropy (podle Grünthala a Stromeyera, 1986).

Fig. 12. Distribution and orientation of horizontal press in Middle Europe (according to Grünthal and Stromayer, 1986).

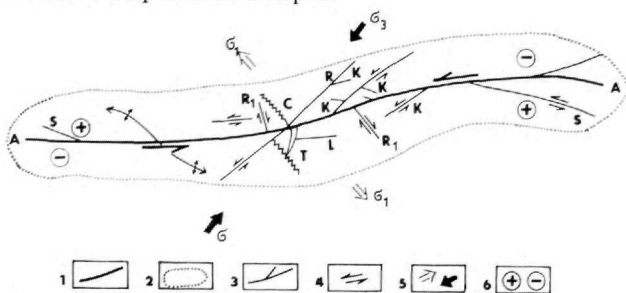


Obr. 13. Hlavní korové anomality Západních Karpat a jejich vztah k současné tektonické síti (Pospíšil et al., v tisku). 1 — zlomy, 2 — zlomy se znaky horizontálních posunů, 3 — zlomy určené z údajů DPZ, 4 — rozhraní vysoké vodivosti (Pěčová et al., 1979), 5 — těžké hmoty ve spodní části kůry (plášťové diapíry?), 6 — lehké hmoty ve střední části kůry.

Fig. 13. Principal crustal anomalies of the West Carpathians and their relation to the present tectonic network (Pospíšil et al., in press). 1 — faults, 2 — faults with features of horizontal shift, 3 — faults defined using RSM, 4 — high conductivity boundaries (Pěčová et al., 1979), 5 — heavy materials in the lower part of the crust (mantle diapíres?), 6 — light materials in the central part of the crust.

každé palinspastické rekonstrukci. Dále nelze opomenout významné korové a litosférické anomálie, které mohou lokálně i regionálně ovlivnit napětové pole v dané oblasti. V oblasti Západních Karpat jsou to především anomálie spojené se stavbou panonské pánve a na styku s epivariskou platformou (obr. 13, Pospíšil a Vass, 1984; Blížkovský et al., 1987; Šefara et al., 1987), které mohou fungovat jako dílčí „motory“ pro horizontální i gravitační pohyby rozsahem omezené.

Současný progresivní trend komplexního výzkumu tektonických deformací spojených s horizontálními pohyby na území Západních Karpat umožňuje zpřesnění prognóz a perspektivních území z hlediska výskytu nerostných surovin. Např. Šutora et al. (1988) uvádějí příklady vzniku možných strukturních pastí na transkurentních zlomech podunajské pánve. Jiný případ strukturních uspořádání se týká metalogenetické prospekce (obr. 14, Safonov a Parfenov, 1983). Jako patrně metalogeneticky významné se uvádějí pukliny, resp. zlomy K a R₁. Z tohoto hlediska bude zajímavé sledovat další příspěvky k objasnění podílu střížných zón, zvláště transkurentních zlomových systémů, na uspořádání a stavbě Západních Karpat.



Obr. 14. Uspořádání strukturních prvků podél levostranného transkurentního zlomu z pohledu metalogenetické prospekce (Safonov a Parfenov, 1983). 1 — hlavní zlom, 2 — zóna zvýšeného tangenciálního smykového napětí, 3 — zpeřené zlomy: A, R, R₁, K, L, posuny: T, C, 4 — směr pohybu na zlomu, 5 — osy směru hlavního napětí (σ_1 a σ_3), 6 — zóny komprese a roztažení.

Fig. 14. Arrangement of structural elements along left-slip transcurrent fault from the point of view of metallogenetic prospection (Safonov, Parfenov, 1983). 1 — main fault, 2 — zone of high tangential stress (shear stress), 3 — pinnate faults A, R, R₁, K, L, shifts: T, C, 4 — directions of movement on a fault, 5 — axes of the direction of main stress (σ_1 and σ_3), 6 — zones of compression and dilatation.

Literatura

Ahorner, L. 1978: Horizontal compressive stress in Central Europe. In: Clossh.: Reeder, D., Schmidt, K. (Ed.): *Alps, Apennines, Hellenides*. Stuttgart, 17—19.
 Bally, A. W. O. (Ed.) 1983: Seismic expression of structural Styles. *A picture and work atlas* Volum 3, *The American associat. of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma, 74101, USA.
 Belousov, V. V. 1985: *Osnovy strukturnoj geologii*. Moskva, Nedra, 258 s.
 Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny

Klippen Belt and the Tertiary Rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, A—16 (175), 101—115.
 Buday, T., Pospíšil, L. a Šutora, A. 1986: Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a vých. Moravě. *Mineralia slov.*, 18, 481—499.
 Doktor, S. a Graniczny, M. 1983: Fotogeologická analýza zdeje satelitárných Karpat. *Kwart. Geol.*, 27, 3, 645—656.
 Doktor, S., Dornič, J., Graniczny, M. a Reichwalder, P. 1985: Structural elements of Western Carpathians and their Fore-deep on the basis of satellite interpretation. *Kwart. Geol.*, 29, 1, 129—138.
 Goffstein, I. D. 1975: Nekotoryje dannyye o dinamike zemnoj kory Ukrainskich Karpat. In: *Proceedings of Xth congress KBA — TECTONICS — Section III*. Bratislava, GÚDŠ, 148—152.
 Grecula, P. a Varga, I. 1979: Main discontinuity belts on the Inner side of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 11, 389—403.
 Grunthal, G. a Stromeyer, D. 1986: Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas. *Gerlands. Beitr. Geophysik (Leipzig)*, 95, 5, 443—456.
 Hafner, W. 1951: Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62, 373—398.
 Harding, T. P., Vierbuchen, R. C. a Christie-Blick, N. 1985: Structural styles, plate-tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtentional wrench faults). In: Biddle, K. T., Christie-Blick, N. (Eds.): *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Tulsa, Oklahoma, The Society of Econ. Paleontol. and Mineralogists.
 Horváth, F. a Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: A Review. *Earth Evol. Sci.*, 3—4, 307—316.
 Janků, J., Pospíšil, L. a Vass, D. 1984: Príspevok DPZ k poznaniu stavby Západných Karpát (Západný úsek). *Mineralia slov.*, 16, 121—137.
 Kadlecík, J. et al. 1988: Reflexně-seismický průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatkých jednotek. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno*, 29a.
 Lowell, J. D. 1972: Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 3 091—3 102.
 Mastella, L. 1988: Budowa , ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany zony Dolnej , Polskie Karpaty zewnetrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58, 53—173.
 Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky*, 1. Bratislava, Veda, 503 s.
 Moody, J. D. a Hill, M. J. 1956: Wrench fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1 207—1 246.
 Nadai, A. Z. 1924: Plasticity. *Physic*, 30, 106 s.
 Pěčová, J., Petr, V. a Praus, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. International geodynamics project final report of Czechoslovakia. Bratislava, Veda, 119—127.
 Philip, M. 1987: Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, 5B, (3), 301—320.
 Plička, M. 1968: Joint zones in the flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. *Geol. Práce, Zpr.*, 44—45.
 Pospíšil, L. a Vass, D. 1984: Influence of the structure of the lithosphere on the formation and development of intramontane and back molase basins of the Carpathian Mts. *Geophys. Trans.*, 30, 355—371.
 Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktor, S. 1985: Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Z. Karpat. *Mineralia slov.*, 18, 385—402.
 Pospíšil, L. 1988: Možnosti interpretace transkurentních systémů

- v Západ. Karpatech. In: *Hlubinná geologická stavba ČSSR*. Smolenice, 2.—5. 5. 1988.
- Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. a Obernauer, D. 1989: Muránsky tektonický systém — významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 305—322.
- Reading, H. G. 1980: Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: *Ballance, P. B., Reading H. G. (Eds.): Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Intern. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 4, 7—26.
- Royden, L. M., Horváth, F. a Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian Region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 717—725.
- Roth, T. et al. 1962: Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR, 1 : 200 000, list Olomouc (M33).
- Safonov, J. G. a Parfenov, V. D. 1983: Primenenie kosmických snímkov v issledovanie struktur rudnych polej i mestoroždenij. In: *Pejve, A. V. (Ed.): Kosmická informacija v geologii*. Moskva, Nauka, 533 s.
- Schenk, V., Pospíšil, L. a Schenková, Z. 1985: Remote Sensing data and Earthquake occurrences in the West Carpathians. In: *Proc. 3rd Symposium on Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Liblice*, 17.—22. 6. 1985, ČSSR.
- Schenk, V., Schenková, Z., Pospíšil, L. a Zeman, A. 1985: Seismotektonický model svrchní části zemské kůry ČSSR. In: *Sb. referátů z celost. konference geofyziků České Budějovice, Sekce S1 — seismická*, 60—69.
- Sobakar, G. T., Somov, V. I. a Kuznecova, V. G. 1975: Sovremennaja dinamika i struktura zemnoj kory Karpat i priliegajuschich territorij. *Kiev, Naukova dumka*.
- Spencer, E. W. 1977: Introduction to the structure of the Earth. New York, McGraw — Hill Book Company.
- Sylvester, A. G. a Smith, R. D. 1976: Tectonic transpression and basement — controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. *AAPBG*, 60, 2 031—2 102.
- Sefara et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — archiv Geofond Bratislava*, 267 s.
- Sutura, A., Pospíšil, L. a Obernauer, D. 1988: Je možné šuranský zlóm interpretovať ako strike-slip? *Mineralia slov.*, 20, 507—517.
- Tapponier, P. a Molnár, P. 1976: Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319—329.
- Tapponier, P. a Molnár, P. 1977: Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys. Res.*, 85, 20, 2 905—2 930.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. a Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 89, 383—388.
- Trunkó, L. 1977: Karpathenbecken und Plattentektonik. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 153, 2, 218—252.
- Utkin, V. P. 1980: Sdvigovye dislokacii i metodika ich izučeniya. Moskva, Nauka, 143 s.
- Vanko, J. a Kvítkovič, J. 1982: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry. M = 1 : 1 000 000. Atlas SSR, Bratislava, Veda, s. 21, mapa č. 5.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 395—441.
- Varga, G. a Láda, F. 1988: Magnetolekulická měření na profilu 2T. Elgi Budapest. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno*, 239 s.
- Vass, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse Basins in West Carpathians in light of leading function of Mantle in Earth's Crust Development. Czechoslovak Geology and Global Tectonics. In: *Proceedings of the Conference, Smolenice, May 19—21, 1976*. Bratislava, Veda, 183—197.
- Vyskočil, P. a Zeman, A. 1979: Recent Movements of the Earth's Crust in the Region of the Bohemian Massif and its South-East Border. In: *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda, s. 139.
- Wein, G. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. *Általános Földtani Szemle*, 11, 5—34.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. a Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 1.

The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians

Problem of the existence of transcurrent systems is one of important problems, which affect kinematics of the West Carpathians. No possibilities of the existence of transcurrent faults in the West Carpathians, which had to regulate or at least to participate in the whole process of folding, short-cutting and overthrusting of „Carpathian masses” were ascertained or analysed up to the 80th.

The fact that the West Carpathians are situated in the collision zone, which underwent a complicated development during Cenozoicum and Quaternary with intensive thrust faults, which disguised significant horizontal movements of blocks, participates in this situation in a great extent.

Only the 80th have brought the reversion in opinion on the existence of transcurrent systems in the West Carpathians. Not only satellite images (Janků et al., 1984; Pospíšil et al., 1986; Doktor and Graniczny, 1983 and others) but a new view on the development of Neogene basins in the area of the Pannonian Basin (Royden et al., 1981; Horváth and Royden, 1981; Vass, 1979 and others) have shown new, morphologically significant boundaries.

Generally it is possible to state that the theory of deformation is also a significant criterion (Nadai, 1924; Hafner, 1951; Fig. 1 to Fig. 4). So called “flower” structures (structural fans — Fig. 6 to Fig. 9), which were described

for the first time from the area of the Andamany Sea (Harding et al., 1983), are one of the most significant features, which have proved the existence of transcurrent systems. We did not manage to find a large number of typical structural fans (see other works of this copy) in the area of the West Carpathians. Some interpretations of structural fans, mainly in the East Slovakian part of the Transcarpathian depression are “set up” and diminished by drag folds.

The increase of data on microtectonic analyses in the area of the West Carpathians contributes significantly to the evidence of shear zones. However, it is possible to obtain suitable data using further classical methods (Philip, 1986):

- structural analyses, which enable to analyse Recent tectonics and describe different types of present deformations.

- solution of focus mechanism of earthquakes, macroseismical analyses and measurements of Recent vertical and horizontal movements of the earth's crust, which give data on the present tectonic activity of the area and on distribution of compressive stresses (Fig. 10, 12, 13).

- using analyse of satellite and aerial images, it is possible not only to define boundaries and fault zones

respectively, but to follow regional geomorphologic and tectonic relations as well, moreover, these boundaries can be verified, at the first stage, in the area of the West Carpathians, using geophysical data (those of gravimetric and magnetometric), which today cover the whole area of the West Carpathians (Šefara et al., 1987);

— geophysical data (mainly those of reflection seismic, gravimetric and magnetometric), which enable, on the basis of chronologic and depth profiles, distribution of density, magnetic, resistivity and other properties of environment and loss of their mutual correlation, to define, direct and indirect, significant boundaries. It is possible to present, as an example, results of measurements of magnetotelluric sounding (Varga and Lada, 1986), which were projected along the 2T profile by Tomek et al. (1985) — Fig. 11.

It is necessary to know, for the knowledge of geodynamic processes in the earth's crust, which reflection we observe in the course of existed tectonic network, the distribution and orientation of horizontal stresses not only in the past, but today, too. Detail studies of the orientation of the Recent compression exist mainly for the area of the Alps and for the western and southern parts of the Mediterranean (Philip, 1986; Ahorner, 1978 and others), in lesser extent for the eastern part of Middle Europe (Grünthall and Stromeyer, 1986 — Fig. 12). These data confirm the fact that different sectors of the Eurasian-African collision system can differ not only on the basis of different types of deformation, but on the basis of the

Recent and present compression field as well. Its influence on kinematic characteristics of individual transcurrent systems will be different and it should be considered at each palinspastic reconstruction. Moreover, we must not forget significant crustal and lithospheric anomalies, which can locally and regionally influence the stress field in the given area. There are mainly anomalies connected with the geological structure of the Pannonian Basin and anomalies on the boundary with epi-Variscan platform (Pospíšil and Vass, 1984; Blížkovský et al., 1987; Šefara et al., 1987 — Fig. 13), which can act as partial "motors" of horizontal and gravity movements respectively.

The present progressive trend of complex investigation of tectonic deformations connected with horizontal movements in the area of the West Carpathians affords a possibility for making more accurate prognostic and prospective areas from the point of view of the occurrence of raw materials. For example Šutora et al., 1988 present examples of the origin of possible structural traps on transcurrent faults of the Podunajská panva Basin. Another case of structural arrangement is connected with metallogenic prospection (Salfonov and Parfenov, 1983 — Fig. 14). Joints and K and R faults respectively are presented as potentially interesting from the point of view of metallogeny. It will be interesting to follow further contributions, which will throw light upon the contribution of shear zones, mainly transcurrent fault systems, to the geological structure of the West Carpathians.

ZO ŽIVOTA SGS

L. Kamenický: **Prognózne typy zrudnenia vo vybraných typoch granitov tatrika** (Bratislava 5. 10. 1989)

Pri štúdiu genézy scheelitového zrudnenia v Nízkych Tatrách vyvstala pred pracovníkmi GÚDS a neskôr aj ďalších inštitúcií otázka genézy tohto zrudnenia. Klarkove obsahy W v granitoidoch i sedimentoch sú totiž blízke, a preto treba hľadať príčinu zvýšených koncentrácií. Samotný výskyt scheelitu v endo- a exokontakte nie je absolútnym dôkazom genetickej spätosti s magmou granitoidov. V tomto ohľade štúdium zrudnenia na kontakte leukogranitov s granitoidmi vo Veľkej Fatre umožňuje preukázať aj takúto genézu. Keďže dlhší čas nebolo možné na GÚ SAV separovať šlichové vzorky z tohto pohoria, autor sa venoval štúdiu starého súboru výbrusov (cca 1 500) z hornín kryštalinika Západných Karpát, ktorý mal k dispozícii. Z nich 2,5 % obsahovalo scheelity v zaujímavých obsahoch, v ďalších 4,5 % scheelit indikoval zrudnenie. V dvoch prípadoch sa takýto priaznivý výsledok potvrdil aj priamo v teréne plošným zrudnením. Jedna lokalita má zrudnený endo- a exokontakt leukogranitov, a tak isto okoložilné premenené horniny. Ďalšie pozitívne výbrusy sú z Malej a Veľkej Fatry, Nízkych Tatier, Braniska, z krakovskej a kohútskej zóny i z veporika Čiernej hory a nakoniec aj z granitov i metamorfítov gemerika. Tým sa tiež len potvrdili staré poznatky Kantora, Hvožďaru, Slavkaya

a ďalších, že scheelit je v kryštaliniku Západných Karpát extenzívne rozšírený. Zaujímavým prvkom je možnosť zrudnenia v okoložilných premenených horninách, najmä v karbonátoch.

Štúdium výbrusov doplnené pozorovaním hornín v UV svetle (napr. pod horským slnkom) a chemickými analýzami dáva konkrétnejšiu predstavu o type, intenzite a formách zrudnenia. Morfológia scheelitu je pestrá, lebo vcelku ide o postupne regenerované koncentrácie. Okrem väčších alotriomorfných zŕn má výraznú tendenciu k idiomorfnému vývoju zŕn s rozmermi desiatín až stotín mm. Agregáty zŕn bývajú uložené v súlade s textúrou metamorfítov, ale aj v priečných trhlinkách s viac-menej pozorovateľnou individualizáciou zŕn a v povlakoch na foliačných plochách bez kryštálového vývoja.

Scheelit obsahuje obvykle Mo (žltá fluorescencia). Jeho farba sa mení od temer opakovej po číru. Analytické stanovenie W a Mo vyžaduje primeranú prípravu vzorky, lebo scheelit ľahko prechádza do prachovej frakcie a sčasti uniká. Aj úprava takýchto rúd musí byť osobitá, s postupným obohacovaním, ako to mohol autor sledovať pri návšteve ložiska Bishop v Kalifornii. Je potrebné prispôbiť sa možnosti, že často ekonomický výskyt môže dať produkciu len okolo 1 000 kg WO₃. V distrikte Bishop z 53 výskytov len 21 vyprodukovalo viac ako 1 000 kg WO₃.