

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 147—181	3 obr.	— tab.	4 příl.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze

The geological structure of the Krušné hory-piedmont graben and its tectogenesis

Miroslav Váně¹

Předloženo 16. května 1983

Váně M. (1985): Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 147—181. Praha.

V ý t a h: Významný tektonický fenomén při sz. okraji Českého masívu, „podkrušnohorský prolom“, je různými autory odlišně interpretován. Autor příspěvku obhajuje názor, že sz. okraj prolomu je po celé své délce ohraničen krušnohorským zlomem, jv. okraj oharským zlomem. Funkce litoměřického zlomu byla v některých směrech přeceněna. Zakleslé území prolomu je prostorově shodné se sedimentačním prostorem podkrušnohorských terciérních pánví a jejich subsidenční výplně, které jeho hranice nikdy nepřekročily. Prolom byl založen na počátku paleogénu. Ze sousedních výše položených ker středoečeské křídové tabule a pozdějších Krušných hor byla v této době denudována zejména mladší křídová pásma. Současně započala vulkanická činnost ve své iniciální fázi. V relativně klidném období eocénu až oligocénu vznikl rozsáhlý peneplén. Po hlavním období vulkanické činnosti I. fáze akumulovaly v zaklesávajícím území prolomu sedimenty podložního a nadložního souvrství a vznikala hnědouhelná sloj. Rychlý výzdvih Krušných hor podle krušnohorského zlomu na rozhraní terciéru a kvartéru dotvořil morfologii území do dnešní podoby.

¹ *Geoindustria, n. p., 417 01 Dubí u Teplíc*

Úvod

Velmi pestrá geologická stavba území sz. Čech a její řešení jsou v mnohém směru klíčem k pochopení složitých dějů a vývoje Českého masívu. Množství publikací, provedená geologická mapování, tisíce vrtů a jiné průzkumné a výzkumné práce přinesly záplavu nových informací. Na jejich podkladě dochází k postupnému tříbení názorových směrů a k vytváření tektonických a paleogeografických koncepcí. K tomu přistupuje velké nerostné bohatství této části Čech a rozsáhlé báňské podnikání za situace, kdy zejména zásoby hnědého uhlí se blíží k svému vyčerpání. Těžba se postupně přesunuje do geologicky i technicky obtížnějších úseků, kde znalost geologických poměrů je předpokladem jejího technického zvládnutí. Zejména se diskutuje o otázkách uložení a vývoje hně-

douhelné sloje v oblasti mostecko-bílinské delty a pod krušnohorskými svahy včetně problému existence a povahy krušnohorského zlomu. Právě řešení poslední otázky jako jedné ze zásadních přineslo několik protichůdných koncepcí. Tento příspěvek je vyjádřením snahy autora odpovědět na uvedené otázky z vlastního stanoviska, opírajícího se o geologické zmapování celé oblasti půnve a 40 let soustavné práce na uvedené problematice.

Vývoj území před terciérem

Fundament celého území tvoří mohutný komplex proterozoických sedimentů s rozsáhlými intruzemi mladších žul. Jejich s. polovina náleží do oblasti intenzivní variské orogeneze krušnohorského krystalinika, s převážně katazonálním stupněm přeměny výchozích hornin. Projevy starší tektogeneze zde byly varisky přepracovány. Stratigraficky je zastoupeno spodní i svrchní proterozoikum, ojediněle při okrajích se zbytky slaběji přeměněného staršího paleozoika. Krušnohorské krystalinikum náleží k typickým oblastem s výraznou negativní tíhovou charakteristikou, indikující elevační oblast s mohutnými intruzemi granitoidů (Polanský 1973, str. 165). Vytváří antiklinorium složité strukturní stavby, s dílčími klenbovými strukturami s ortorulovými až granitoidními jádry.

Přibližně na spojnici měst Lovosice—Doupov probíhá výrazná osa horizontálních tíhových gradientů (Polanský - Škvor 1975, příl. I), od které k J následuje slaběji přeměněné svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské, postižené kadomským vrásněním. Je tvořeno hlavně těžšími horninami a má výrazné kladné tíhové pole (Holubec 1957, Chaloupský in Malšovský et al. 1974, Máška - Matějka - Zoubek 1961, Škvor 1975, Šťovíčková 1973).

Styk hornin různých stupňů metamorfózy je patrný ve skalním defilé „České brány“ na pravém labském břehu sz. od Žernosek u Litoměřic (Hibsch 1926, str. 17). Toto území nověji prozkoumala a mapovala Poubová (1963), která zde konstatovala prudký metamorfní spád. Při strmém úklonu vrstev a délce skalního defilé u Žernosek 2,5 km to představuje asi 2000 m mocný vrstevní komplex (Poubová 1974, str. 10). Jižnější, méně metamorfovaný komplex fylitů až svorů s baziky a karbonátovými horninami přirovnává autorka k algonkiu u Kralup nad Vltavou. Na rozhraní obou jednotek jsou zastoupeny amfibolity a ložní tělesa červených aplitických ortorul. Litoměřický zlom se zde nepřipomíná, situačně by měl probíhat značně jižněji.

V této souvislosti je velmi pozoruhodný údajný nález trilobita jako xenolitu z pyroklastik u Pokratic u Litoměřic (E. Pokorný 1936).

V dalším sledování hraniční zóny obou bloků nutno připomenout nález xenolitů fenitizovaných hornin krystalinického fundamentu na Košťálově (L. Kopecký 1966, 1970), jejichž eduktem byly jednak granulitické ruly a gra-

nulity, jednak diority až gabrodiority. Ve vrtu Lb-1 na z. svahu Košťálova byly však zastíženy v podloží křídý chloriticko-sericitické fylity, grafitické břidlice a metabazity. Metamorfované horniny granulitové facie pokračují dále na Z do okolí Třebívlic a Měronic, kde obsahují čočkovitá tělesa serpentinizovaného pyropového peridotitu (L. K o p e c k ý - P í š o v á - P o k o r n ý 1967).

Mnohé napovídá společný výskyt xenolitů jak epizonálně, tak i katazonálně metamorfovaného krystalinika spolu s porfyrem ve vulkanogenních sedimentech miocenního explozivního proniku u Mradic z. od Loun (V á n ě 1981).

Dosud blíže neobjasněné postavení (vzhledem ke krušnohorskému krystaliniku a zejména k sousednímu bloku tepelsko-barrandienskému) mají fylity s metabazity na v. okraji oharského krystalinika u Kadaně (S a t t r a n - V á n ě 1964) a velmi slabě přeměněné horniny staropaleozoické jednotky v ose oharského synklinoria u Mořičova u Ostrova nad Ohří (M á š k a - M a t ě j k a - Z o u b e k 1961, str. 81, 87–88).

Jižní Lounsko má v podkladu karbonu rozsáhlé obnažené těleso žuly tiského typu (vrty Ln-1, VI-1, PU-1 až 4). Po jeho sz. straně byly zastíženy v nových hlubokých vrtech jz. Žatecka horniny „žlutické série“; na vrtu MS-8 u Maštova mylonitizovaná ortorula s polohami amfibolitu a s žilou aplitu. Vrt KDV-1 ve Zbovědicích měl fylonitizovanou granáticko-biotitickou pararulu s vložkami svoru a svorové ruly, místy slabě migmatitizované. Ve vrtu ZK-1 mezi Čeradicemi a Žabokliky u Žatce byla pararula muskoviticko-biotitická rohovecovitá. Podobný charakter však měly i granáticko-muskovit-biotitické svorové ruly na vrtu Tř-1 u Třtěna sv. od Loun (K l o m í n s k ý - S a t t r a n 1965). V. téže práci (str. 112) je obsažena úvaha o charakteru styku středočeského proterozoika s krušnohorským krystalinikem, stejné téma řeší M á š k a - M a t ě j k a - Z o u b e k 1961, str. 44).

Variská orogeneze stmelila krystalinikum ve výsledný konsolidovaný celek v rámci variského plánu masívu (S a t t r a n 1957, str. 321). Orogenní vývoj Českého masívu byl variským vrásněním ukončen a tento se dále vyvíjel jako součást epivariské platformy. Během vrásnění a patrně po celou dobu proterozoika a paleozoika podléhal celý prostor rozsáhlé denudaci (S a t t r a n 1957, str. 319). V postorogenním stadiu v mladším paleozoiku byly vnitrohorské deprese dnešní kladensko-rakovnické pánve vyplněny až 1000 m mocnými karbonskými sedimenty vnitřní molasy. Celý prostor masívu přešel ve svém geotektonickém vývoji v této době do kvalitativně nového stadia úplné krustální konsolidace. Počínaje nejmladším paleozoikem se dále vyvíjí jako platforma, s typickým platformním režimem saxonské tektoniky (M á š k a - M a t ě j k a - Z o u b e k 1961, str. 16).

Území sz. Čech bylo jako součást epivariské platformy Českého masívu během mladšího paleozoika a dále ještě po celý trias, juru a spodní křídou postupně denudováno a peneplenizováno. Z variských pohoří zbyly posléze jen ploché hřbety, Krušné hory v dnešní podobě tehdy vůbec neexistovaly. Rozsáhlá tělesa

karbonských melafyrů na Žatecku zůstala skryta pod sedimenty svrchního červeného souvrství. Následující transgrese svrchnokřídového moře počínaje cenomanem neměla v území výrazné překážky a zastihla je ve stadiu penepplénu. Morfologicky dynamičtější byla v té době jen území s povrchovými výlevy mladopalcozoických paleoryolitů (doposud označovaných jako „křemenný porfyr“), zejména na dnešním Teplicku.

Dokonalý penepplén lze v celém území předpokládat i po ústupu křídového moře, což je výchozí okamžik všech následujících úvah o tectogenezi podkrušnohorského prolomu. Stále otevřená však zůstává otázka skutečného původního rozsahu svrchnokřídové transgrese, zvláště v období mladších pásem. Křídové sedimenty jsou dnes zachovány souvisle od V k Z ještě v těsném okolí Chomutova, v denudačních reliktech až do okolí Kadaně a určitě kdysi pokrývaly i přilehlou část území dnešních Krušných hor. V jejich faciálním vývoji (ve srovnání např. s lounským Poolhřím) je směrem k Z a SZ patrné pozvolné zmlčování směrem k pobřeží. Ještě v okolí Kundratic sv. od Chomutova nebo dále u Střelné na Teplicku zasahují mladší slínitá souvrství středního turonu až coniacu těsně ke krušnohorskému zlomu, který je ostře dislokuje; faciální změna nebyla nikde pozorována. To znamená, že souvislé rozšíření křídových souvrství včetně nejmladších pásem zde pokračovalo i na území dnešních Krušných hor nejméně do okolí Chomutova a Kadaně a alespoň v některých údobích pravděpodobně ještě dále na Z. Hranice jejich skutečného rozšíření tímto směrem však zřejmě zůstane trvale neobjasněna.

Výslovně stěžejní je otázka původního rozšíření mladších křídových pásem (počínaje středním turonem) na JV od okraje prolomu na j. Lounsku, Slánsku, Kladensku a až do okolí Prahy. Je dobře známo, že v celém tomto širokém území tvoří povrch nanejvýše spodní turon a po mladších pásmech zde není nikde ani stopy. Jejich původní rozšíření v tomto území však dokládá především známý a velmi důležitý nález „vrstev teplických a březenských“ ve výplni mohutných sopečných rozsedin v okolí čedičové Vinařické hory u Kladna, zastížených hlubinně na dole Mayrau (Záhálka 1928, 1929). Obdobný nález byl pravděpodobně učiněn i v jámě na s. úpatí čedičové Horky ve Slaném (Lipold 1862, str. 513—515). Mladší křídová pásma dnes ostře končí bez faciální změny na okrajovém oharském zlomu (dislokace židovicko-chvalinská, Č. Záhálka 1899, str. 6—7). Tentýž zlom dále na Z označuje Č. Záhálka jako slavětínský, u Měcholup Malecha (1961) jako zlom sířemský. Mladší křídová souvrství jsou vyvinuta a dodnes zachována jv. za touto dislokací po obvodu čedičové kupy Řípu u Roudnice. Vzhledem ke své snížené poloze (povrch souvrství IIIb při 180 m n. m.) nebyla zde denudována; jsou pokryta terasovými šterky, které zasahují až ku 325 m n. m. a nejvýše položené reliktu coniacu až ku 340 m n. m. (B. Záhálka 1923). Všechna tato uvedená fakta dokládají původní mnohem větší rozšíření sedimentů svrchní křídý včetně nejmladších pásem v celém rozsahu území.

Tektonický vývoj území v paleogénu

Počátky tektonického vývoje podkrušnohorského prolomu nebyly dosud dostatečně řešeny a objasněny. Časová vzdálenost této epochy je příliš velká a zřetelných geologických dokladů poměrně málo. V geologické literatuře se často opakuje tvrzení, že zejména s. okrajový krušnohorský zlom je velmi starého založení, znovu oživený v terciéru (Stodola 1952, str. 262; Pokorný - Škvor 1964, str. 170). V rámci sledovaného území nebyly pro tuto domněnku shledány žádné důkazy. Také j. okrajový zlom oharský (viz dále) rozhodně není předplatformního založení. Krušnohorský zlom se naopak jeví jako zcela mladý, vysloveně terciérní tektonický fenomén, který šikmo přetíná krystalinický fundament zcela bez ohledu na jeho strukturní stavbu. Je to velmi dobře patrné z přímočarého průběhu zlomu z Karlovarska až po Chomutov ve srovnání s geol. mapou krušnohorského krystalinika např. od Škvara (1975, příl. I.) nebo Pietzsche (1962, obr. 240). Těž Elznic (1982) dospěl ve svém příspěvku k závěru, že jednotlivé horninové komplexy krystalinika probíhají nerušeně přes krušnohorské zlomové pásmo do podloží pánve a zachovávají si generelní směr Z—V. Ke stejnému poznatku došel Marek (1980, str. 270) a uvádí, že výzdvih hor nevyužil stávajících strukturních prvků krušnohorského krystalinika a proběhl podle jiného tektonického plánu. Ve v. polovině území je však zřejmo, že se průběh krušnohorského zlomu částečně přizpůsobuje tektonickým strukturám krystalinického fundamentu. Je to patrné jednak z „přeložení“ krušnohorského zlomu sv. od Chomutova do nové linie s. od Jirkova, jednak z několikerého zalomení jeho průběhu mezi Jirkovem a Děřínem.

V předchozí kapitole jsem dokazoval, že křídová souvrství včetně nejmladších byla původně rozšířena po celém území, i mimo hranice prolomu. Dnes jsou mladší souvrství počínaje středním turonem, zachována výlučně jen v zakleslém území prolomu (s výjimkou nejvýchodnějšího okraje po obvodu Řípu). Na tomto místě je nezbytné odpovědět na velmi zásadní otázku, kdy byla mladší křídová souvrství denudována z celého rozsáhlého území Slánska až Kladenska včetně pražského okolí na straně jedné a z dnešního krušnohorského hřbetu na straně druhé.

Těsně po j. straně oharského (slavětínského) zlomu j. nad Chlumčany u Loun (v bezprostřední blízkosti zakleslých vrstev středního a svrchního turonu) byly na spodnoturonských opukách zjištěny in situ mnohametrové bloky silicifikované krusty paleogenních klastik (případně i eluvií křídových hornin). V r. 1974 zde byly dobře odkryty při hloubení zářezu nové silniční přeložky j. nad obcí. Tytéž horniny a zejména jednotlivé křemencové bloky jsou hojně rozšířeny i dále odtud na J a JV, zejména v polích v. od spodní silniční odbočky do Smolnice, v okolí Hřivčic, Peruce atd. — viz Č. Záhálka 1897, str. 5—8.

V téže geologické pozici, tj. na spodnoturonských opukách, jsou mimo území prolomu známé křemencové balvany i z mnoha dalších míst j. Lounska a Slánska, včetně vrcholových úseků pohoří Džbánů mezi Louny a Rakovníkem (v okolí Domoušic a Kroučové kolem

500 m n. m., včetně tzv. „kounovských řad“). Velice důležitý je výchoz křemenců „in situ“ ve stráni návrší Kohout u Siremi u Podbořan, zaznamenaný V a c h t l e m (1950, str. 12 a 14). V blízkém okolí jsou zachována mladší křídová souvrství, zaklesnutá v „měcholupském příkopu“, v jejich těsném sousedství za oharským (siremským) zlomem jsou však denudována až na sníženou úroveň spodního turonu v mocnosti 15–20 m. Následuje poloha „oligocenních“ písků a křemenců — tudíž opět táž situace jako u Chlumčan. Na Kohoutu jsou křemence ještě pokryty 4 až 6 m mocnou vrstvou tufitických jíílů mladšího terciárního sedimentačního cyklu. Lokalita u Siremi dokazuje „předoligocenní“ tektonický rozpad pokřídového penepění a následnou denudaci křídů, jakož i skutečnou polohu těchto křemenců v geologickém profilu. Tytéž poznatky zde učinil již M a l e c h a (1961, str. 252); konstatuje nejvýraznější tektonické pohyby a hlubokou denudaci křídových vrstev před oligocénem.

Stáří těchto křemenců v Čechách bylo dosud všeobecně označováno jako středooligocenní. Na základě nových paleontologických studií zejména E. Knoblocha je však zřejmě větší, spodnooligocenní až eocenní. Bohatá flóra je v těchto křemencích známa hlavně ze Sokolovska (Staré Sedlo) nebo od Žitenic. Silicifikace místy zasáhla podložní eluvia křídových sedimentů nebo i přímo křídová klastika s faunou, pokud se nacházela na tehdejšímu povrchu (např. nálezy ve výkopech vodovodu pro elektrárnu Tušimice I. — viz Z á r u b a - R y b á ř 1962). Stratigraficky sem náležejí klastika v podloží čedičů u Ryžovny a Hřebečné. pod vulkanity Špičáku a Plešivce (L o m o z o v á - M r ň a 1967), na Scheibenbergu a Pöhlbergu u Annabergu-Buchholze v NDR. což jsou lokality na vrcholu dnešního krušnohorského hřbetu. Citování autoři zde však nenacházeli bulžňíkové valouny středočeské proveniencie uváděné jinými autory, nýbrž místní černé turmalínovce. Téhož stáří jsou křemence a kaolinické písky na celé řadě lokalit mezi Louny a Mostem, v Českém středohoří (včetně úpatí Doubravské hory v Teplících), lokality na Kadaňsku (Rokle, Kojetín), Podbořansku, Černý vrch na z. okraji Chomutova aj.

Silicifikované reliktů paleogenních klastik nacházíme v celém území, tj. vně i uvnitř prolomu, na nejrůznějších křídových souvrstvích i jiných útvech podle stupně pokřídové denudace v daném místě. Klastika výslovně nemají povahu pánevních sedimentů a jsou produktem převážně fluvialní sedimentace menších toků nebo průtočných jezer v mělkých nezahluobených údolích na povrchu eocenního penepění (viz též H a v l e n a 1982, str. 6). Pozdější miocenní subsidenční výplň prolomu nasedá i na blízké sousedících místech (např. v prostoru Osek—Dubí—Teplice a jinde) na nestejně denudovaný a tektonicky bohatě rozčleněný podklad (tvořený zejména křídovými sedimenty, pokud nebyly úplně denudovány až na krystalinikum). Tytéž skutečnosti zjistili Z e l e n k a a Z m í t k o (1982, str. 277) na malém území separátní žandovské pánvičky sz. od Ústí nad Labem. Provedenými vrty zde byly v podloží terciéru zastíženy svrchnokřídové sedimenty v různé stratigrafické úrovni. Podle citovaných autorů dovoluje tato skutečnost předpokládat intenzivní pokřídový tektonický rozpad s následnou denudací a penepěnicí.

Vše co bylo dosud uvedeno v předcházejícím textu této kapitoly představuje soubor faktů, které nelze přehlédnout a které je nutno vysvětlit. Podle nich došlo krátce po ústupu křídového moře na počátku terciéru k prvnímu výraznému zaklesnutí území prolomu v mezích okrajových zlomů, tj. krušnohorského na SZ a oharského na JV. Skutečný tektonický vývoj v dlouhém období paleocénu byl však s velkou pravděpodobností mnohem složitější, jak ukazuje bohaté tektonické členění předmiocenního podkladu vlastní pánve. V tomto směru je výklad tektogeneze území v současném stadiu vědomostí ještě velmi kusý a schematický. Po prvním zaklesnutí prolomu došlo především k dalekosáhlé denudaci křídý z tektonicky vysunutých ker, zejména mladších pásem z celého území středních Čech a z dnešních Krušných hor. Později, patrně během paleocénu až eocénu, byl postupně obnoven rovnovážný stav a po celém území Čech i přilehlých oblastí se znovu vytvořil penepplén, dosud známý pod pojmem „středooligocenní parovina“. Vzhledem k přehodnocení stáří paleogenních klastik jej musíme klasifikovat spíše jako eocenní penepplén.

Časově i prostorově souvisí tento nejstarší cyklus tektogeneze prolomu s iniciální neovulkanickou fází (L. K o p e c k ý 1978, str. 101), stáří 60–65 mil. let, tj. paleocén. V souvislosti s tímto výkladem upozorňuji na další významnou práci tohoto autora (L. K o p e c k ý 1959), který časově zařadil vznik a výplň sopečných trhlin v okolí Vinařické hory do I. neovulkanické fáze a vlastní výlev čedičů do II. fáze. Na základě předešlých úvah bude nutno přeradit vznik rozsedlin do paleocénu, kdy na Kladensku byla ještě přítomna mladší křídlová pásma, patrně v souvislosti s iniciální fází. Zařazení výlevů čediče do II. fáze je pravděpodobné. L. K o p e c k ý (1959, str. 261) správně předpokládá denudaci mladších křídových pásem v okolí Vinařické hory v období mezi starší a mladší sopečnou fází.

Ve stejné době zřejmě došlo k denudaci křídý na dnešním krušnohorském hřbetu, neboť v podloží starotřetihorních sedimentů, např. v okolí Ryžovny (K r á l í k 1966, L o m o z o v á - M r ň á 1967), stejně jako ve vulkanické struktuře u Kovářské (M a l á s e k - N o v á k - K a v k a 1979), není po nich ani stopy.

Paleocenního stáří budou i některé další neovulkanické struktury v pánvi i mimo ni. Náleží k nim vkleslina (diatrema?) s výplní paleogenních sedimentů v okolí vrtu Li-41 u Libouše u Chomutova (K o n z a l o v á 1970, str. 59), struktura Kovářské (M a l á s e k - N o v á k - K a v k a 1979), snad i struktura v podloží miocénu po sv. straně Háje u Duchcova a další podobné struktury v podloží pánve, dosud blíže nepovšimnuté, mnohdy se sedimentární tufitickou výplní.

Dosud není detailně znám vývoj území během oligocénu, až do období vlastní pánevní sedimentace. V oligocénu započala vulkanická činnost I. fáze (L. K o p e c k ý 1978, str. 101), která trvala po velmi dlouhé období (18 mil. let) a přesáhla daleko do miocénu. Z této doby nemáme v pánvi mezi Chomutovem

a Ústím nad Labem žádné doklady pánevní sedimentace. Četné výskyty tufitů se slabými slojkami uhlí a diatomitů ve spodní části neovulkanitů ukazují na existenci lokálních depresí mezi vulkanickými tělesy s vodními nádržemi omezeného rozsahu. Všechny okolnosti nasvědčují, že nové stadium hlavního poklesu ve vývoji prolomu nastalo až po skončení I. neovulkanické fáze.

Vývoj pánve v neogénu

Tektonické založení prolomu před začátkem miocenní pánevní sedimentace velmi jasně dokládají některé vrty při krušnohorském zlomu sv. od Chomutova u Kundratic a Jezeří, kde vznikla před započítáním miocenní sedimentace ostrá zlomová hrana značné výše (nejméně 10 m, patrně ale podstatně více). Vrt Fr-68 zde měl do hl. 70,2 m rulovou suť známého sesuvu (Váň 1960b), do 131,8 m miocenní sedimenty v příbřežní facií, pod nimi 4,7 m ruly fosilního sesuvu a posléze ještě 26,6 m křídových sedimentů. Tato důležitá fakta znovu potvrdil novější blízký vrt n. p. Stavební geologie PVJK-206, který zjistil pod kvartérem a miocénem fosilní sesuv ruly v hl. 108,7 až 118,8 m, spočívající na křídových sedimentech v zachované mocnosti 13 m. Prokázaný sesuv ruly pod miocenními sedimenty předpokládá vznik skalního stupně při krušnohorském zlomu, podobně jako tomu bylo v pleistocénu na též místě.

K sedimentaci v pánvi došlo po obnovení poklesů celého prostoru mezi okrajovými zlomy v miocénu. V Podkrušnohoří sedimentovaly v podložních souvrstvích především prvotní splachy eluvií různých hornin z břehů jezera, tj. z krystalika, křídý a neovulkanitů. Jejich složení a plošný rozsah jednotlivých litofacií je proto velmi pestrý a proměnlivý. Značnou převahu mají vulkanogenní sedimenty, vznikající rozplavováním zvětralého povrchu nových vulkanických těles v tehdejších klimatických podmínkách (zjílovění, bentonitizace, kaolinizace). Splachy mají podobu různých tufitů a tufogenních jílů se sideritem. V jižní části prolomu naopak převažovala sedimentární složka jílovitá a písčítá, transportovaná do pánve od J. V některých úsecích pánve proběhla časově omezená první uhlotvorná sedimentace bazální sloje. V okolí Lipna a Tuchořic na Lounsku vznikalo v této době mocné ložisko sladkovodních vápenců. Podle jeho tvaru a polohy se zdá, že akumulace CaCO_3 byla podmíněna přínosem látek nebo plynů z hloubky po puklinách při j. okrajovém zlomu prolomu.

V okolí Holedče a Měcholup j. od Žatce ústila během miocénu do pánve terciární řeka od J z Rakovníka, odvodňující celé střední a zejména západní Čechy. Její fosilní koryto s výplní miocenních sedimentů je dodnes zachováno mezi Rakovníkem a Žatcem. Směrem po proudu od Rakovníka k S stoupá dno koryta nejméně o 35 m až k vrcholovému bodu u Janova na z. okraji Džbánů, kde je dnes hranice rozvodí Ohře a Berounky. Tato inverze je důsledkem postmiocenních pohybů, relativního poklesu rakovnické pánve a Žatecka. Po pře-

kročení prvních okrajových zlomů j. od Měcholup se fluvialní charakter „hlavačovských štěrkopísků“ náhle změnil v pánevní charakter sedimentace písků a jílu „žateckých vrstev“ a jen na jejich bázi se udržuje i na Žatecku poloha s většími valouny křemene a buližníku. Zmíněné křemence, typické ohlazené „oligocenní“ šluňáky, jsou zde součástí miocenních bazálních hrubých klastik. Severněji k obci Holeděč zaklesávají tato bazální klastika nejméně o 300 m oproti jejich poloze u Janova podle několika velkých mladých zlomů. Tektonický neklid v tomto j. okrajovém úseku prolamu dokumentují projevy překotné sedimentace a četné polohy závalků jílu uvnitř souvrství miocenních klastik v pískovnách v okolí Měcholup a Holedče. Terciární řeka přinášela do pánve velké množství sedimentárního materiálu a ukládala jej především v celé j. polovině pánve, kde většinou úplně potlačovala tvorbu uhelných slojí. Jednotlivá ramena její delty zasahovala daleko do s. poloviny pánve a způsobovala zde velmi komplikované poměry v sedimentologické skladbě miocenních souvrství včetně hnědouhelné sloje na Mostecku a Bilínsku.

Sedimentace uhelné sloje a nadložních jílu uvnitř pánve předpokládala rovnoměrnou subsidenci v celé její šířce mezi okrajovými zlomy. Funkce této struktury byla podmínkou vzniku až 550 m mocného komplexu většinou pelitických sedimentů. V otázce odvodňování podkrušnohorských pánví nebylo dosud dosaženo jednotného stanoviska. Č a d e k (1966, str. 87) předpokládá odvodnění pánve přes Krušné hory v okolí Jirkova. Mezi Jirkovem a Vysokou Pečí docházelo k odvodnění pánve v době tvorby hnědouhelné sloje podle E l z n i c e (1964, str. 13 a příslušné litofaciální mapy). Ukládání velmi jemných pelitů nadložního souvrství předeházal náhlý hlubší pokles prostoru pánve, který ukončil hlavní uhlotvornou sedimentaci a změnil hydrogeologické poměry. Pánev v této době byla patrně bezodtoká a naopak do ní ústilo několik menších toků od S. Přiušely do pánve klastický materiál krušnohorské proveniencce např. u Černovic a Jirkova, v místech Salesiovy výšiny u Oseka, u Domaslavic, Košťan a Uněina. Za bezodtokou považuje pánev H o k r (1982).

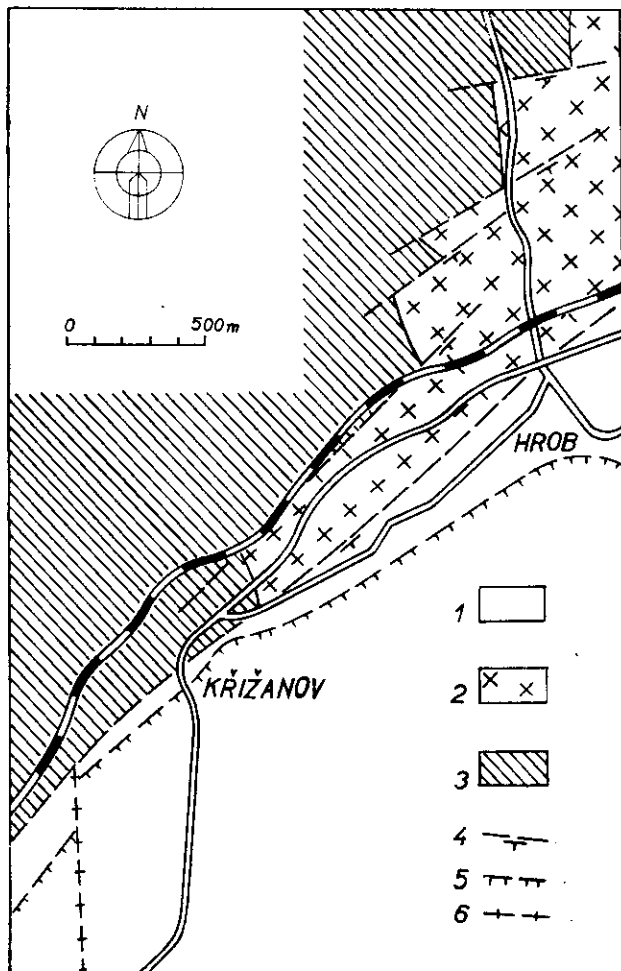
Funkce hlavních zlomů při tektonickém vývoji pánve

Krušnohorský zlom

Složité historie poznávání funkce krušnohorského zlomu je dobře zaznamenána v příspěvku S t o d o l y (1952), který jako první upozornil na pelitický charakter sedimentů v blízkosti krušnohorských svahů, které v době sedimentace ještě nemohly existovat. V mnohých dalších otázkách však autor zřejmě neměl jasnou představu. Mnoho místa je této problematice věnováno ve Sborníku I. geol. konference o chomutovsko-mostecko-teplické pánvi, konané v r. 1960 v Teplicích. Stejným otázkám je věnována pozornost v dalších publikacích.

ve Sborníku k XV. sjezdu Čs. spol. pro min. a geol. v Teplicích (1964) a např. sledy v příspěvku Hurníka (1982e).

Krušnohorský zlom jako průběžný po celé délce sz. okraje pánve byl konstatován a potvrzován geology mnoha generací, kteří kdy v pánvi pracovali nebo mapovali. Fungoval od počátku terciéru a omezoval po sz. straně sedimentační prostor pánve během miocénu. V dnešním jeho průběhu je v mapě nápadný přímočarý úsek od Děpoltovic na Karlovarsku až do Chomutova v délce 50 km. Zvláště na šrafované mapě měř. 1 : 75 000 (list 3850 — Kadaň) je velmi výrazně patrný jako zlomová morfostruktura prvního řádu, omezující jv. hranu Krušných hor. Na sv. straně Chomutova náhle končí na složitém systému příčných a kosých zlomů v okolí Kamenného vrchu (Váně 1966). O 2,5 km severněji nasazuje zcela nová větev krušnohorského zlomu, která odtud pokračuje až za Děčín v délce dalších 70 km (opačným směrem k Z je tato větev



1. Geologická mapa okolí Hrobu, znázorňující zařazení z. hranice teplického paleoryolitového komplexu vůči rulám na krušnohorském zlomovém pásmu. Výchoz hnědouhelné sloje nikdy nedoléhá až ke krušnohorskému zlomu, neboť pod sloji jsou ještě podložní vrstvy písků a jílu, popř. i svrchní křídly (mapoval M. Váně 1982)
 1 — sedimenty miocénu; 2 — teplický paleoryolitový komplex (mladší paleozoikum); 3 — ruly krušnohorského krystalinika; 4 — dílčí zlomy krušnohorského zlomového pásma; 5 — výchoz hnědouhelné sloje; 6 — předpokládaný z. okraj rozšíření paleoryolitového komplexu v podloží miocénu

patrna ve stráních Bezručova údolí u Chomutova nad silnicí 1,5 km s. od lesní správy). V detailu se ukazuje velmi složitá tektonická stavba tohoto území.

Krušnohorský zlom bývá v území krystalinika po své sz. straně doprovázen několika dalšími souběžnými zlomy, se kterými vytváří tzv. krušnohorské zlomové pásmo. Prokázat tyto zlomy je zpravidla obtížné. V tomto směru je pozoruhodný úsek v okolí Ilrobu u Teplic, kde krušnohorský zlom přetíná z. okraj teplického paleoryolitového komplexu (dosud označovaného jako teplický křemenný porfyr). Při jeho zapadání přes ruly k V se podle mapování autora jeví tato hranice v geologické mapě několikerým výrazným zabuzením (viz obr. 1). Existenci krušnohorského zlomového pásma na území krystalinika zaznamenávají tímž způsobem v geologickém řezu na tabulce VI — F e n c l a Z á r u b a (1956).

Další průběh krušnohorského zlomu je dobře patrný při s. okraji nového sídliště ve Střelné, které je postaveno na svrchnoturonských slínovcích. Těsně nad s. okrajem sídliště za zlomem je založen velký porfyrový lom. Přítomnost dalších souběžných zlomů zde prozrazuje malý izolovaný výskyt cenomanských pískovců 350 m ssv. nad tímto lomem.

Výrazně zřetelné je krušnohorské zlomové pásmo na geologické mapě j. svahů Sněžníku u Děčína. Na hustou síť zlomů a puklin je zde vázáno známé významné ložisko fluoritu u Jílového. V úseku vlastního ložiska zaznamenává T i c h ý (1982) na základě báňských prací a vrtů širokou sérii zlomů, jež jsou zčásti protiklonné ke krušnohorskému svahu. Právě tento příklad nám připomíná, že v detailním poznání stavby a vývoje krušnohorského zlomového pásma máme ještě velké mezery, které mohou vyplňovat geologové mnoha dalších generací.

Krušnohorský zlom je téměř všude skryt pod mocnými vrstevami sutí na úpatí horských svahů. Zcela ojedinělým případem je skalní rulová stěna sz. nad Osekem, jejíž příkrý, hladce usmyknutý povrch pokládám za dislokační plochu krušnohorského zlomu (V á n ě 1961b, str. 348, obr. 5). Místo je t.č. označeno jako bod č. 5 naučné stezky.

Pod zámekem Jezeří byla v minulých letech vyražena kolmo na krušnohorský svah průzkumná štola za účelem objasnění existence a průběhu zlomu. Podle dokumentace zpracované J. Markem jsem došel k přesvědčení, že krušnohorský zlom byl zastížen 117 m od ústí štoly, v bezprostředním podloží strmě vyvlečených miocenních sedimentů včetně hnědohelné sloje (poloha takto zjištěného zlomu zcela souhlasí s dřívějším geol. mapováním M. Váně). Zlom doprovází 40 m široké pásmo tektonických brekcí, které se opakuje na další souběžné poruše pod zámekem Jezeří. První okrajovou dislokační plochu (nejblíže do pánve), kterou štola nezastihla, interpretuje Marek jako protiklonnou, ačkoliv pro toto řešení chybějí důkazy.

Pozoruhodné výsledky zaznamenali Z e l e n k a (1981) a Z e l e n k a a Z m í t k o (1982), kteří zhodnotili geologický průzkum žandovské uhelné

pánvičky sz. od Ústí nad Labem, která je v tektonicky silně exponované oblasti těsně při krušnohorském zlomu. Uhelná sloj je na okrajovém zlomu ohnuta a vyvlečena do úklonu až 80°. Charakteristickým znakem všech hornin, od křídý až po nadložní souvrství, je výrazné tektonické namožení a porušení. Z provedeného průzkumu lze identifikovat pouze zlom omezující s. okraj terciéru s výškou poklesu min. 200 m a řadu fosilních gravitačních sesuvů. Kra křídových pískovců s rulou o rozměrech 400×200 m o mocnosti až 50 m se sesula na přelomu terciéru a kvartéru do nadloží miocenních sedimentů pánvičky, ještě před sedimentací pleistocenních štěrků (podobně jako sesuv krystalinika u Kundratic a Jezeří) — Z e l e n k a a Z m í t k o 1982, str. 278. Jinou formu svaňové deformace zde ověřil vrt Vz-38, kde byl zjištěn na nadložních jílech překocný profil podložních jílu s částí uhelné sloje (str. 279 tamtéž).

Pokles dna pánve podle krušnohorského zlomu byl v relaci se subsidencí, takže zlomová hrana se většinou morfologicky projevovala jen minimálně a celé území zůstávalo během miocénu v podstatě penepřímém. Vyvýšené postavení krušnohorského hřbetu řádově o desítky metrů a zjištěné splachy nebo výplavové kužele drobných toků z oblasti Krušných hor nejsou s touto představou v rozporu.

Krušnohorský zlom miocenní sedimenty nedislokují a způsobuje jen jejich bezzlomové vyvlečení až do strmých úklonů (V á n ě 1961a, obr. 1 a 2, H u r n í k 1982c, tab. I). Zejména nedislokují hnědouhelnou sloj, která je navíc součástí komplexu miocenních sedimentů včetně mocného podložního souvrství, a proto v přímý styk se zlomem nikdy nepřichází. Takto nesprávně zakresluje situaci např. M a l k o v s k ý (1979, příl. I, řez A vlevo, na kterém je hnědouhelná sloj dislokována krušnohorským zlomem). V době miocenní sedimentace plnil krušnohorský zlom funkci břehu, ohraničujícího sedimentační prostor. Výrazné vyvlečení vrstev při zlomu je z větší části způsobeno až výstupem Krušných hor v pliocénu a pleistocénu. Proto krušnohorský zlom zjišťujeme v bezprostředním podloží miocenních sedimentů, ve většině případů je však tato hranice v důsledku denudace v kvartéru posunuta o desítky až stovky metrů.

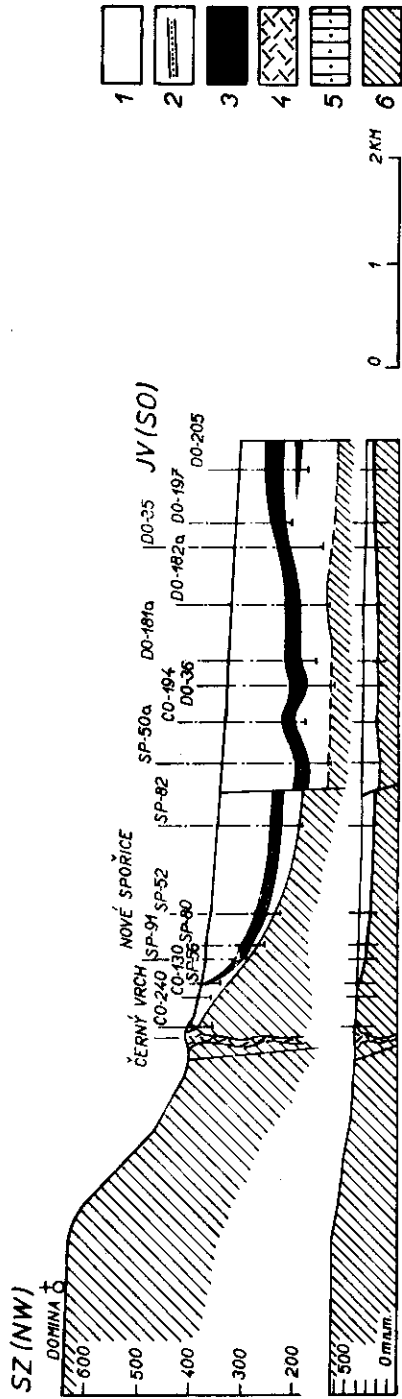
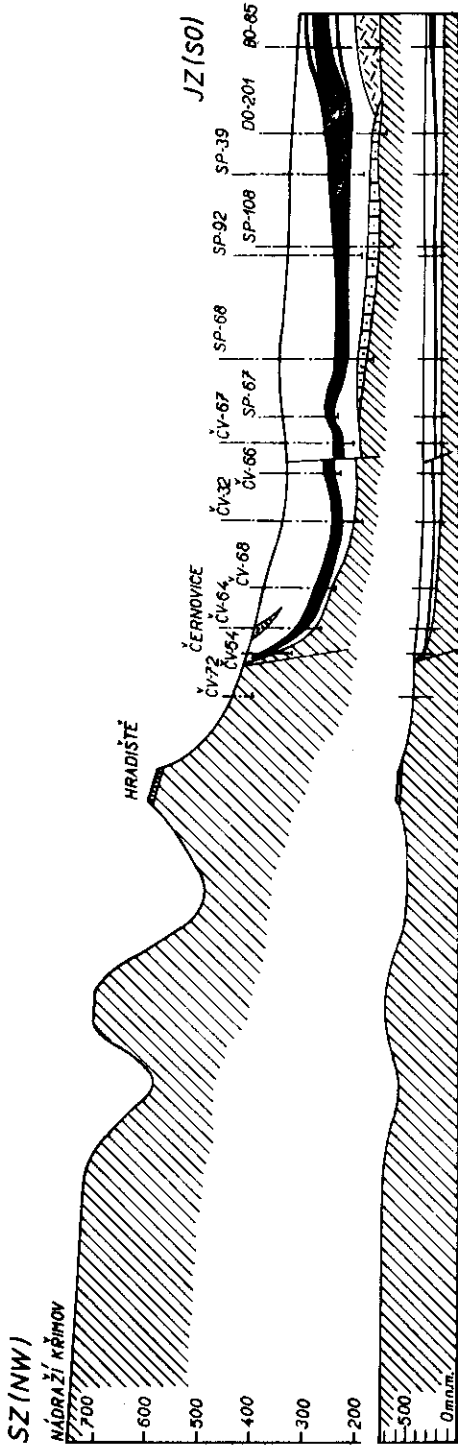
Při krušnohorském zlomu dosud nikde nebylo prokázáno výraznější porušení sloje souběžnými poruchami (s výjimkou druhořadých drobných skoků řádově metrových hodnot); interpretace podle M a r k a (1979, str. 500) je nepravděpodobná. Neobyčejně intenzivní a složitou tektoniku konstatujeme místy při krušnohorském zlomu pod miocénem (např. mezi Kundraticemi a Janovem — viz M a r e k 1977) nebo v místech absence miocenního pokryvu, neboť zde se počítají projevy před- a pomiocenních pohybů. Taková situace je patrna především v okolí Střelné a Mlýnů na Teplicku, kde zjišťujeme hustou síť podélných, kosých a příčných zlomů, vytvářejících úzké separátní hrástě a hluboké příkopy. Pokud by se někomu podařilo zcela věrně vyřešit v geol. řezu geologickou stavbu např. u Střelné, znamenalo by to velmi důležitý pokrok v otázkách mechanismu pohybů při krušnohorském zlomu. Složitá a dlouhodobě

působící soustava tektonických dějů na dislokaci tohoto řádu nemůže být posuzována měřítky jiných podružných zlomů v pánvi, a v podrobnostech ji zatím zdaleka ještě neznáme. Její detailní poznání je nejpřednějším úkolem všech dalších výzkumů. Jestliže uznáváme krušnohorský zlom jako význačnou tektonickou linii, omezující s. okraj podkrušnohorských pánví, s poklesem řádově o 500 až 1000 m, pak nelze popírat jeho existenci v některých úsecích morfologicky zdánlivě méně výrazných (Malšovský 1979, str. 79). Také v těchto místech je úhrnný výškový rozdíl mezi peneplenizovaným povrchem krystalinika na krušnohorském hřebenu a v podloží miocénu v pánvi nejméně kolem 500 m (obr. 2).

Námět k zamyšlení a různé možnosti přístupu k problému interpretace krušnohorského zlomu poskytuje např. obr. 21 na str. 80 (Malšovský 1979). Situace na tomto obrázku by vyzněla značně jinak, pokud bychom jej prodloužili k S i k J tak, aby zastíhl úseky peneplenizovaného povrchu krystalinika pod pánví i na Krušných horách. Levá část obrázku zastihuje dnešní povrch terénu již s krystalinikem před i za zlomem (výchoz sloje je zde posunut jižněji). Samotný zlom proto nemůže tato vrstevnicová mapa vystihnout. Zejména je však třeba zakalkulovat kvartérní denudaci zlomové hrany krystalinika (Krutský - Váně 1981, str. 180).

Podobný příklad je v příspěvku Hurníka (1982c, str. 390), kde obrázek 2 znázorňuje zdánlivě bezzlomový výchoz hnědouhelné sloje na rulovém hřbetu podložního krystalinika. Jestliže do tohoto obrázku dokreslíme náhlý ohyb sloje v prostoru dnes již vytěženého lomu S. K. Neumann mezi vrty OS-11 a OS-12 (viz obr. na tab. I tamtéž), pak právě na tomto obrázku je krušnohorský zlom evidentní. Takto správně vystihuje situaci obrázek 3 tamtéž.

Jak jsem již uvedl, byl pokles dna pánve podle krušnohorského zlomu v relaci se subsidenční sedimentací, takže se zlomová hrana morfologicky většinou neprojevila. Poněkud jiná byla situace v úseku od Kundratic do okolí Oseka, kde krušnohorský zlom přetíná granitoidní jádra dílčích klenbových struktur v oblasti kateřinohorské klenby, proto se zde projevoval i během miocenní sedimentace morfologicky výraznější reliéf. V terciérních sedimentech se zde uplatňují horninové typy, které odjinud neznáme. Vyskytují se jen v úzkém pruhu podél krušnohorského svahu při zlomu, který zde byl bezprostředním břehem sedimentačního prostoru pánve. V profilech vrtů např. Jz-3 až Jz-10, Čn-26 a v mnoha dalších jsou zaznamenány horniny jako nadložní jíly velmi silně písčito-slídnatý, miocenní štěrky a kaolinické písky, rulové balvany, rulové zvětraliny, polymiktní jílovité slepence a brekcie. Na vrtu Jz-10 u Jezeří je zaznamenána v hl. 41,6—46,0 m jílovitá brekcie s úlomky rul a křemene do 2 cm a s ohlazovými plochami, podřenyými od vlečených valounů, s mezivrstevními skluzy apod. Uhelná sloj zde vykličuje ještě před výchozem a před zlomem, břeh jezera je v tomto úseku evidentní (Váně 1960a, str. 76, Elznic 1963).



- 1 [White box]
- 2 [Box with horizontal lines]
- 3 [Black box]
- 4 [Box with diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 5 [Box with vertical lines]
- 6 [Box with diagonal lines (top-right to bottom-left)]



V jiných úsecích (např. Prunéřov—Jirkov) byl břeh jezera budován měkčími typy pararul, mnohdy s podkladem zjlovělých vulkanitů, a během sedimentace v miocénu se morfologicky neprojevoval. Podstata rozdílnosti prostředí krušnohorské kry oproti pánvi spočívala v tom, že území pánve sekulárně klesalo a výškový rozdíl byl vyrovnáván ukládáním sedimentů, kdežto území dnešního krušnohorského hřbetu neklesalo a k sedimentaci zde nedocházelo. Rozdílnost obou prostředí správně postřehl v paleontologickém obsahu Hurník (1961, str. 426). Všechny tyto otázky byly již obsírně řešeny na I. geologické konferenci v Teplicích (viz též Váně 1960a, str. 66—79).

Názorným a důležitým dokladem předchozích tvrzení je situace u Černovic u Chomutova (viz obr. 2). Evidentně s. za krušnohorským zlomem je zde na krušnohorském hřebeni na Hradišti zachován relikt miocenních křemenců. Jsou uloženy přímo na rule, jejich mocnost je asi 10 m, mají výrazný úklon 10° k JV a obsahují bohatou miocenní flóru, vzácně i otisky mlžů cf. *Unio*. V četných vrtech v pánvi pod Hradištěm nebyly nikde zjištěny (vyjma mohutných sutí s hojnými velkými bloky těchto křemenců — viz Váně 1960b). Při výkopech pro přivaděč Ohře na sv. okraji Černovic jsem kdysi zaznamenal souvislé vrstvy dosti pevných limonitických pískovců, místy se zbytky flóry a s otisky mlžů cf. *Unio*. Jejich polohu objasnil vrt Čv-64 v těsné blízkosti výkopu, který je zastihl (vesměs rozvrtné na písek) v hl. 7,6 až 14,0 m. Následovaly nadložní jíly, hnědouhelná sloj od 83,15 do 100,75 m, podložní jíly, písky a pískovce a od 123,4 m rula. Nadložní pískovce z výkopu pokládám za vyklíňující okraj výnosového kužele miocenního toku, který v těchto místech ústil od S do pánve. Jeho sedimenty stratigraficky odpovídají nadložnímu souvrství a jsou ekvivalentní křemencům na Hradišti (viz obr. 2). Ve srovnání např. s dejekním kuželem dnešní Chomutovky byl předpokládán tok spíše menší, měl menší spád a erodoval kaolinicky zvětralé krystalinikum v mírně zvlněném území vrcholového peněplénu na místě dnešních Krušných hor. Zásadní rozdíl v podobě těchto psamitů na Hradišti a pod ním je ve tmelu horniny, křemitém nebo limonitickém. Zatím nejasný je původ křemitého tmelu v křemencích na Hradišti. V literatuře však existují zmínky o vzácném nálezu fluoritu a barytu (Dejmek - Knotek 1966). Křemence na Hradišti jsou ekvivalentní nadložnímu

-
2. Příčné geologické řezu pánví po z. straně Chomutova (svrchní 5X převýšený, tentýž spodní nepřevýšený). Z řezu je patrný peněplenizovaný povrch krystalinika jak na krušnohorském vrcholovém hřbetu, tak v podloží miocénu pánve. Ploché uložení hnědouhelné slaje se náhle mění a zvedá až v blízkosti krušnohorského zlomu. Křemence na Hradišti mají své pokračování v pískovcích v nadložní slaje v pokleslé kře pánve na vrtu Čv-64 (svrchní obr.). Na spodním obrázku je patrna poloha přívodových cest čediče Černého vrchu v těsné blízkosti krušnohorského zlomu (viz S. Hurník 1982c, str. 389). Kreslí M. Váně 1982

1 — miocenní sedimenty z nadloží i podloží slaje; 2 — klastika krušnohorské proveniencie v nadložním souvrství (na Hradišti silicifikovaná v křemence), za krušnohorským zlomem uložená na rule; 3 — hnědouhelná slaj; 4 — neovulkanity; 5 — psamity svrchní křídly (cenoman—spodní turon); 6 — ruly krušnohorského krystalinika

souvrství, avšak nemají v podloží hnědouhelnou sloj a spočívají přímo na rule. Jsou patrně produktem fluviální sedimentace a markantním dokladem skutečnosti, že těsně za krušnohorským zlomem nedocházelo k ukládání pánevních sedimentů.

Tytéž okolnosti potvrzují i další lokální výskyty pískových delt toků krušnohorské provenience. Zcela obdobné postavení jako křemence na Hradišti mají křemence na Salesiově výšině u Oseka a pisky v přilehlých pískovnách (Váň 1961b). Jsou rovněž součástí nadložního souvrství, a to jeho svrchních poloh, v těsném podloží uhelného souvrství (l. c. str. 351), které Elznic (1966) později pojmenoval lomskou slojí. Obsahují velmi hojné schránky unioidů a jejich křemitý tmel je obsažen jen ve výchozových partiích v blízkosti krušnohorského zlomu — dále do pánve přecházejí v měkké pískovce až pisky. Názor o skalním zřízení salesijských křemenců z podloží do nadloží (Čech 1981, str. 16) je nepřijatelný (kromě toho se salesijské křemence neměly odkud zřítit, neboť přilehlý krušnohorský svah je rulový). Jiné rozsáhlé výskyty písků a štěrků krušnohorské provenience v nadložním souvrství jsou známy u Domaslavic, Košťan a Unčína (Zelenka - Polický 1964, Čadek 1966, str. 96—98).

Nejmladší fáze vývoje prolomu v pliocénu a kvartéru při krušnohorském zlomu

Základním rysem tektogeneze podkrušnohorského prolomu během terciéru byla subsidence vnitřní kry pánve podle okrajových zlomů, krušnohorského a oharského. Celé toto období se vyznačuje převahou poklesů nad zdvihy, při kterých byl zachováván rovnovážný stav mezi intenzitou tektonických pohybů a denudací, popř. akumulací na většině území. Stejujmi slovy charakterizuje tuto etapu A. Kopecký (1972b). Povrch terénu zůstával morfologicky značně jednotvárný a jeho absolutní výška nad mořem byla minimální.

V tomto vývoji nastal náhlý zvrat v pliocénu a v pleistocénu, kdy začala intenzivně vystupovat okrajová horstva Českého masivu včetně Krušných hor a zdvihy nabyly převahy nad poklesy (A. Kopecký 1972b, str. 111). Je to hlavní reliéfovorné období, během něhož vznikla většina současných kladných morfostruktur Českého masivu. Do té doby neporušený peněplén Krušných hor byl vyzdvižen do výše až přes 1000 m n. m. a rozbrázděn řadou hlubokých údolí s výrazně nevyrovnanou spádovou křivkou. Při jejich vyústění do pánve vznikly rozsáhlé a mocné dejkění kužele hrubých nevytríděných šterkopísků (Váň 1957, str. 200, 1960a, str. 77—78).

Tektonická aktivita masivu v nejmladším období je uváděna v kauzální závislosti na tektonickém režimu alpské geosynklinální zóny Evropy s tím, že byla podmíněna expanzí horotvorných tlaků z alpsko-karpatské oblasti směrem

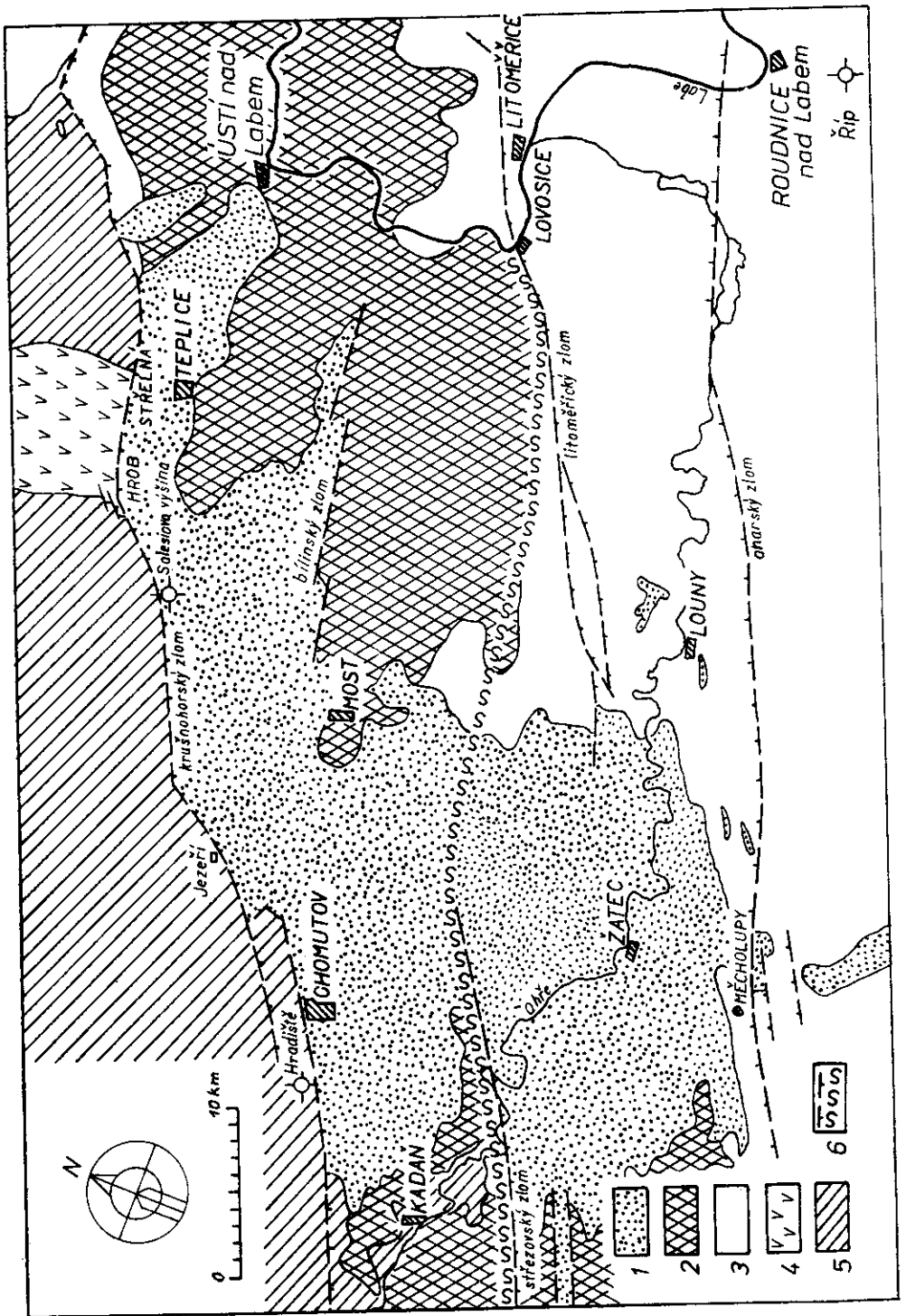
na Český masív. Tyto procesy bezesporu ovlivnily tektonický režim v masívu, avšak nezpůsobily jej (A. Kopecký 1972b, str. 128). Byly vyvolávány primárními vertikálními silami, jejichž příčiny sídlí hluboko pod Českým masívem (Málecha 1961, str. 252).

Nejmladším obdobím až recentem vývoje krušnohorské oblasti se zabýval Král (1968). Zdůrazňuje existenci rozsáhlých rovinných reliktů bazální zvětrávací plochy předoligocenní paroviny na dnešním vrcholovém hřbetu Krušných hor, vyzdvižených v nejmladší fázi vývoje krušnohorské morfostruktury do nadmořské výšky až 1000 m (Králík 1966 použil termínu „snížený nepelén“ vzhledem k denudaci starotřetihorního zvětralinového krytu krystalinika v mocnosti asi 40–50 m). Citované nálezy terciérních sedimentů u Kovářské (str. 24) jsou nesporně součástí paleogenní výplně vulkanické struktury. Okrajový krušnohorský zlomový svah nejlépe splňuje kritéria uváděná pro klasifikaci zlomových svahů: je to především přímočarý průběh svahu, bez ohledu na geologickou strukturu podkladu, zřetelné porušení geomorfologických poměrů nad i pod svahem, výskyt facetových ploch na svahu, téměř neporušených erozivními rýhami, a především ovšem geologicky zjištěná zlomová linie na úpatí svahu. Okrajový jv. zlomový svah Krušných hor působí dojmem neobyčejné morfoloické svěžesti. Zvláště mezi Perštejnem a okolím Kralup u Chomutova je zlomový svah morfoloicky velmi výrazný a přímočarý (zde jej právě popírá Malšovský 1979, str. 79) a v tomto úseku jsou nejlépe vyvinuty facetové plochy mezi průlomovými údolími krušnohorských potoků (Král 1968, str. 45).

Bílinský a litoměřický zlom

Bílinský zlom ohraničuje hrásťovou strukturu Českého středohoří po s. straně proti pánvi. Jeho průběh je v současném stadiu prozkoumanosti značně nejasný; zlom se několikrát lomí a je postupně překládán k S do nových větví. Spíše se asi jedná o několik samostatných zlomů podobné funkce. Generelní směr jeho dílčích úseků je nápadně V–Z. V úseku Braňany—Bílina je jeho úloha doložena během miocenní sedimentace v řadě velmi zřetelných příkladů v těžebních řezech uhelného lomu Maxim Gorkij (Váně 1961a). V blízkosti zlomu u j. výchozů sloje byly vrstvy vyvlčeny do strmých úklonů jako při krušnohorském zlomu. Syngedimentární aktivita zlomu podmínila vznik syngenetických zlomových a skluzných ploch a způsobila mohutné skluzy uvnitř souvrství hnědouhel-
né sloje (viz příl. II a III). Kombinací s nepravidelným průběhem jednotlivých přínosových ramen bílinské delty vznikají v sedimentárním miocenním komplexu velmi složité struktury.

Podobně jako bílinský zlom na S. ohraničuje na J hrást Českého středohoří oproti dílčímu ohareckému prolomu zlomový systém, z něhož je nejnápadnější



tzv. litoměřický zlom. Prvně se objevuje v mapách H i b s c h e (např. 1926) jako význačná zlomová linie, probíhající přímočaře od Liběšic a Židovic sv. od Loun přes Litoměřice až do okolí Ploskovic (délka úseku asi 30 km). Obdobně je zakreslen v mapě 1 : 75 000, vydané Státním geologickým ústavem v r. 1948 a sestavené A. Matějkou — list 3852 Roudnice nad Labem. V poněkud jiné verzi se objevuje v geol. mapě Českého středohoří 1 : 25 000 od Č. Zahálky, vydané v r. 1937 Státním geologickým ústavem. Jinak je interpretován na základě nových průzkumných prací v mapě autorů Krutský - Váně et al. 1975, příl. V, kde se jeví výrazněji jen do okolí Židovic. Dále k JZ je doprovázen řadou souběžných poruch různého smyslu zaklesnutí, vytvářejících dílčí příkopy a hráště. Jeho funkce je tak postupně zastřena a vytrácí se. Ekvivalentní poruchy, omezující hráštové těleso Českého středohoří proti oharskému prolomu, lze sledovat ještě v okolí Ranské hory u Loun, Břvan, Vrbky a Rvenic. Jeho pokračování (?) k s. okolí Žatec, na Sedčice a Čejkovice je problematické a je zastřeno v neodkrytých terénech středního Žatecka s jednotvárným vývojem miocénu v žateckém vývoji.

Litoměřický zlom je v dnešní podobě považován za epitektonický projev hlubinného zlomu starého založení, jednoho z nejvýznačnějších v Českém masívu. Tento zlom má oddělovat blok krušnohorského krystalinika od bloku tepelsko-barrandienského (Š t o v í č k o v á 1973, L. K o p e c k ý 1978 a další). Zmínil jsem se již v první kapitole, že styk proterozoických komplexů různého stupně metamorfózy je odkrytý v údolí Labe u Žernosek a Opárna, asi 2—3 km na S od litoměřického zlomu, a vyznačuje se prudkým metamorfním spádem. Tektonický styk katazonálně a epizonálně metamorfovaného proterozoika si ostatně nelze dobře představit — viz např. Prouza 1965, str. 83, obr. 2 vpravo (pokračuje snad krušnohorské krystalinikum za zlomem pod proterozoikem tepelsko-barrandienského bloku?). Naopak na vrtu Tř-1 u Třtěna byla zastížena granátická svorová rula ještě 3 km j. od litoměřického zlomu.

Výrazná osa horizontálních tíhových gradientů v mapě P o l a n s k é h o a Š k v o r a (1975, příl. I) se přibližně kryje s průběhem dnešního litoměřického zlomu na povrchu jen po j. straně Českého středohoří. V dalším průběhu k Z se povrchově neprojevuje, osa odbíhá k Z a kose přetíná známé směry saxonské tektoniky v tomto území. Zdá se, že sleduje hranici mezi krušnohorským krystalinikem a tepelsko-barrandienským proterozoikem, včetně s. okraje rozšíření vnitřní molasy mladšího paleozoika. Vyjadřuje strukturální poměry

3. Schematizovaná geologická mapa severočeské hnědouhelné pánve zobrazuje hlavní struktury a některé lokality. Z mapy je zejména patrný průběh j. okrajového oharského zlomu (židovicko-chvalínský podle Č. Zahálky 1899) a vztah litoměřického zlomu k ose horizontálních tíhových gradientů. Sestavil M. Váně 1982

1 — miocenní sedimenty; 2 — neovulkanické oblasti (České středohoří a v. okraj Doubovských hor); 3 — křída a mladší paleozoikum; 4 — teplický paleoryolitový komplex; 5 — krušnohorské krystalinikum; 6 — některé hlavní zlomové linie (nahore); osa horizontálních tíhových gradientů (J. Polanský - V. Škvor 1975, příl. I)

krystalinického fundamentu, avšak do platformního vývoje se zjevně nepromítá. Proto se význačně geofyzikálně neprojevují mladé zlomy, krušnohorský na S a oharský na J, neboť netvoří rozhraní základních strukturních jednotek starého fundamentu (viz Š t o v í č k o v á 1973, str. 111). Platformní tektonický vývoj zde probíhal podle jiného plánu a přibližná prostorová shoda s litoměřickým zlomem u Třebenic je spíše náhodná. Tím se ovšem nevylučuje např. rejuvencence starých puklin a zlomů v krystalinickém podkladu tohoto území v souvislosti s neovulkanismem.

Řešení strukturně tektonických vztahů obou bloků v geol. řezu, předpokládající protiklonnost hlubinného litoměřického zlomu k jeho mladšímu epitektonickému projevu, se jeví jako násilné a nepravděpodobné (L. K o p e c k ý et al. 1970, str. 100, 1978, str. 98). Litoměřický zlom rozhodně není jv. okrajovým zlomem podkrušnohorského prolomu, jak mylně uvádí Š t o v í č k o v á (1973, str. 108). Miocenní pánevní sedimenty jsou rozšířeny ještě daleko na J od litoměřického zlomu, až po j. okrajový zlom prolomu oharského.

Za pozornost stojí vzájemné porovnání dvou zásadně odlišných názorů na řešení strukturní stavby prolomu, které podali jednak L. K o p e c k ý et al. (1970, str. 97; 1978, str. 98), jednak M a l k o v s k ý (1980a, str. 147).

O h a r s k é z l o m o v é p á s m o

Jižní okraj podkrušnohorského prolomu tvoří složitý soubor zlomů různého založení a funkce. Tyto zlomy jsou namnoze dobře sledovatelné i odkryté. Jsou nepřímým důkazem existence krušnohorského zlomu, neboť jako je zlomový j. okraj prolomu, stejně tak je zlomový i jeho s. okraj. Hlavní zlomovou linií je dislokace označená Č. Z a h á l k o u prvně jako židovicko-chvalínská (1899, str. 6—7), později dále k Z jako slavětínská. M a l e c h a (1961, str. 267) nazývá dislokaci stejné funkce v měcholupském okolí sířemským zlomem, M a l k o v s k ý (1979, str. 87) tuto okrajovou dislokaci ohareckým zlomem, což je ze všech alternativ pojmenování nejmýšlivnější. Pojmenování „oharský zlom“ použil již dříve H o k r (1961, str. 140) pro j. okrajový zlom v sokolovské pánvi. Jeho totožnost s M a l k o v s k é h o ohareckým zlomem (1979) není zatím potvrzena (přes centrální část doupovského stratovulkánu ?), avšak funkce obou je podobná.

Oharský zlom byl založen jako jeden z nejstarších již počátkem paleogénu. Po jeho s. straně zaklesla a podnes se uchovala mladší slínitá křídlová souvrství počínaje středním turonem, po j. straně byla tato souvrství denudována již v paleogénu. Probíhá ze s. okolí Roudnice nad Labem na Poplze, Levousy, Stradonice, Slavětín, Chlumčany, Touchovice, Tuchořice a Měcholupy. Jeho průběh není vždy přímočarý a jednotný (podobně jako u krušnohorského zlomu). Na j. Lounsku je po jeho j. straně ještě skupina dalších, převážně mladších

zlomů. Dobře jsou odkryty např. v údolí u Brloha j. od Loun. Z nich dislokace perucká, dybeřská a bitinská (Č. Zahálka 1899) zjevně porušují paleogenní penepplén řadou stupňovitých poklesů, a jsou tedy mladší (viz Váně 1964, obr. B-1, pravá část spodního řezu). Jmenovaná skupina zlomů spolu s dalšími ukazuje pozoruhodný tektonický styl. Tyto zlomy nesledují rovnoběžně s. okraj středočeské křídové tabule, nýbrž od něho odbíhají kose a strhávají nové úseky území jv. od oharského zlomu do „záboru Českého středohoří“ podle terminologie Č. Zahálky (1914) — viz Váně *in* Soukup (1954), tab. IX.

V detailu je rozčlenění a stavba oharského zlomového pásma velmi složitá, dokazující dlouhodobý vývoj, se zlomy před- i pomiocenními (podobně jako při krušnohorském zlomu). Na některých zlomech se pohyby opakovaly (obrácený vlek zlomu u hřbitova v Opočně nebo některé zlomy u Měcholup — viz Malcha 1961) nebo vznikaly úzké a hluboko zakleslé kry (Touchovice) aj. — viz Váně *in* Zoubek a Škvor (1963), tab. XIII; Váně (1964), obr. B-5; Krutský - Váně et al. (1975), příl. V a VI; autorovy geologické mapy 1 : 25 000 v Geofondu — list 3851 Chomutov; autorova závěrečná zpráva „Tuchovice — vápence“. Složitost vývoje názorně a podrobně dokumentuje v okolí Měcholup Malcha (1961).

O dalších zlomech uvnitř pánve se zmíním jen všeobecně. Vlastní hnědouhelná sloj je zlomy porušena poměrně málo; převládá drobná tektonika se skoky od 1 do 5 m. Řada význačných poruch porušujících sloj je známa mezi Mostem a Teplicemi (viz autorova mapa v Geofondu, list 3751 Teplice; viz Zelenka 1964, str. 268).

Význačnou tektonickou linií v z. části pánve je zlom po j. straně „střezovského sedla“ (Váně 1964, obr. D-1), spolu s doprovodem dalších poruch. Hladce dislokuje miocenní sedimenty od vulkanitů a je sledovatelný z centrálních partií doupovského stratovulkánu přes Vinaře, Dolany, Čermníky, Střezov do okolí Holetic. V tomto úseku se se střezovským zlomem ztotožňuje průběh osy horizontálních tíhových gradientů, která sem přechází od „litoměřického zlomu“ z Třebívlicka.

Řada význačných zlomů je známa z okolí Postoloprť (Vrbka, Březno—Celnice, Skupice, Mradice). V jihozápadní části pánve jsou velké zlomy u Čejkovic a Libědic. Pozoruhodný je dílčí prolom v pětipeské pánvi ve vilémovsko-žebletínském výběžku (Váně 1957, str. 184), zasahující úzkým příkopem hluboko do centra doupovského stratovulkánu. Je vyplněn produktivním miocénem (býv. důl Františka v Radonicích), v jeho podloží je zaklesnutý komplex asi 40 čedičových příkrovů a proudů o celkové mocnosti 371,4 m (vrt Rd-6 Radechov). Na zlomu je v Žebletíně pramen kyselky s vysokým podílem CO₂.

K mladým tektonickým pohybům přísluší již zmíněný výzdvih hranice rozvodí Ohře a Berounky mezi Měcholupy a Svojetínem na Žatecku. Relativně stoupalo i České středohoří včetně jeho z. okraje v údolí potoka Srpiny a přispělo tak k přeložení toku Ohře od Postoloprť na Terezín během mladšího

pleistocénu. Mladé pohyby byly zjištěny přímo v pánvi. Severně od Bíliny byl zjištěn přesmyk v kvartérních sedimentech (viz příloha I). Na povrchovém uhelném lomu Jirásek u Bíliny a u Světce zaznamenává A. Kopecký vrásové deformace o amplitudě až 20 m, vyplněné kvartérními sedimenty stejné mocnosti (A. Kopecký 1968, str. 273; 1972a, str. 121–122).

Tektonika a vulkanismus

Samostatný okruh otázek tvoří vztahy mezi pohyby na krušnohorském zlomu a vulkanismem. Podle Č. Zahálky (1914) a Malšovského (1980a) je tektonické zaklesnutí pánve důsledkem předchozí vulkanické činnosti, kterou byly uvolněny prostory pro vyprázdnění magmatických krbů. Opačný názor zastává Štovičková (1973, str. 70–75), podle které je vulkanismus proces vyvolaný hlubinnou tektonikou. L. Kopecký (1978) zdůrazňuje vazby mezi mladým alkalickým vulkanismem a riftovými strukturami. V rámci této studie nebyla ke zmíněnému tématu získána žádná výrazná konkrétní data vyjma konstatování, že vulkanismus a tektonika spolu časově i prostorově dosti úzce souvisejí. Zůstává skutečností, že v terciéru vzniklo náhle v platformním bloku Českého masívu výrazné sopečné pohoří, jehož příčiny vzniku je nutno hledat v hlubších subkrustálních zdrojích a impulsích. Vazbu vulkanických těles na krušnohorský zlom je nutno posuzovat opatrně, neboť mnoho význačných vulkanických těles nejrůznějšího druhu je nejen při zlomu, ale i mimo něj a mimo pánev. V oblasti Českého středohoří je nápadnou a prokázanou skutečností protažení anebo řetězcovité spojení jednotlivých vulkanických těles podle puklin krušnohorského směru, který převažuje. Přesto se hlavní pohyby podle okrajových zlomů vymezujících prolom nepochybně daly až po skončení hlavní fáze vulkanické činnosti. Na j. okrajový zlom oharský nejsou vázána žádná nápadná vulkanická centra s výjimkou čedičů u Měcholup. Dále na Z se k tomuto zlomu přibližuje centrum doupovského stratovulkánu.

Některé závislosti z území mezi Ostrovem a Kláštercem nad Ohří uvádějí L. Kopecký et al. (1974, str. 30–31), podle kterých krušnohorský hlubinný zlom funguje jako přívodová dráha melilitických a jim příbuzných nejbazaltějších čedičových vyvřelin.

K pozoruhodným místům v pánvi patří s. okraj dnešního uhelného lomu „Merkur“ sv. od Pruněrova, v. od dvora „Ušák“ (Henklův dvůr). Těsně po j. straně nové železniční přeložky trati Chomutov–Karlovy Vary byly v minulých létech odkryty za výchozem sloje v nejtěsnější blízkosti předpokládaného průběhu krušnohorského zlomu navětralé hnědožlutavé vulkanické brekcie zvláštního složení, zcela přeplněné úlomky i velkými bloky rul krušnohorského krystalinika. Tytéž brekcie, tentokrát nezářivé a černošedé barvy, s bílými žilkami karbonátů a hojnými lupínky biotitu velikosti až 3 cm, byly nyní zastí-

ženy do velké hloubky ve vrtu v blízkosti. V daném místě by bylo možno spojovat výskyt těchto brekcií s krušnohorským zlomem.

V těsné blízkosti zlomu jsou výskyty čediče a brekcií ve vrtech v podloží miocénu v okolí Ahníkova (vrty Ms-1, 12, 14, 17 aj.). Těsně při zlomu je výlev čediče v nadloží paleogenních křemenců na Černém vrchu po z. straně Chomutova (obr. 2 — spodní řez) — viz též Váň 1957, str. 194, tab. I, obr. 2).

Mimořádné a významné výsledky přinesl vrt n. p. Stavební geologie z poslední doby, Ja-26 z. od Janova u Litvínova. V krušnohorském svalu těsně při zlomu byly vrtem zastíženy komínové brekcie s velkými bloky a souvislými polohami zapadlých miocenních nadložních jílu nebo uhelnatých pískovců s příměsí splachů z krystalinika apod. Podle toho usuzujeme na výplň diatremy II. neovulkanické fáze. Podobný případ nebyl v této části pánve dosud zaznamenán.

Nápadné je sz. omezení výskytů čedičů a pyroklastik na krušnohorském zlomu jak na Z území v okolí Perštejna a s. od Ciboušova, tak na V sv. od Unčína a sv. od železniční stanice Chlumeck.

Závěr

Ze stručného rozboru vývoje krystalinického fundamentu vyplývá problematika vzájemného poměru krušnohorského krystalinika a tepelsko-barrandienského proterozoika. Vysvětlovat jejich styk litoměřickým zlomem je zjednodušující a patrně i nesprávné. Pro platformní vývoj masívu v této oblasti je podstatné konstatování, že podkrušnohorský prolom včetně hlavních okrajových zlomů byl založen na počátku terciéru — ne dříve a ne později. První tektonický rozpad a první zaklesnutí podle okrajových zlomů nastalo v paleocénu, ještě před vznikem „oligocenní paroviny“. V paleocénu také započala rozsáhlá denudace mladších křídových pásem z okolních, výše položených ker, především z krušnohorského hřbetu a středočeské křídové tabule. Současně se projevila vulkanická činnost ve své iniciální fázi. V eocénu byl postupně znovu obnoven parovinný charakter celého území. Paleogén jako celek je pro nás však obdobím časově ještě příliš vzdáleným a naše geologické vědomosti jsou proto nutně velmi kusé a schematické. S tímto vědomím je potřeba přijímat předchozí rekonstrukce geologického vývoje, zvláště porovnáme-li délku trvání paleogénu (45 mil. let) s geologickými ději za poslední 2 mil. let.

V oligocénu nastala nová etapa vývoje území postupným rozsáhlým rozvínutím hlavní fáze vulkanické činnosti, působící po velmi dlouhou dobu, až do miocénu. V podkladu miocénu všude nacházíme výrazné známky předchozího tektonického vývoje během paleogénu a zejména rozsáhlé předmiocenní denudace starších útvarů. Po skončení hlavní fáze vulkanismu v miocénu dochází k nové etapě zaklesávání prolomu v celé jeho šíři mezi okrajovými zlomy

a k akumulaci jeho subsidenční výplně včetně tvorby hnědouhelné slaje. Sedimentační prostor pánve je vymezen okrajovými zlomy prolomu (shodně s Malechou 1961, str. 280), mimo které k pánevní sedimentaci nikdy nedocházelo. Pomiocenní denudace změnila na této skutečnosti jen málo (částečná denudace výchozových partií). Denudace většího rozsahu působila spíše uvnitř pánve, kde např. snížila mocnost nadložního souvrství. Nejvíce působila podél bývalého koryta Ohře mezi Mostem a Louny, kde odstranila celou mocnost terciéru až na křídový podklad. Relikty miocénu v okolí Loun jsou dokladem, že i dílčí oharský prolom byl zaplněn sedimenty, avšak v podstatně menší mocnosti a méně produktivním vývoji než v Podkrušnohoří. Je otázkou, do jaké míry byl jimi dílčí oharský prolom zaplněn (až na Libochovicko a Roudnicko?).

Založení prolomu je ve své podstatě poklesové. Zaplňování jeho prostoru sedimenty bylo ve výškové relaci s okolním terénem, takže i během miocénu zůstávalo celé území pánve i jeho okolí v podstatě peneplněm s minimální absolutní výškou a v pánvi sedimentoval jemnozrnný nebo pelitický materiál. V souladu s výkladem A. Kopeckého (1972b) došlo teprve během pliocénu a zejména v pleistocénu k výzdvihu Krušných hor, vzniku hlubokých mladých údolí na j. Lounsku i na krušnohorské straně, spojenému s akumulací hrubých štěrků.

K vysloveným pochybnostem o existenci krušnohorského zlomu (Hurník 1982c) nutno uvést, že Krušné hory jsou klasickým příkladem mladého zlomového pohoří. Zlom je svým přímočarým průběhem a výraznou morfologií zlomového svahu velmi markantní a byl konstatován celými generacemi mapujících geologů i geomorfologů. Tak jako je prokazatelně zlomový j. okraj prolomu (oharský zlom), analogicky je zlomový i s. okraj (krušnohorský zlom). Při okrajových zlomech prolomu nejsou miocenní sedimenty dislokovány, nýbrž vyvlečeny. Je to způsobeno tím, že při zaklesávání území prolomu v miocénu bylo pásmo při krušnohorském zlomu břehem vznikající pánve. K mohutnému vyvlečení vrstev při zlomu došlo především v období pliocén—pleistocén při výstupu Krušných hor. Těsně při krušnohorském zlomu lze na některých příhodných místech pozorovat náhlou faciální změnu ve složení miocenních sedimentů vlivem blízkosti břehu jezera. Uhelná slaj před zlomem vyклиňuje (právě tato partie bývá většinou denudována). Při krušnohorském zlomu se objevují v miocenních pelitických sedimentech nadložního souvrství polohy klastik výnosových kuželů menších toků krušnohorské proveniencce. Miocenní křemence stáří nadložního souvrství na Hradišti jsou za zlomem uloženy přímo na rule. Krušnohorský zlom byl zastižen v průzkumné štoli pod Jezeřím, je přímo odkrytý u Oseka, markantně patrný u Střelné a ve svazích Sněžníku. Je zřejmý i v zazubení z. hranice paleoryolitového komplexu proti rulám u Hrobu.

Výklad dnešní morfostruktury Krušných hor jako megavrásy a popření existence krušnohorského zlomu (Čech 1981, Hurník 1982c) je kromě toho nepřijatelné z řady dalších důvodů. Ostrá hrana morfostruktury Krušných hor

na styku s pánví a její přímočarý průběh se nedá vysvětlovat jako boční strana a úpatí vrásky. Tato linie prochází přímočaře a zcela bez ohledu na strukturní stavbu podložního krystalinika, které se nemůže podvolit vytvoření nové vráso-zlomové struktury, probíhající kose. V celém rozsahu vrcholového hřbetu Krušných hor jsou dominujícím veletvarem parovinné plochy s rozsáhlými relikty nedotčeného paleogenního peneplénu (sníženého o zvětralinový plášť), dnes namnoze pokryté známými krušnohorskými rašelinisky. V případě megavrásového vyklenování Krušných hor by musely být tyto rovinaté plochy kopulovitě deformované. Veškerá zjištěná fakta mě vedou k jednoznačnému přesvědčení, že krušnohorský zlom existuje nepřerušeně ze Sokolovska až za Děčín jako zlomová linie prvního řádu.

Během tisku vyšel nový příspěvek S. Hurníka a V. Havleny: „Podkrušnohorské hnědohorné pánve a Krušné hory jako součásti neotektonické velevrásové struktury“ (Čas. Mineral. Geol., 29, 1, 55—67). Proti předchozímu nepřináší zásadně nové argumenty, které by jakkoliv vyvracely názory v této mé práci. Autoři správně uvádějí, že dosud nikdy a nikde nebylo zjištěno tektonické ukončení sloje. O protiklonných poklesech vyslovují názor, že zřejmě patří k doprovodným jevům mechanismu výzdvihu morfostruktury Krušných hor. Rovněž lze plně souhlasit s názorem, že krystalinikum krušnohorského hřbetu tvořilo s krystalinikem dna podkrušnohorských pánví jednotlivý celek, ovšem jen v některých obdobích paleogénu, nikoliv v neogénu. Uvedené geologické řezy správně vystihují **denudační výchoz** sloje před krušnohorským zlomem. Na důsledky obnažení a nařznutí svahu Krušných hor těžbou v severočeské pánvi však nahlížím pesimisticky. V minulosti to již plně prokázaly mohutné sesuvy pod Jezeřím a u Žandova.

Výklad vulkanotektonické subsidence (Malkovský 1980a) nebere dostatečně v úvahu zjevné tektonické založení prolomu od samého začátku, dobře patrné i z autorovy mapy (str. 142 tamtéž) a konstatované již dříve Malechou (1961). Syntetická diferenciální subsidence drobných ker krystalinika pánevního dna nemohla být předpokladem vzniku až 550 m mocných souvislých vrstev miocenních sedimentů v rozsahu celé pánve. Existence okrajových zlomů během miocenní sedimentace byla mnohonásobně doložena právě v předložené práci. Také domnělé vytvoření sedimentačního prostoru pánve zahrazením tělesy vulkanických hornin po obvodu se samo vylučuje vzhledem k vývoji a posloupnosti sedimentární výplně.

Oproti výkladu L. Kopeckého (1978) jsem namísto pojmu „rift“ použil označení „prolom“ především vzhledem k odlišnému pojetí funkce litoměřického zlomu, který nepovažuji za okrajový zlom oharského riftu. V mezích sledovaného území prolomu byla potvrzena hrášťová struktura Českého středohoří a po její j. straně dílčí oharský prolom. Po s. straně je omezena bílinským a po j. straně litoměřickým zlomem. Litoměřický zlom není okrajovým zlomem prolomu a nesleduje dále k Z výrazné geofyzikální anomálie, zaznamenané Polanským a Škvorem (1975). Tyto anomálie jsou především odrazem stavby krystalinického fundamentu, a nikoliv platformního vývoje prolomu.

Jako hlavní j. okrajový zlom prolomu byl zjištěn oharský zlom. Obě okrajové dislokace se geofyzikálně výrazně neprojevují.

Závěrem připojuji svůj názor k otázkám stability krušnohorských svahů, které oživily diskusi o krušnohorském zlomu. Z předložené práce vyplývá, že j. krušnohorský svah, při jehož úpatí prochází krušnohorský zlom, byl silně tektonicky exponován od začátku terciéru. Složitost popsanych tektonických dějů byla ve skutečnosti mnohem komplikovanější, než se podařilo v této práci zaznamenat. Horniny krystalinika jsou při krušnohorském zlomu silně tektonicky podreeny v brekcii až písek, namnoze fosilně kaolinizovány, a to do velkých hloubek (100 až 200 m). Potvrzují to právě prováděné vrty na úpatí svahu mezi Kundrařicemi a Jezeřím. Mohutné skalní zřícení nad Dřínovem a na bývalém dole Gustav v žandovské pánvi, jakož i zatím poměrně nevelké recentní sesuvy tamtéž a v prostoru lomu Nástup jsou předběžným varováním. V každém případě bude zajištění bezpečnosti krušnohorských svahů při povrchovém dobývání uhlí na jejich úpatí krajně obtížným problémem a stěží se podaří najít ekonomicky úměrná technická opatření, která by odstranila veškeré riziko.

K tisku doporučil V. Havlena

Literatura

- Čadek J. (1966): K paleogeografii chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 11, 77—114. Praha.
- Čech F. (1981): Koncepce inženýrsko-geologického a hydrogeologického průzkumu podkrušnohorského okraje severočeské hnědouhelné pánve. — Hnědé Uhlí, 4, 15—19. Most.
- Čech F. - Zelenka O. (1983): Význam geologické stavby podkrušnohorského okraje severočeské hnědouhelné pánve pro povrchové dobývání uhlí. — Uhlí, 31, 5, 179—188. Praha.
- Dejmek V. - Knotek Z. (1966): Zpráva o ložiskovém výzkumu krystalinika mezi Výsluním a Červeným Hrádkem v Krušných horách. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 81—82. Praha.
- Elznic A. (1963): Sevcrozápadní omezení chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 4, 245—251. Praha.
- (1964): Výsledky litostratigrafického studia miocenních sedimentů chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Geologický výzkum v SHR. — MS archiv Sdružení Severočeských hnědouhelných dolů, 1—21. Most.
- (1973): Sedimenty neogénu a vývoj uhelné slaje v mostecké části severočeské pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 24, 175—204. Praha.
- (1982): Krušnohorské krystalinikum v podloží severočeské hnědouhelné pánve. — Geol. Průzk., 24, 4, 101—104. Praha.
- Fencel J. - Záruba Q. (1956): Geologické poměry okolí Lázní Teplíc v Čechách. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 22, 427—484. Praha.
- Havlena V. (1982): Vznik podkrušnohorských pánví. — VIII. exkurze uhelně geologického semináře. — Přírodověd. fak. Univ. Karl., 5—14. Praha.
- Hibsch J. E. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges. — Vlastním nákladem Freier Lehrerverein des politischen Bezirkes Tetschen, Děčín.

- H o k r Z. (1961): Terciér sokolovské hnědouhelné pánve. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 2, 119—174. Praha.
- (1982): Redefinice mosteckého souvrství. — Sbor. IV. uhel. geol. konference. — Přírodověd. fak. Unív. Karl., 47—52. Praha.
- H o l u b e c J. (1957): Geologicko-petrografické poměry krystalinika v okolí Místa (záp. od Chomutova) v Krušných horách. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 23, 111—158. Praha.
- H u r n í k S. (1959): Prvé zjištění cyklické sedimentace v terciérních limnických pánvích ČSR. — Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 4, 269—279. Praha.
- (1960): Příspěvek k tektonickým poměrům střední části jižního okraje chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 35, 4, 337—340. Praha.
- (1964): Paleofloristické oblasti nadložní série v severočeském terciéru a jejich vztah k litofaciálnímu vývoji. — Čas. Mineral. Geol., 6, 4, 419—428. Praha.
- (1982a): Problematika původu slojových hřbetů a jilových rozsedlin na Bilinsku v severočeské hnědouhelné pánvi. — Sbor. IV. uhel. geol. konfer. — Přírodověd. fak. Unív. Karl., 67—70. Praha.
- (1982b): Endogenní geologické procesy a rozvoj velkolomů v severočeské hnědouhelné pánvi. — Geol. Průzk., 24, 5, 129—131. Praha.
- (1982c): Problematika existence krušnohorského zlomu. — Čas. Mineral. Geol., 27, 4, 387—396. Praha.
- K l o m í n s k ý J. - S a t t r a n V. (1965): Podloží svrchnokarbonských sedimentů v oblasti západně od Labe. — Sbor. geol. Věd. Geol., 9, 109—117. Praha.
- K o n z a l o v á M. (1970): Výsledky mikropaleontologického studia některých sedimentárních útvarů Českého masívu. — Geindustria, n. p., Výběr z provedených prací, 2, 41—63. Praha.
- K o p e c k ý A. (1968): Zpráva o výzkumu neotektoniky za rok 1968. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1968, 273—274. Praha.
- (1972a): Drobné vrásové deformace v nepevných neogén-kvartérních sedimentech Českého masívu. — Sbor. geol. Věd. Geol., 22, 117—151. Praha.
- (1972b): Hlavní rysy neotektoniky Československa. — Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 6, 77—155. Praha.
- K o p e c k ý L. (1959): Terciérní vulkanismus Vinařické hory u Kladna. — Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 4, 256—269. Praha.
- (1966): Nález fenitů a alkalických hlubinných hornin v Českém středohoří. — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 2, 121—125. Praha.
- (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd. Geol., 31, 91—107. Praha.
- K o p e c k ý L. - D o b e š M. - F i a l a J. - Š t o v í č k o v á N. (1970): Fenites of the Bohemian Massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics. — Sbor. geol. Věd. Geol., 16, 51—112. Praha.
- K o p e c k ý L. - K o p e c k ý A. - S a t t r a n V. - Š a n t r ů č e k P. - Š k v o r V. (1974): Krušné hory — západní část (geol. mapa a text). — Ústř. úst. geol., Praha.
- K o p e c k ý L. - P i š o v á J. - P o k o r n ý L. (1967): Pyrope-bearing diatremes of the České středohoří Mountains. — Sbor. geol. Věd. Geol., 12, 81—130. Praha.
- K r á l V. (1968): Geomorfologie vrcholové oblasti Krušných hor a problém paroviny. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 78, 9. Praha.
- K r á l í k F. (1966): Zpráva o výzkumu pokryvných kenozoických sedimentů západní části Krušných hor. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 290—292. Praha.
- K r u t s k ý N. - V á n ě M. (1981): Poznámky k tektogenezi platformního pokryvu Českého masívu. — Čas. Mineral. Geol., 26, 2, 179—182. Praha.

- Krutzký N. - Váně M. - Holá A. - Hercogová J. (1975): Turon a coniak v dolním Poohří. — Sbor. geol. Věd, Geol., 27, 99—142. Praha.
- Lipold M. (1862): Das Steinkohlenebiet im nordwestlichen Theile des Prager Kreises in Böhmen. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 12, 4. Wien.
- Lomozová V. - Mrňa F. (1967): Relikty třetihorních sedimentů v okolí Ryžovny v Krušných horách. — Věst. Ústř. Úst. geol., 42, 5, 345—352. Praha.
- Malásek F. - Novák J. - Kavka J. (1979): Nové poznatky o baryto-fluoritovém ložisku v Kovářské. — Geol. Průzk., 21, 7, 197—200. Praha.
- Malecha A. (1961): Příspěvek k saxonské tektonice severozápadní části Českého masívu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 2. díl, 227—296. Praha.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. — Knih. Ústř. Úst. geol., 53. Praha.
- (1980a): Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 3, 141—150. Praha.
- (1980b): Saxon tectogenesis of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 67—101. Praha.
- Malkovský M. et al. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Marek J. (1977): Inženýrsko-geologické problémy vyvolané rozšířením uhelných velkolomů k úpatí Krušných hor. — Geol. Průzk., 19, 6, 164—166. Praha.
- (1979): Síbeniční hůrka u Dřínova před odtěžením. — Uhlí, 27, 11, 498—501. Praha.
- (1980): Štolové převedení Šramnického a Černického potoka v Krušných horách. — Geol. Průzk., 22, 9, 269—271. Praha.
- (1983): Inženýrsko-geologický průzkum stability zámku Jezeří v předpolí uhelného velkolomu. — Geol. Průzk., 25, 8—9, 234—236. Praha.
- Máška M. - Matějka A. - Zoubek V. (1961): Tektonický vývoj Československa. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Pietzsch K. (1962): Geologie von Sachsen. — VEB Berlin.
- Pokorný E. (1936): Trilobit z podloží Litoměřic. — Čas. Čes. mus. Spol., 8, 21—24. Litoměřice.
- Pokorný E. - Škvor V. (1964): Příspěvek k problematice krušnohorského zlomu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 4, 159—175. Praha.
- Potanský J. (1973): Hlubkové řezy Českým masívem. — Geol. Průzk., 15, 6, 161—167. Praha.
- Polanský J. - Škvor V. (1975): Strukturně tektonická problematika severozápadních Čech. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 13, 47—64. Praha.
- Poubová M. (1963): Krystalinikum Opárenského údolí a České brány. — Sbor. geol. Věd, Geol., 2, 79—99. Praha.
- (1974): Geologická stavba České brány. — Severočes. Přír., 5, 7—17. Litoměřice.
- Prouza V. (1965): Permokarbon v podloží křídý v Poohří. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 79—87. Praha.
- Sattran V. (1957): Odnos krystalinika v prostoru východních Krušných hor. — Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 5, 316—322. Praha.
- Sattran V. - Váně M. (1964): Fylitová série s metabazity na východním okraji ohařeckého krystalinika u Kadaně. — Čas. Mineral. Geol., 9, 3, 281—286. Praha.
- Soukup J. (1954): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě. II. — Geotechnica, 18. Praha.
- Stodola L. (1952): Předběžná zpráva o mapování severní části mostecké pánve se zřetelem na genezi příkopové propadliny podkrušnohorské. — Věst. Ústř. Úst. geol., 27, 6, 260—263. Praha.

- Škvor V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčín. — Knih. Ústř. Úst. geol., 48. Praha.
- Šťovíčková N. (1973): Hlubinná tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. — Academia. Praha.
- Tichý K. (1982): Vysoký Sněžník, Sněžník (fluorit). — MS Geofond. Praha.
- Vachtel J. (1950): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě, I. — Geotechnica, 10. Praha.
- Váně M. (1957): O geologických poměrech Chomutovska. — Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 3, 192—203. Praha.
- (1960a): Geologické podmínky vzniku uhelných ložisek v severočeské hnědouhelné pánvi. — Sbor. I. geol. konf. o chomutovsko-mostecko-teplické pánvi a blíže přilehlých oblastech. 66—79. Teplice.
- (1960b): Sutě a sesuvy na úpatí Krušných hor. — Čas. Mineral. Geol., 5, 2, 174—177. Praha.
- (1961a): Fossilní gravitační skluzy v severočeském terciéru a jejich závislost na tektonickém vývoji pánve. — Čas. Mineral. Geol., 6, 2, 209—211. Praha.
- (1961b): Příspěvek k litostratigrafické pozici salesijských křemenců v severočeské hnědouhelné pánvi. — Čas. Mineral. Geol., 6, 3, 346—355. Praha.
- (1964): Křídový útvar oharecké oblasti. — Sbor. k XV. sjezdu Čs. spol. pro mineral. a geol., 95—134. Teplice.
- (1966): Březence — maltáské písky. — Závěrečná zpráva. — MS Geofond. Praha.
- (1981): Synsedimentární terciérní vulkanismus u Skupic a Mradic na Lounsku. — Čas. Mineral. Geol., 26, 4, 403—414. Praha.
- Zahálka B. (1923): O geologických poměrech okolí Roudnice a Řípu. — Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 5. Praha.
- Zahálka Č. (1897): Pásmo III. bělohorské křídového útvaru v Poohří. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 22. Praha.
- (1899): Geotektonika křídového útvaru v Poohří. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 43. Praha.
- (1914): Útvar křídový v Českém středohoří. I. díl - text. — Nákladem spisovatelovským. Roudnice.
- Záruba Q. - Rybář J. (1962): Relikty prokřemenělých křídových pískovců na Kadaňsku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 37, 6, 465—468. Praha.
- Zázvorka V. (1928): Předběžná zpráva o nálezu křídových hornin v dole Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 102, 165—168. Praha.
- (1929): Stáří křídových hornin z dolu Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 103, 50—52. Praha.
- Zelenka O. (1964): Tektonika produktivního terciéru oblasti Teplice—Osek u Duchcova. — Čas. Mineral. Geol., 9, 3, 267—271. Praha.
- (1981): Báňsko-geologické poměry ložiska Gustav I. — Hnědé Uhlí, 6, 5—9. Most.
- Zelenka O. - Horynová J. - Macůrek V. (1983): Přehled výsledků geologického průzkumu podkrušnohorského okraje pánve VČSA pod Jezerkou. — Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech. Souhrn přednášek semináře. — Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, 1—18. Most.
- Zelenka O. - Polický J. (1964): Písčité sedimenty v nadloží hnědouhelné slaje severočeského terciéru v okolí Teplic v Čechách. — Čas. Mineral. Geol., 9, 4, 413—420. Praha.
- Zelenka O. - Zmitko J. (1982): Výsledky geologického průzkumu žandovské uhelné pánvičky. — Geol. Průzk., 24, 10, 276—279. Praha.
- Zoubek V. - Škvor V. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M-33-XIV Teplice a M-33-VIII Chabařovice. — Ústř. úst. geol. Praha.

The geological structure of the Krušné hory-piedmont graben and its tectogenesis

(Summary of the Czech text)

Miroslav Váně

Received May 16, 1983

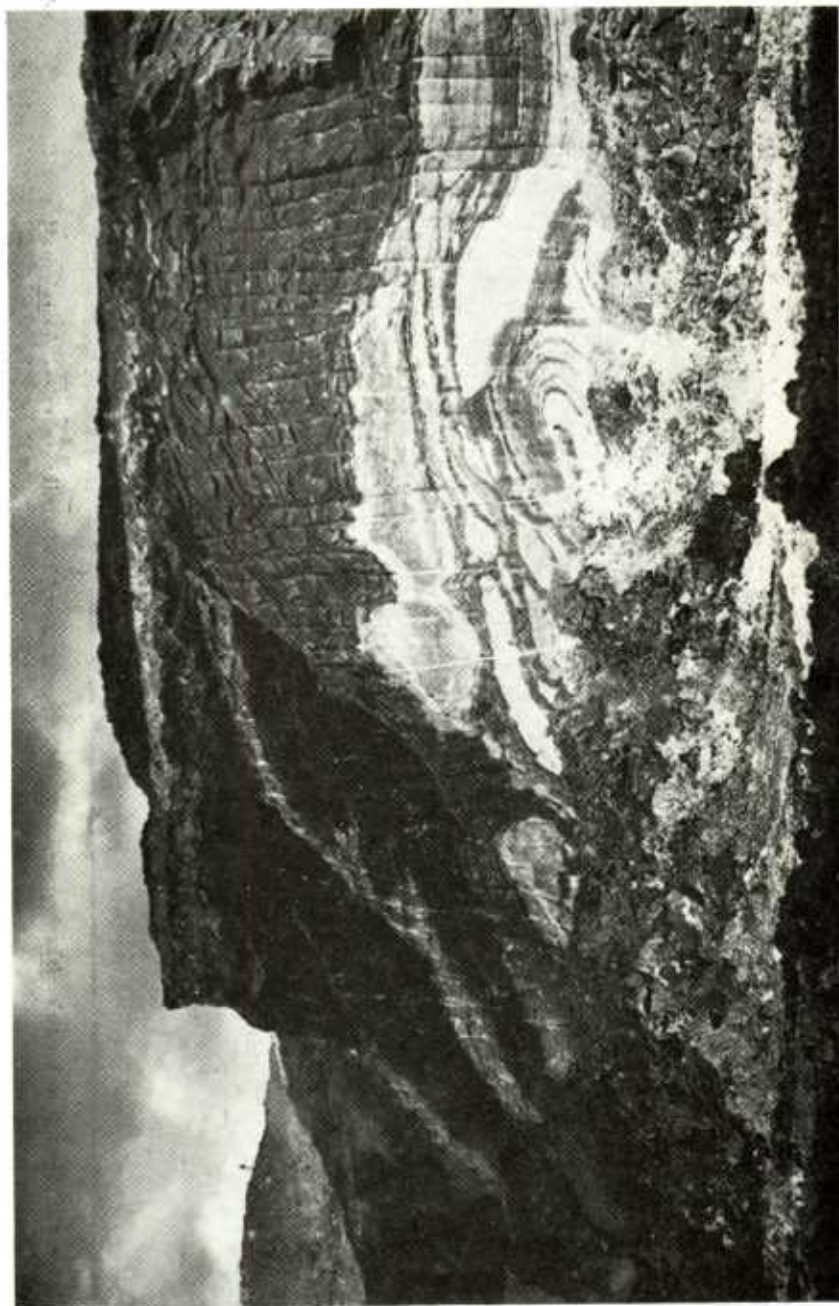
In the deep basement of the area occurs a huge complex of Proterozoic sediments, later intruded by granites. Adjacent to the Proterozoic sediments are Early Paleozoic sediments and igneous rocks converted by low-grade metamorphism; these are preserved only at some places and accessible quite sporadically. The above-described complex underwent a long and complicated orogenic development that was ended by the Variscan orogeny. In the S half of the area, the Proterozoic rocks are only low-grade metamorphosed in the so-called Teplá-Barrandian block. In the N part rocks of the same age have been transformed by katazonal metamorphism into para- and orthogneiss of the Krušné hory crystalline basement complex. At the contact of these two facies, a steep metamorphic gradient was observed. The contact itself is explained by the existence of the Litoměřice deep fault.

In the Upper Paleozoic, up to 1000 m thick Carboniferous sediments of the inner molasse filled the Kladno-Rakovník basin located in the intramontane depression of the Variscan mountain range. At that time the orogenic development of the Bohemian Massif had been concluded and had passed into platform development, into the stage of crustal consolidation. From the Carboniferous to the Lower Cretaceous, the Variscan mountain ranges had been gradually denuded into a peneplain, flooded by the Upper Cretaceous transgression, starting in the Cenomanian. Morphologically prominent at that time was the wider area of the present town of Teplice, consisting of an extensive extrusion of the paleorhyolite complex (defined as quartz porphyry in previous papers).

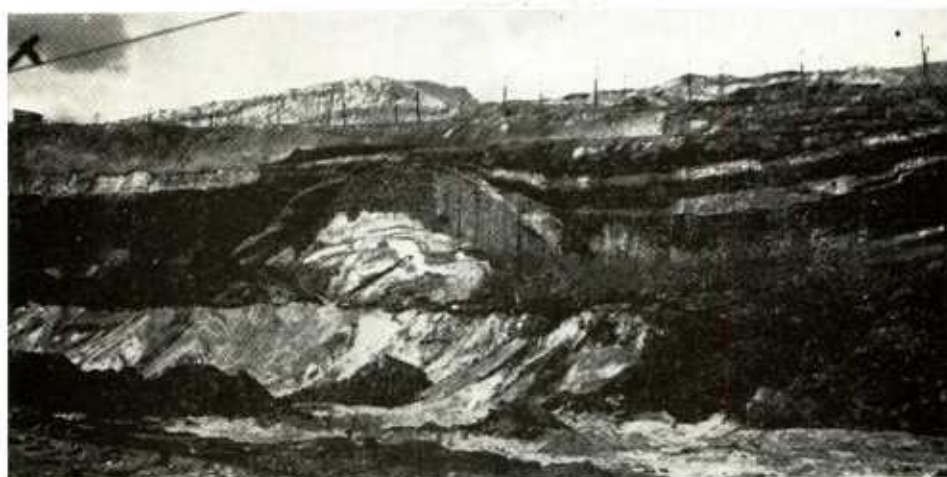
The first phase of the tectonic destruction of the region and the origin of the Krušné hory-piedmont graben within the major boundary faults occurred at the beginning of the Paleogene, simultaneously with the oldest, (initial) neovolcanic phase. The later Cretaceous zones, beginning with the middle Turonian, have been preserved until the present only in the sunken part of the graben, but they had already been removed by denudation from the surrounding elevated plateaus (from the present Krušné hory ridge and from the Cretaceous basin



Přesmyk v kvartérních štěrkopískách, v jejich podloží miocenní jíly nadložního souvrství. Velkolom Maxim Gorkij II s. od
Bíliny 13. 8. 1963



Synsedimentární skluzy uvnitř souvrství hnědouhelných slojí poblíže bilinského zlomu na velkolomu Maxim Gorkij I u Braňan (detail) 19. 11. 1951



1. Syosedimentární skluzy uvnitř souvrství hnědouhelných slojí poblíže břínského zlomu
na velkolomu Maxim Gorkij I u Braňan 19. 11. 1961



2. Vztyčený výchoz hnědouhelné sloje při břínském zlomu po j. okraji velkolomu Maxim
Gorkij II s. od Břín; vpravo ukloněné vrstvy nadložních hornin 13. 8. 1963



1. Zlom na j. straně střežovského sedla, ostře dislokující miocenní sedimenty (vpravo) proti zjllověleému čediči po levé (z.) straně. Běh Nechranické přehrady v. od bývalých Černíků 11. 11. 1968



2. Černiny pokrývající příkrře ukloněné vrstevní plochy pískovců v nadložní sloje poblíže bilinského zlomu na velkolomu Maxim Gorkij II s., od Bíliny (srovnej s obr. pískovcového hřbetu na profilu č. III — viz S. Hurník 1959, str. 272) Asi r. 1960?

Všechny fotografie M. Váně

of Central Bohemia, between Louny and the surroundings of Prague) at that time (Paleocene—Eocene). During the Eocene, a peneplain was again formed, hitherto dated as Middle Oligocene. The streams of that period have left in places moderately thick layers of gravel sands on rocks of various geological formations, depending on the degree of the previous tectonic disturbance and of denudation. Clastic rocks, a part of which has been silicified to form quartzites, contain diversified Paleogene flora in places (Staré Sedlo in the Sokolov region, Žitenice). Of the same age are the clastic rocks underlying the basalts on the present-day crest of the Krušné hory near Annaberg in the GDR, thus witnessing the summit's absence in the Paleogene. South of the S boundary fault of the graben, these clastics rocks were deposited exclusively on the denuded surface of earlier Cretaceous zones, generally of lower Turonian age. The above-mentioned facts essentially provide strong evidence of the Early Tertiary origin of the Krušné hory-piedmont graben. No proofs have been found in favour of the statement that the Krušné hory fault is an ancient healed-up dislocation that was revived in the Tertiary. On the contrary, this fault intersects rectilinearly the underlying crystalline complex, quite regardless of its structural constitution.

The main phase of volcanic activity in the České středohoří Mts. and in the Doupovské hory Mts. began in the Oligocene and lasted until the Miocene. Later, the secular subsidence in the area of the graben was renewed, affecting its whole width between the marginal faults, and in this area conditions became favourable for subsidence sedimentation of the basin fill, including the brown-coal seam. The initiation of the Krušné hory fault prior to the Miocene sedimentation is documented by a group of boreholes drilled in the immediate vicinity of the fault NE of Chomutov, in which thick gneiss blocks of a fossil landslide, overlying deposits to the Cretaceous age, were found. At the same place evidence exists of an enormous rockfall from Pleistocene times; gneisses of over 70 m maximum thickness tumbled down on the Miocene sediments including the brown-coal seam.

The depression originating in the area of the graben was filled first by wash sediments of the surrounding crystalline complex, the Cretaceous rocks and the weathered surface of neovolcanic bodies. The main coal seam was formed in a comparatively quiet environment of a slowly subsiding graben area under peneplain conditions, because the progressing subsidence was being compensated by sedimentation. Until that time, the basin had probably been drained towards the N over the then non-existent Krušné hory ridge NE of Chomutov. A greater subsidence in the late Miocene suddenly raised the lacustrine water level which flooded the coal-forming swamps. Fine-grained overlying clays then sedimented under the water level of the lake; the basin probably had no outlet at that time, but several smaller watercourses emptied into it from the N Krušné hory side. The quartzites in Hradiště Hill near Černovice, on Salesiova výšina Hill near

Osek and the sands overlying the seam and those occurring in the surroundings of Domaslavice and Košťany are of the same origin.

During its entire existence, the basin was being supplied with water from a large Tertiary river that drained Central and W Bohemia. The fossil channel of this river has been well preserved between Rakovník and Žatec until the present. The river supplied a great quantity of terrigenous material that was deposited mainly all over the S half of the basin, where it reduced the coal-forming sedimentation to a minimum. The individual distributaries of the delta reached far to the N as far as Most and Bílina, causing the very complicated conditions in the sedimentological composition of the Miocene complex, including the brown-coal seam. Most of the known quicksands overlying the seam in the Most area are of such origin.

At the close of the Neogene, the sedimentation in the basin was concluded and the main relief-forming period of the modern history of the Bohemian Massif began. During this period, the marginal mountain ranges including the Krušné hory Mts. were uplifted. Their principal uprise is presumed to have occurred in the Pliocene and namely in the Pleistocene; apparently it has lasted until the present time. The intensive tectonic activity in the Quaternary is further documented by thick layers of coarse debris lying on fine-grained Miocene pelites, by distinct changes in the drainage network, by the origin of a river terrace system, and in places also by tectonic deformation of Quaternary deposits by folds and small faults.

All established and mentioned facts confirm the tectonic origin of the graben. Its N margin is of fault character analogously to its convincingly tectonic limitation in the S (S of Louny and Žatec). The Krušné hory fault is mostly concealed by thick layers of debris at the foot of mountain slopes; but in places it is completely exposed. One of these places is in the NW surroundings of Osek (opposite the Salesiova výšina Hill), and it can also be seen very clearly on the N slope of Střelná and in the S slopes of Mt. Sněžník near Děčín. Recently, it has been intersected by a trial gallery under Jezeří Castle, in the underlying layers of inclined Miocene deposits. The fault is accompanied by a 40 m wide zone of tectonic breccias. In the crystalline complex region there are several fractures parallel to the Krušné hory faults, thus forming the Krušné hory fault zone. This zone is well discernible in the multiple indentation of the W boundary of the porphyry against gneisses. The throw of the Krušné hory fault is between 500 and 1000 m.

At some places, a shore facies of the sediments of a Tertiary lake has been preserved in a narrow strip along the Krušné hory fault. The coal seam and the underlying and overlying clays suddenly change into strongly micaceous and sandy clays, conglomerates, clayey breccias with gneiss blocks, etc. From the beginning, the marginal faults of the graben have delimited the sedimentary area of the basin, which never exceeded this boundary. This is illustrated, for

instance, by the situation near Černovice, W of Chomutov. Beyond the Krušné hory fault, quartzites corresponding in age to the overlying formation with identified Miocene flora were deposited on gneisses. An equivalent of these quartzites has recently been established below Hradiště in the basin. They occur there as fossiliferous overlying sandstones.

The whole S slope of the Krušné hory Mts. offers a classical example of a young fault mountain range. Its rectilinear course beginning in the Sokolov region and ending beyond Chomutov is clearly visible on the map. N of Chomutov, a new branch of the fault appears that continues as far as Džčín. When viewed in detail, however, the tectonic pattern near the border faults is very complicated. It consists of numerous additional faults differing in function, of both pre- and post-Miocene ages. The supply channels of some neovolcanic bodies are located in the immediate proximity of the Krušné hory fault.

The existence of the Krušné hory fault has been reported by tens of mapping geologists of several generations. In the study region, it appears as a young, decidedly Tertiary tectonic phenomenon. The very low age of the major uplift of the Krušné hory Mts. along this fault is documented by the extraordinary morphological youthfulness of the S fault scarp and by young, deeply incised valleys. On the summit ridge of the Krušné hory Mts., undeformed extensive relics of a Paleogene peneplain have been preserved until today.

In the S, the graben is bounded by the Ohře fault and not by the Litoměřice fault. The significant geophysical anomaly, which has been recorded by some authors, coincides with the present Litoměřice fault only seemingly, along the S side of the České středohoří Mts. It primarily reflects the structural pattern of the crystalline basement. No conspicuous geophysical evidence of the existence of young boundary faults is available.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of text-figures

1. Geological map of the surroundings of Hrob illustrating indentation of the W boundary of the Teplice paleorhyolite complex into the gneisses in the Krušné hory fault zone. The exposure of the brown-coal seam reaches nowhere as far as the Krušné hory fault, because the seam is underlain by sands and clays or even Cretaceous deposits (mapped by M. Váně in 1982).
1 — Miocene deposits; 2 — Teplice paleorhyolite complex (Late Paleozoic); 3 — gneisses of the Krušné hory crystalline complex; 4 — subsidiary faults of the Krušné hory fault zone; 5 — outcrop of brown-coal seam; 6 — presumed W margin of occurrence of the paleorhyolite complex under the Miocene.
2. Geological sections across the basin on the W side of Chomutov (upper section magnified 5×, the same lower section not magnified). The sections show the peneplaned surface of the crystalline complex both on the Krušné hory ridge and below the Miocene of the basin. The flat deposition of the brown-coal seam suddenly changes and becomes steep

in the vicinity of the Krušné hory fault. The quartzites on Hradiště Hill have their continuation in the sandstones above the seam in the sunken block of the basin (borehole Čv-64, upper fig.). The lower figure shows the position of the supply channels of the Černý vrch basalt in the close vicinity of the Krušné hory fault (see S. Hurník 1982c, p. 389). Drawn by M. Váně in 1982.

1 — Miocene sediments above and below the seam; 2 — clastic rocks of Krušné hory provenience in the overlying complex (on Hradiště Hill silicified into quartzites), SE the Krušné hory fault overlying gneiss; 3 — brown-coal seam; 4 — neovolcanic rocks; 5 — Upper Cretaceous psammites (Cenomanian—lower Turonian); 6 — gneisses of the Krušné hory crystalline complex.

3. Simplified geological map of the North Bohemian brown-coal Basin showing principal structures and some localities. The course of the S margin of the Ohře fault (Židovice-Chvalín after Č. Zahálka 1899) and the relation between the Litoměřice fault and the axis of horizontal gravity gradients can be clearly distinguished. Drawn by M. Váně 1982. 1 — Miocene sediments; 2 — neovolcanic regions (České středohoří and E margin of the Doupovské hory Mts.); 3 — Cretaceous and Late Paleozoic; 4 — Teplice paleorhyolite complex; 5 — Krušné hory crystalline complex; 6 — some major fault lines (top); axis of horizontal gravity gradients (J. Polanský - V. Škvor 1975, pl. I).

Explanation of plates

Pl. I

Overthrust in Quaternary gravel-sands which are underlain by Miocene clays of the overlying formation. Maxim Gorkij II mine N of Bílina. Photographed by M. Váně in 1963

Pl. II

Synsedimentary slides inside a formation of brown-coal seams close to the Bílina fault. Maxim Gorkij I mine near Braňany (detail). Photographed by M. Váně in 1961

Pl. III

1. Synsedimentary slides inside a formation of brown-coal seams close to the Bílina fault. Maxim Gorkij I mine near Braňany. Photographed by M. Váně in 1961
2. Tilted outcrop of brown-coal seam near the Bílina fault on the S margin of Maxim Gorkij II mine, N of Bílina; on the right, inclined beds of overlying rocks. Photographed by M. Váně in 1963

Pl. IV

1. Fault on the S side of the Střezovské sedlo saddle. Miocene deposits (on the right) with sharp boundary against clayey basalt (on the left). Banks of the Nechranice reservoir, E of the former village of Čermníky. Photographed by M. Váně in 1968
2. Ripple marks on steeply inclined bedding planes of sandstones overlying the seam near the Bílina fault. Maxim Gorkij II mine, N of Bílina (comp. with fig. of sandstone ridge in section III — see S. Hurník 1959, p. 272). Photographed by M. Váně in 1960 (?)

Геологическое строение Подкрушногогорского пролома и его тектогенез

Важная тектоническая структура при с.-з. окраине Чешского массива, называемая «Подкрушногогорским проломом», интерпретируется разными авторами по-разному. Автор настоящей статьи придерживается мнения, что с.-з. окраина пролома по всему своему протяжению определяется крушногогорским, а ю.-в. окраина — огарецким разломами. Роль литомержицкого разлома по некоторым отношениям переоценивалась. Опущенная область пролома по своей площади совпадает с областью осадконакопления подкрушногогорских бассейнов третичного возраста и с распространённостью осадочного выполнения в области опускания, которые никогда не вышли за пределы пролома. Основан был пролом в начале палеогена. С соседних, расположенных выше глыб Среднечешской меловой платформы и образовавшихся позднее Крушных (Рудных) гор были в то время посредством сноса удалены, в особенности, более верхние толщи меловых отложений. Одновременно наступила вулканическая деятельность в своей начальной фазе. В относительно спокойное время эоцена до олигоцена образовался пространственный пенеплен. После главного периода вулканической деятельности первой фазы в области опускания пролома накопились отложения лежачей и висячей свит пластов и образовался буроугольный пласт. Быстрым поднятием Крушных гор вдоль крушногогорского разлома на рубеже третичного и четвертичного периодов морфология местности получила окончательную, современную форму.

Přeložil A. Kříž