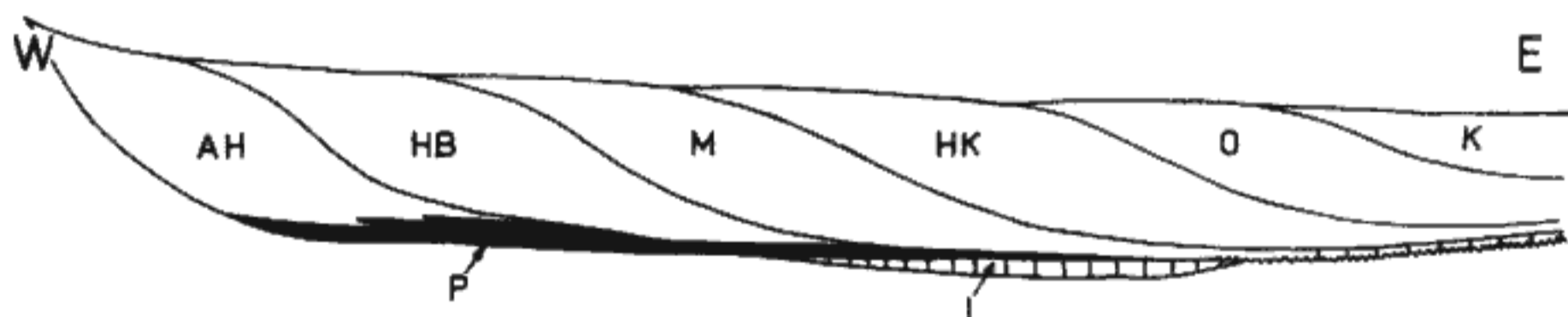


## ZÁKONITOSTI FLYŠOVÉHO VÝVOJE

Proti předflyšové sedimentaci se flyšový vývoj liší geochemicky: zatímco v předcházejících obdobích byl deponován silně chemicky zvětralý klastický materiál, s nástupem flyšového vývoje se situace prudce změnila – z rychle se zvedajícího mezihoří byl snášen čerstvý, chemicky nezvětralý detrit. Je to doklad poměrně rychlého zdvihu některých ker mezihoří, které se tak dostaly do klimatických úrovní, v nichž již převládalo mechanické rozrušování hornin nad chemickým. Nedošlo však ke klimatickému výkyvu v celém regionu – ve zbývající části pánve byly současně s flyšovým vývojem deponovány silně chemicky zvětralé sedimenty s vysokým poměrem  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  (až 100 – Dvořák 1990 a). Zdvihající se morfologické pohoří vázalo na sebe též hojné srážky, které umožňovaly rychlý transport klastického materiálu do pánve. Zesilující se terestrický vulkanismus (produkce  $\text{CO}_2$ ) s tropickým klimatem značně ovlivňovaly rozvoj rostlinstva v močálech zanášeného okraje mořské pánve. Proto též nacházíme úlomky terestrické flóry ve flyšových souvrstvích stále častěji do nadloží, kde došlo k tvorbě slojí v paralické molase. Nejstarší flyšová souvrství postrádají jak goniatitovou, tak mlží makrofaunu, která se teprve postupně přizpůsobovala novému životnímu prostředí. Její rozvoj nastal až během svrchního visé. Podobné tendence zjistil Zapletal a Pek (1987) při výzkumu ichnofosilií. Během flyšového vývoje zjišťujeme postupně narůstající chemické zvětrávání klastik, což je patrné ve spojitosti se zvětšující se délkou transportu do pánve.



Obr. 13. Stratigraficko-faciální schéma flyše a molasy a jejich vztah ke stejně starým předflyšovým souvrstvím v Nížkém Jeseníku. AH – andělskohorské souvrství, HB – hornobenešovské souvrství, M – moravické souvrství, HK – hradecko-kyjovické souvrství, O – ostravské souvrství, K – karvinské souvrství, P – ponikevské souvrství (křemité břidlice se silicity), L – líšeňské souvrství (biodetritové a mikritové hlíznaté vápence). AH až HK – flyš, O – paralická, K – terestrická molasa.

Flyšový vývoj začíná na západě kolem rozhraní frasn/famen a končí v nejnižší subzóně namuru A na východě. Sedimenty tohoto vývoje byly deponovány v zónách maximální subsidence, které se překládaly od západu k východu – od variského mezihoří směrem k variskému předhoří (obr. 13). Organizace prostoru ukládání se značně lišila od předfly-

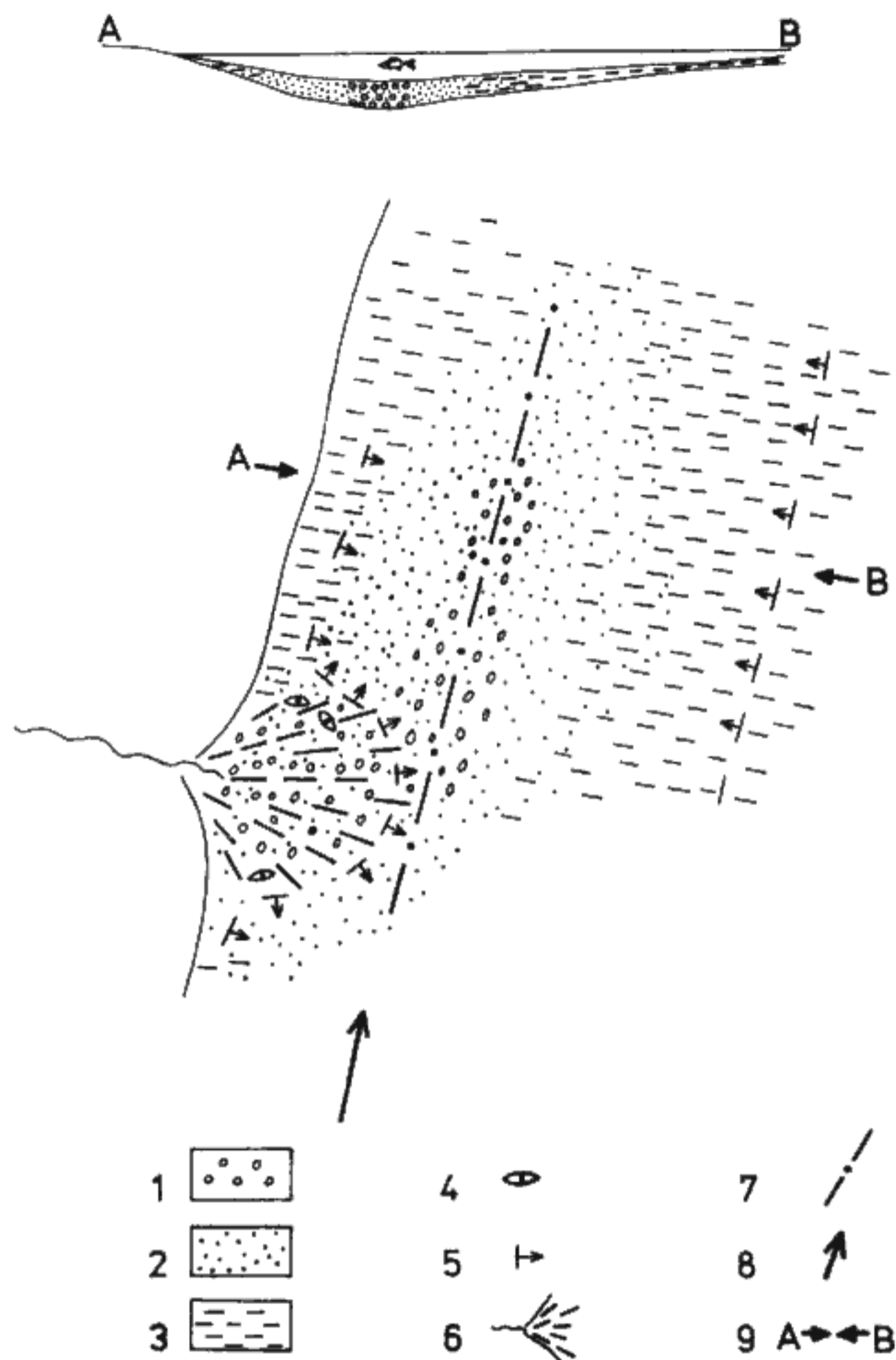
šových souvrství. Říční toky přinášely klastický materiál od západu ze zvedajícího se mezihoří kolmo k delší ose pánve probíhající ve směru SSV–JJZ. Kolem ústí toku do pánve se vytvářel výnosový kužel, který byl mořskými trakčními i gravitačními proudy roznášen uvnitř zóny maximální subsidence, hlavně od JJZ k SSV. V ose této zóny bylo též mořské prostředí nejhlubší (maximální předpokládaná hloubka do 300 m). V příčném profilu směrem k východu se pánev zvedala – například sedimentační prostor ponikevského souvrství (křemité břidlice se silicity) byl mělký – proudy nezanášely do tohoto území hrubší klastický materiál (obr. 4). Proto můžeme očekávat ve směru od západu k východu nejdříve zvětšování mocností jednotlivých vrstev klastických sedimentů a pak teprve jejich vyklíňování a laterální přechod do jiných facií. V ose zóny maximální subsidence se můžeme setkat též s hrubozrnnými sedimenty, zatímco při západním pobřeží v sedimentačním stínu byl deponován jílovitý a prachový klastický materiál (laminity, čisté břidlice – srovnej obr. 14). Na okraji výnosového kužele se místy zachovaly čočky mělkovodních vápenců s bohatou faunou, pokud nebyla tato část sedimentačního prostoru již koncem devonu a během spodního karbonu denudována, o čemž svědčí dosti časté valouny téměř současných vápenců zachované ve slepencích nebo skluzových tělesech blíže středu pánve. Nejméně výrazně jsou výnosové kužely vyvinuty u nejstaršího andělskohorského souvrství (lokální splachy netříděného eluvia – Kukul 1980), nejvýrazněji pak v moravickém a v hradecko-kyjovickém souvrství (obr. 7). Depozice klastického materiálu byla značně rychlá, ale patrně epizodická. Svědčí o tom též tenké vložky jemných černých tufitických břidlic (Dvořák 1986), které dokládají velmi pozvolné ukládání jemného kalového materiálu ze vznosu v době, kdy do pánve nebyl přinášén téměř žádný klastický materiál. Vložky černých břidlic v klastických sedimentech hrají stejnou roli jako uhelné sloje paralické nebo terestrické molasy v předhlubni. Droby andělskohorského souvrství jsou litické a vykazují značné lokální rozdíly. Od nich vede vývoj uvnitř drob směrem k arkózovým drobům až arkózám nebo k drobovým pískovcům hradecko-kyjovického souvrství. Ve stejném směru pozorujeme stále dokonalejší homogenizaci klastického materiálu, což souvisí s délkou transportu k okraji sedimentační pánve. S tím souvisí též postupné „vyzrávání“ klastického materiálu (zvyšuje se procento křemene a stabilních složek vůbec). Často pozorované skluzy dokládají patrně vliv zemětřesení na podmínky ukládání v pánvi. Nejstarší flyšová souvrství jsou též nejvýrazněji gradačně zvrstvena. Do nadloží se tento charakteristický typ zvrstvení vytrácí.

Když uvážíme značnou dnešní prostorovou redukci původních pánví i denudaci západního okraje, nebyla šířka depozičního prostoru flyšového vývoje v jednotlivých vývojových stadiích širší než 50–60 km. Je třeba mít na paměti, že západní okraj flyšového vývoje měl vždy regresivní charakter (postupující výnosové kužely), kdežto východní okraj transgresivní (např. facie „Na výsluní“ homobenešovského souvrství, nebo mořská transgrese na předhoří během goniatitové zóny  $Go\alpha$  – obr. 12).

Výplně zón maximální subsidence na sebe doškovitě nasedají (obr. 13). Je možné odhadnout maximální mocnosti sedimentů vždy pro jednu zónu maximální subsidence na 1 500 až 2 000 m, i když je odhad velmi obtížný pro synsedimentární deformaci hlubších částí deprese (srovnej níže). Obdržíme pak nepravou mocnost výplně, jako důsledek horizontálního zkrácení. Tato může být i dvojnásobná výše uvedené mocnosti.

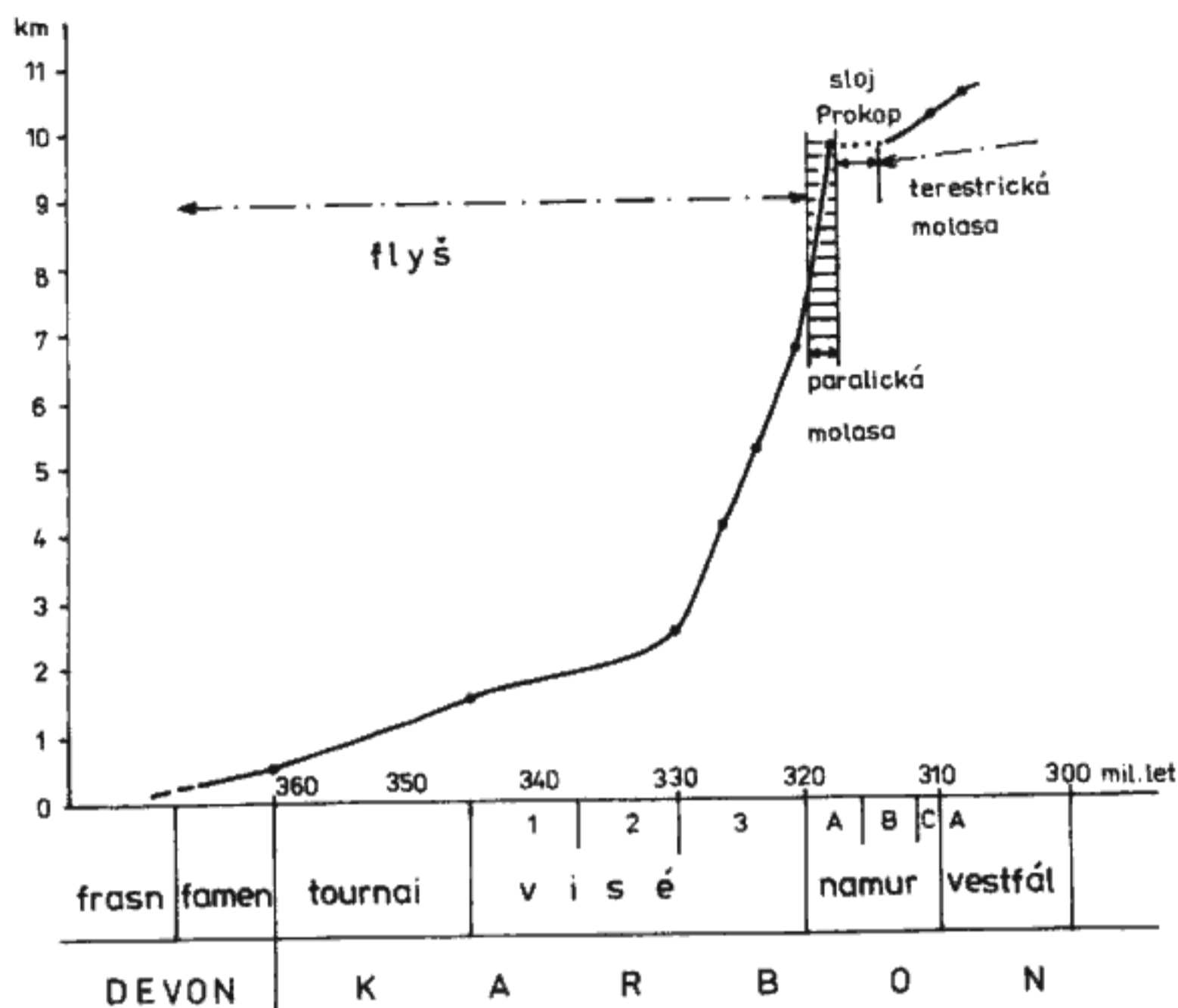
Jako důsledek zintenzívňujících se tektogenních kompresních procesů migrovaly zóny maximální subsidence od mezihoří směrem k předhoří stále rychleji (obr. 15–17). Zrychlovalo se též ukládání klastického materiálu, což předpokládá zrychlený výzdvih stále rozsáhlejšího výnosového území v mezihoří. Odrazem popisovaných procesů je postupně do nadloží se zvětšující průměr největších valounů ve slepencových vložkách, bez ohledu

na prodlužující se délku transportu. Největší valcun (přes 1 m) byl nalezen na bázi hradecko-kyjovického souvrství u Hranic.



Obr. 14. Schematická mapa a řez znázorňující způsob rozmístění flyšových sedimentů podle zmitosti a mocnosti uvnitř zóny maximální subsidence. Sedimenty výnosového kužele jsou mořským prouděním roznášeny paralelně s delší osou pánve. 1 – slepence, 2 – droby, 3 – prachovce a břidlice, 4 – čočky tmavěšedých biodetritových vápenců, 4 – čočky tmavěšedých biodetritových vápenců, 5 – sklon paleosvahu, 6 – výnosový kužel, 7 – osa zóny maximálního klesání, 8 – hlavní směr proudění v pánvi, 9 – místo schematického řezu.

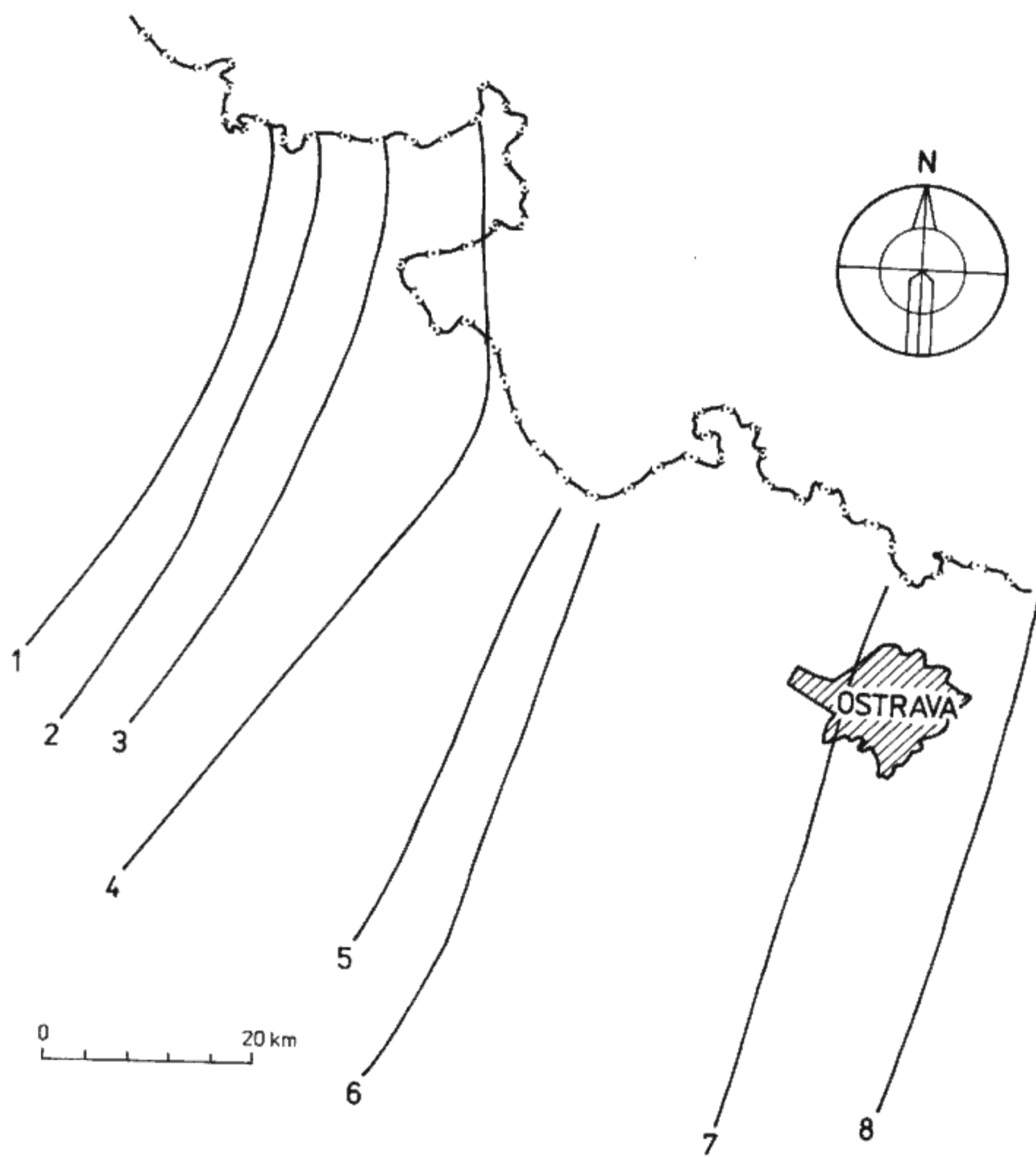
Znalost variského meziohří nám umožňuje učinit si obraz o snosovém území, které dodávalo klastický materiál do sedimentační pánve. Velmi nám pomáhá studium valounů ve slepencích i těžké minerály. Snosová oblast pro nízkohesenickou pánev je ohraničena depresními zónami se sedimentací během nejvyššího devonu a karbonu. Na severu je to deprese s mocnými flyšovými sedimenty podél oderského lineamentu jv. a sz. od Wrocla-



Obr. 15. Graf znázorňuje zrychlující se depozici klastického materiálu v jednotlivých zónách maximální subsidence a přechod do paralické i terestrické molasy.

wi. Na severozápadě pak sedimentační prostor Kačavských hor, který můžeme snad spojit s pozdějším sedimentačním prostorem vnitrosudetské deprese až do okolí Hradce Králové, kde je opět doložena sedimentace klastik blízkých flyšového vývoji (vrt Nepesice 1). Snosová oblast zahrnovala hlavně keprnickou a orlicko-kladskou klenbu, k níž se později připojila klenba desenská. Z tohoto území byl též odnášen klastický materiál k S a SZ, méně již k JZ (není možné vyloučit zachování mocnějších devonských a spodnokarbonských sedimentů v podloží křídly a permokarbonu mezi Hradcem Králové a výskyty flyšového vývoje u Městečka Tmávky). Takto vymezená snosová oblast má dnes rozlohu přibližně 4 000 km<sup>2</sup> bez 750 km<sup>2</sup> desenské struktury včetně devonského obalu, která byla ke snosové oblasti přiřčena hlavně až ve svrchním visé (obr. 18).

Zdvih některých ker mezihoří byl doprovázen intruzemi rozsáhlých variských granitoidů v hloubce a s nimi kauzálně spojeným subsekventním kyselým vulkanismem na povrchu. První stopy tohoto vulkanismu známe ze svrchního frasn jako tenké vložky tufitů s vulkanickým křemenem, apatitem, zirkonem a s biotitem. Je tedy pravděpodobné, že počátek subsekventního terestrického vulkanismu ve variském mezihoří je současný s počátkem flyšového vývoje. Existence subsekventního vulkanismu se projevuje nejen vložkami tufů a tufitů v sedimentech, ale též valouny i drobnými klasty kyselých vulkanitů a jejich tufů ve slepencích a drobách flyšového vývoje. Jejich poznání je závislé na intenzitě detailního petrografického a geochemického výzkumu. Abychom objektivně mohli odhadnout podíl vulkanického materiálu v sedimentech flyše, potřebovali bychom vyšetřit mnoho výbrusů pomocí katodoluminiscenční metody (Zinkernagel 1978). Je možné, že budeme překvapeni vysokým podílem vulkanického materiálu. Za dnešního stavu výzkumu pozorujeme zvýšené nahromadění valounů kyselých vulkanitů, drobnozrnnějších

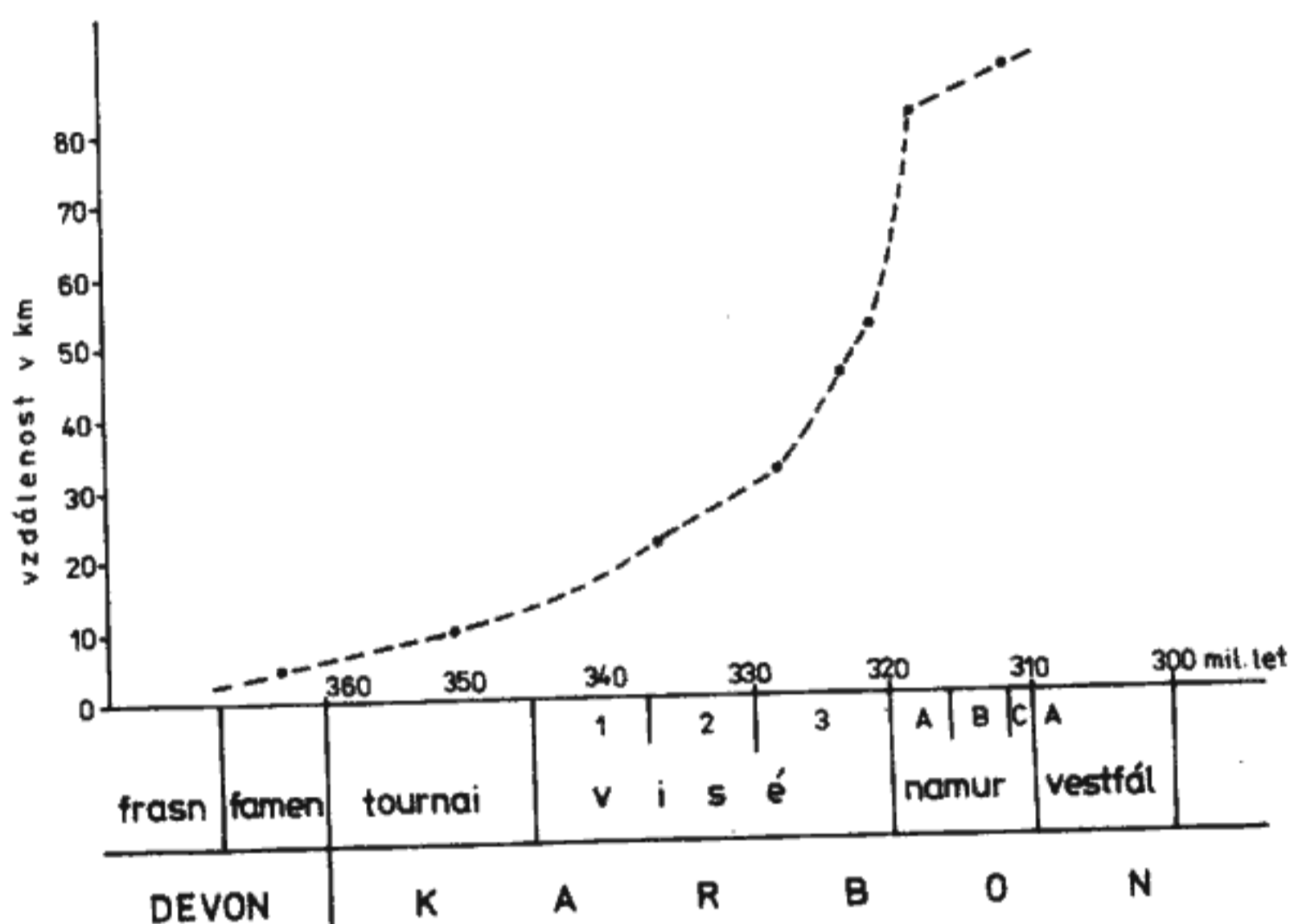


Obr. 16. Schematická mapa os maximální subsidence v době depozice flyše a molasy v Nízkém Jeseníku a okolí: 1 – ve fanenu, 2 – v tourtau, 3 – ve spodním a středním visé, 4 – ve svrchním visé (zóna  $Go\ \alpha$ ), 5 – ve svrchním visé (zóna  $Go\ \beta$ ), 6 – ve svrchním visé (zóna  $Go\ \gamma$ ), 7 – ve spodní části namuru A, 8 – ve svrchním namuru a vestfálu A

úlomků i tufů a tufitů v severní části zkoumaného území podél spojnice Město Albrechtice-Krnov. Tato situace pravděpodobně ukazuje na zdroj vulkanického materiálu, ležícího v místech dnešního povrchového výchozu žulovského granitoidního masívu, který byl v té době zakryt metamorfity a výše produkty efuzivní činnosti.

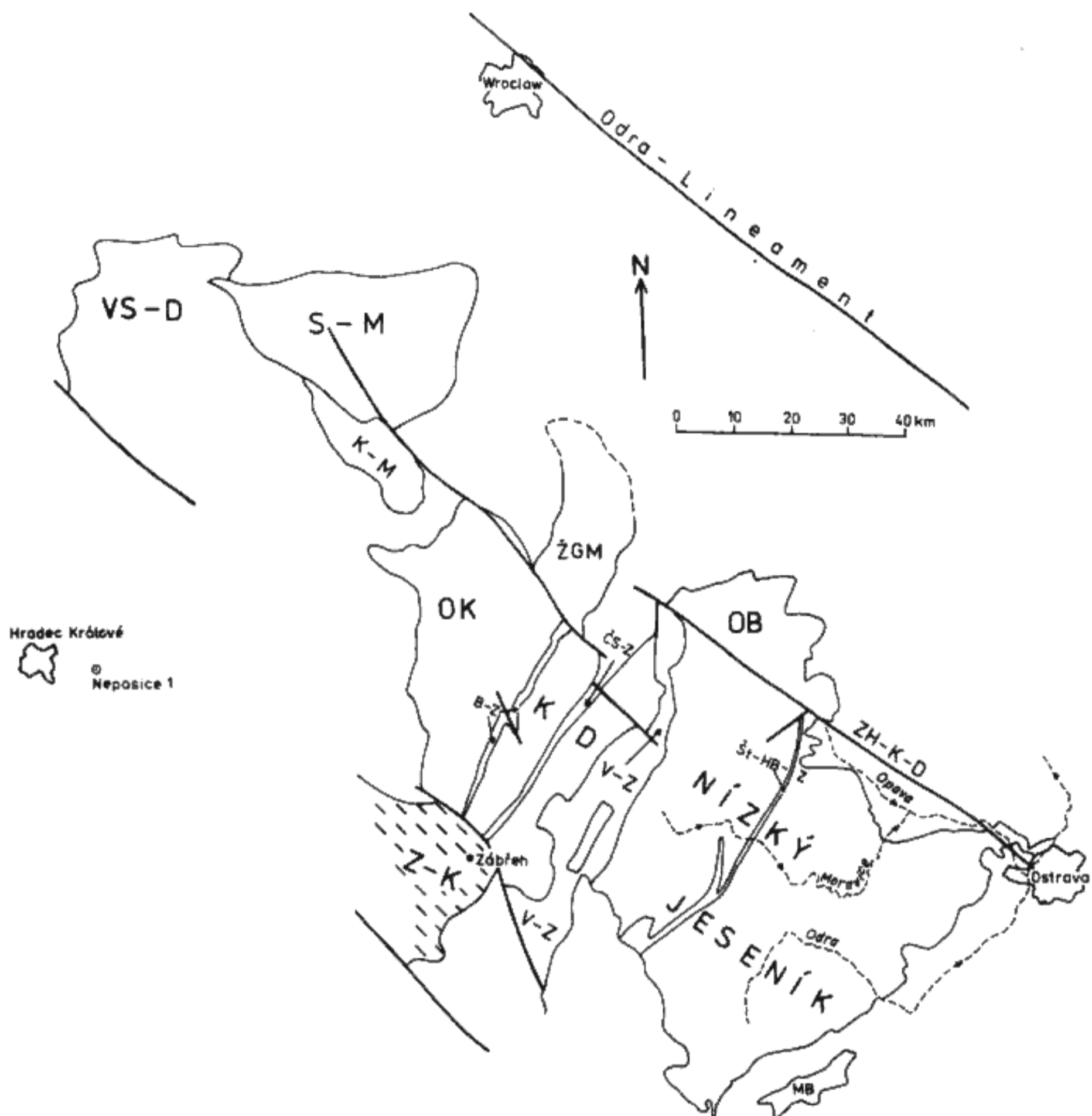
Nejstarší člen flyšového vyvoje – andělskohorské souvrství – obsahuje hojné úlomky fylitů a fylitických břidlic, kyselých a intermediárních vulkanitů a granitoidů. V asociaci těžkých minerálů chybí granát a poměrně hojně se vyskytuje růžová odrůda zirkonu. Za-

pletal a Konečný (1985) prokázali, že valouny granitoidů ve slepencích andělskohorského souvrství pocházejí z desenské klenby. Vrchol této struktury v době depozice andělskohorského souvrství (famen-tournai) nebyl zakryt mladšími sedimenty. Úlomky fylitů a fylitických hornin mohou pocházet jen z hornin proterozoického stáří, což dokládá též přítomnost růžového zirkonu. Zimmerle (1972) doložil, že růžově zbarvené zirkony pocházejí z proterozoických terénů. Fylity zábřežského krystalinika obsahují velmi hojně růžové zirkony (za sdělení děkuji J. Otavovi). Proto je velmi pravděpodobné, že slabě metamorfované fylitické horniny proterozoického stáří typu zábřežského krystalinika zakrývaly v době depozice andělskohorského souvrství kepmickou a orlicko-kladskou klen-



Obr. 17. Graf ilustrující zrychlující se předkládání zóny maximální subsidence během flyšového a molasového vývoje od mezihorí k předhoří.

bu. Odpovídají tomu například fylity v podloží devonských sedimentů v zóně Branné. Poněvadž však v Evropě bylo dosud radiometrickými metodami zjištěno stáří růžových zirkonů větší než 1400 miliónů let (za tuto informaci vděčím prof. Walterovi z univerzity v Cáchách, SRN), je možné, že k „odbarvení“ zirkonů vlivem silného prohřátí došlo místy ještě koncem proterozoika vlivem kadomské tektogeneze. K tomuto ději se vztahuje poznatek Kodymové (1977) z jz. Čech, kde růžové zirkony mizí se staurolitovou izográdou. Silněji metamorfované horniny jádra kepmické i orlicko-kladské klenby vznikly s největší pravděpodobností během kadomské tektogeneze. Již v tomto období byly zbaveny růžových zirkonů. Tentyž proces se však opakoval během variské tektogeneze. Vytrácení růžových zirkonů během depozice hornobenešovského souvrství ukazuje zřejmě na obnažování silněji metamorfovaných hornin ve zdrojové oblasti (ať již metamorfóza nastala koncem proterozoika, nebo v důsledku silného prohřátí během variské tektogeneze). Zde je třeba upozornit na časté výkyvy růžových zirkonů v moravskoberounském souvrství šternbersko-hornobenešovské zóny. Tyto klastické sedimenty jsou lokálního původu a pocházejí



Obr. 18. Přehledná mapa struktur v širším okolí Nízkého Jeseníku VS-D – vnitrosudetská deprese, S-M – Soví hory, K-M – Kačavské hory, ŽGM – žulovský granitoidní masív, OK – orlicko-kladská klenba, K – keprnická klenba, D – desenská klenba, B-Z – zóna Branné, Čs-Z – zóna Červenohorského sedla, V-Z – vrbenská zóna, Št-HB-Z – šternbersko-hornobenešovská zóna, Z-K – zábřežské krystalinikum. OB – osoblažská kra, MB – Maleník, ZH-K-D – zlatohorsko-krnovský zlom.

s největší pravděpodobností z podložního krystalinika – brunovistulika ve smyslu Dudka (1980). Jestli se v budoucnu potvrdí, že růžové zirkony na Moravě jsou starší než i 400 miliónů let, pak brunovistulikum je staroproterozoického (event. většího) stáří (srovnej Chaloupský 1978, 1986).

Přesun zóny maximální subsidence k východu a začátek depozice hornobenešovského souvrství byl doprovázen silnými erupcemi terestrického subsekventního vulkanismu. Generelně hrubozrnější a rychlejší sedimentace byla doprovázena zrychleným výstupem snosové oblasti, kde se již uplatňovaly mimo granitoidů (kyselé žuly až křemenné diority) a fylitů i metamorfity o vyšším stupni přeměny. Zvyšuje se počet valounů kyselých vulkanitů a jejich tufů s biotitem (zčásti jsou metamorfované a mohou být proterozoického

stáří). Velmi výrazná je změna v těžkých minerálech, kde přibyl granát, rutil, epidot a staurolit. Tato polymiktní asociace dokládá denudaci výše metamorfovaných terénů. Tomu odpovídá též postupné vymizení růžového zirkonu (Otava 1981).