

BŘETISLAV BALATKA, JAN KALVODA

VÝVOJ ÚDOLÍ LABE V DĚČÍNSKÉ VRCHOVINĚ

B. Balatka, J. Kalvoda: *Development of the Labe valley in the Děčínská vrchovina Highland*. – Sborník ČSG, 100, 3, pp. 173 – 192 (1995). – The Labe canyon valley in the Děčínská vrchovina Highland is the erosion base of the major part of the river network in the Bohemian Massif. The authors describe the development of this valley since the Neogene up to the present time, mainly with regard to the interference of the morphotectonic and climate– morphogenetic impairing of its slopes. Furthermore, the relation between the progressive development of the antecedent Labe valley in the Děčínská vrchovina Highland towards the strategically significant systems of river sediments of the Bohemian rivers and sediments of the North-European continental glaciation is discussed.
KEY-WORDS: valley development – river terraces – slope movements.

1. Úvod

Dno kaňonovitého údolí Labe v Děčínské vrchovině je erozní bází většiny toků Českého masivu. V české části Děčínské vrchoviny (Elbsandsteingebirge), která je součástí Krušnohorské hornatiny (B. Balatka et al. 1973), má Labe délku přibližně 13 km. Na hranici České republiky u Hřenska má hladina Labe výšku 117 m. V úseku mezi Děčínem a Hřenskem Labe přijímá zleva Jílovský potok, Čertovu vodu a Dolnožlebský potok, zprava Ploučnici, Studený potok, Suchou Kamenici a Kamenici.

Údolí Labe v Děčínské vrchovině je zahloubeno do níže položené v. okrajové části Sněžnické hornatiny (geomorfologický okrsek v podcelku Děčínské stěny). Zatímco v j. části labský kaňon přetíná výše položený reliéf v okolí Růžového hřebene (436 m), který leží v úrovni povrchu Dolnožlebské vrchoviny na protějším levém břehu řeky, s. úsek údolí sleduje rozhraní vyšší Dolnožlebské vrchoviny a níže položeného povrchu Arnoltické vrchoviny (podrobněji o geomorfologickém členění v rubrice Zprávy). Proto se také v souvislosti se silnějšími zdvihy j. okrajů Děčínských stěn snižuje směrem po toku hloubka údolního zářezu (z více než 300 m na cca 200 m), který je místy v příčném profilu výškově asymetrický.

Strukturálně denudační plošiny a hřbety Děčínských stěn jsou rozčleněny kaňony a soutěskami, jejichž síť ústí do labského údolí. V průběhu zahlubování Labe do mezozoických sedimentárních hornin vznikala na svazích jeho údolí rozsáhlá skalní defilé. V pleistocénu byla Děčínská vrchovina opakovaně součástí předpolí kontinentálního ledovce (srv. V. Šibrava, J. Václ 1962, J. Kunský 1966, V. Šibrava 1966, 1972), který v obdobích maximálních postupů zasahoval až na s. okraj Českého masivu. Hlavním cílem předložené práce je rekonstrukce chronodynamiky geomorfologických procesů a jevů při vývoji údolí Labe v mladším kenozoiku.

2. Přehled paleogeografického vývoje Děčínské vrchoviny

Denudace po variské orogenezi vedla v sz. části Českého masivu ke vzniku zarovnaného povrchu s hlubokou lateritickou kůrou zvětrávání na povrchu krystalinických

hornin. Ve sníženinách probíhala říční a jezerní sedimentace (L. Kopecký et al. 1963, J. Buday et al. 1981). Poklesy lužicko-srbské oblasti v mesozoiku byly projevem nástupu alpské orogeneze. Po mladokimerské kellowayské fázi do klesajícího území transgreďovalo od S epikontinentální jurské moře.

Marinní sedimentace byla ve svrchní juře ukončena mladokimerskou deisterskou fází. Český masiv se zdvihal a spodnokřídová denudace odstranila většinu jurských sedimentů. Později se v důsledku tektonických poklesů při mladorakouské fázi alpského vrásnění stala oblast dnešní Děčínské vrchoviny sníženinou, kudy do Českého masivu pronikalo svrchnokřídové moře. Transgrese začala v cenomanu krátkým obdobím sladkovodní až brakické sedimentace, po níž následovala až do senonu mořská sedimentace (J. Klomínský, edit. 1994). V turonu se na SZ od tohoto sedimentačního prostoru zdvihla pevnina tvořená lužickým žulovým plutonem a došlo k oscilacím pobřežní čáry a k dalšímu klesání mořského dna. Dokladem těchto procesů jsou značné mocnosti křídových sedimentů, hrubozrný charakter přinášeného materiálu a místy i drobně cyklická sedimentace. U pokleslých ker terciérního děčínského zlomového pole je zachována mocnost téměř 600 m. Další zdvihy a kerné rozlámání Českého masivu při saxonské etapě alpské orogeneze se projevíly regresí svrchnokřídového moře.

Morfostruktura Děčínské vrchoviny vznikla v oblasti křížení dvou významných a dlouhodobě aktivních tektonických zón (J. Moschelesová 1923, F. Präger, F. Lemke 1967, H. Thurm 1973, V. Rather, A. Wagner 1975). Jsou to labský lineament o směru SZ-JV a podkrušnohorské zlomové pásmo, které má ve sledované oblasti směr Z-V. Jeho součástí jsou tzv. děčínské a českokamenické zlomové pole. Opakovaná aktivizace této zóny probíhala od terciéru (M. Malkovský 1976, 1979), zatímco labského lineamentu pravděpodobně již od proterozoika.

Děčínská vrchovina je součástí lužické faciální oblasti severočeské křídové pánve. Na povrchu vystupují horniny lužického plutonu, svrchnokřídové sedimenty a intruze třetihorních vulkanitů. Sedimentární výplň křídové pánve byla během vrcholné fáze saxonského vrásnění v terciéru rozlámána zdvihy a poklesy na řadu samostatných, vzájemně posunutých bloků. Oblast Děčínské vrchoviny se nalézá v sv. části areálu intenzivní saxonské orogeneze. Hlavní směry dislokací jsou SV-JZ, SZ-JV, Z-V, SSV-JJZ, SSZ-JJV a VSV-ZJZ. Nejintenzivněji bylo postiženo děčínské zlomové pole na j. okraji dnešní vrchoviny (V. Klein et al. 1967), kde proběhly maximální relativní pohyby dílčích bloků. V oblasti ležící severněji došlo k asymetrickému zdvihuh mohutné kry křídových sedimentů, uklánějící se pod úhly 1 – 3° k SZ až k S.

Krystalinikum je mezi Děčínem a Hřenskem odkryto ve dně a v nejnižších partiích svahů kaňonovitého údolí Labe mezi s. okrajem osady Loubí a Studeným potokem. Jsou to horniny lužického žulového plutonu se zbytky pláště v podobě metamorfovaných sedimentů proterozoického, případně staropaleozoického stáří. Jedná se o fylity a fylitické droby, přecházející do sillimanitických rul s vložkami kvarcitů, rohoveců a amfibolitů. Nejsevernější část pak tvoří těleso středně zrnitého, částečně usměrněného biotitického granodioritu.

Křídové sedimenty jsou v kaňonovitém údolí Labe mezi Děčínem a Hřenskem zastoupeny ve stratigrafickém rozsahu cenoman až coniak. Zachovaná mocnost křídových souvrství je v průměru 300 m. Cenoman dosahuje mocnosti až 90 m a buduje převážně spodní, mírnější části svahů údolí Labe. Na povrch však vystupuje sporadicky, např. pod Kapucínovou skalou j. od Labské Stráně. Petrograficky cenoman představují šterkovité pískovce a slepence, středně až hrubě zrnité pískovce, místy s glaukonitem.

Spodní turon má v Arnoltické vrchovině mocnost 90 – 115 m (V. Klein et al. 1967). Na jeho bázi jsou vyvinuty šedé, jemně šmouhované až nepravidelně laminované jílovitovápnnité slinité prachovce, zčásti spongolitické, kterým do nadloží přibývá písčité, postupně vzhůru hrubnoucí příměsi. Výše zcela převládá písčité sedimentace, v níž se

projevuje drobná inverzní cykličnost. Jemnozrné kaolinické pískovce přecházejí do hrubozrnných, diagonálně a někdy i křížově zvrstvených pískovců. Nad nimi cyklická sedimentace mizí a objevuje se monotonní souvrství světlých, převážně nažloutlých, jemně až středně zrnitých křemenných kvádrových pískovců, jejichž zvrstvení je velmi často diagonální.

Střední turon není nikde zachován ve své původní mocnosti, neboť silná terciérní posedimentační denudace odstranila až 200 m jeho usazenin. Zachovaná mocnost činí 170 m, původně však přesahovala 350 m. Přejít mezi spodním a středním turonem je tvořen několik metrů mocnou polohou žlutohnědých, jemnozrnných pískovců s velmi slabou příměsí jílovité složky, které se šmouhovitě či laminovitě střídají s pískovci hrubozrnnými. Výše pokračuje sedimentace středně a jemně zrnitých kvádrových pískovců s ojedinělými drobnými hrubozrnnými polohami a vzácně i se slinito-prachovitými vložkami. Relikty pískovců svrchního turonu jsou zachovány na Stoličné hoře u Děčína (K. Urbánek 1951). V nejvyšších polohách reliéfu na křídových sedimentech jsou v Děčínské vrchovině zachovány žlutohnědé lavicovité kvádrové pískovce coniak (např. Jetřichovické stěny).

Zdvih Českého masivu ve starším terciéru, který vytvořil klenbu s vrcholem ve středních Čechách a podmínil tak vznik centrifugální říční sítě (R. Engelmann 1941, B. Balatka, J. Sládek 1962, 1973 a M. Malkovský 1976, 1979), je v zájmovém území dokumentován silnou denudací křídových sedimentů. V důsledku neogenních saxonských kerných pohybů (sávská a štýrská alpská fáze) byla tato staroterciérní říční síť značně přetvořena, zejména pak zdvihem okrajových pohoří Českého masivu. Odvodňování z. a s. Čech přes krušnohorský zarovnaný povrch k lipskému zálivu do eocenního saského moře pokračovalo patrně i ve spodním miocénu (M. Malkovský 1979) a bylo přerušeno pozdějším zdvihem Krušných hor. Mezihorské pásmo v oblasti dnešní Děčínské vrchoviny začalo fungovat pravděpodobně již ve středním miocénu jako labský prohyb s kernou stavbou, umožňující odtok ústřední řeky nové sítě toků větší části Českého masivu k Severnímu moři.

České středohoří bylo v neogénu prakticky pokračováním příkopu podkrušnohorského prolomu. Od ústupu miocenního lužického moře od sz. okraje Českého masivu měla oblast Děčínské vrchoviny tendenci k sekulárnímu zdvih. Přesto se labský prohyb s. od Ústí nad Labem udržel v různých paleogeografických podmínkách od paleogénu až do současnosti. Výběžkem české křídové pánve podél Labe je tak nepřímým reliéfem kopírován až do dráždanské části severoněmecké nížiny pozdně druhohorní protáhlý šelfový mořský záliv s faciálně převládající deltovou sedimentací.

Saxonské orogenetické procesy se v sz. části Českého masivu projeví i vulkanickou činností (L. Kopecký et al. 1963). V prostoru Děčínské vrchoviny patří k nejstarší svrchnooligocenní fázi vulkanické aktivity patrně Holý vrch (529 m) na JJZ od Děčínského Sněžníku. Vulkanity miocenní fáze leží pouze na V od Labe, kde tvoří často nápadné elevace. Zde došlo k rozsáhlým intruzím vulkanických hornin do křídových sedimentů a tím i ke zpevnění pískovcových ker kontaktní a hydrotermální metamorfózou. Výplně sopouchů či žil mnohde nevystupují až na povrch, místy mírně vyklenují nadložní sedimenty a jsou postupně obnažovány selektivní denudací.

Řeka Ploučnice tekla v oligocénu po sklonu zarovnaného povrchu na S od lužické oblasti (T. Gregor 1959, T. Gregor, K. Tesařík 1959), avšak po miocenním zdvih Lužického hřbetu a poklesu Žitavské pánve se zařizla do sopečných hmot Českého středohoří. Zdvihem Lužického hřbetu vznikla na „počedičovém“ zarovnaném povrchu se sedimenty křídového stáří i Kamenice (P. Glöckner 1964, 1967, B. Balatka, J. Sládek 1978). Její směr toku k Labi byl na dolním toku v pliocénu a zejména pak v kvartéru zdůrazňován mohutnou hloubkovou a zpětnou erozí.

Reliktem pliocenního reliéfu mezi Děčínem a Hřenskem jsou strukturálně denudační zarovnané povrchy Arnoltické vrchoviny ve výškách nad 280 m n.m., fungující jako

rozvodní tabulové hřbety subsekventních toků Labe (J. Kalvoda, J. Zvelebil 1983 a, b). Arnoltická vrchovina je zlomově omezena zejména na okrajích, zatímco v jejích horninových komplexech lze pozorovat prohyby vrstev o 3 až 7° ve směru SV – JZ, SZ – JV a S – J. Elevace mezi Brtníky, Růžovským vrchem až k Růžovému hřebenu s. od Děčína má synklinální charakter. Kolísání mocnosti křídových sedimentů, způsobené lokálními podmínkami jejich usazování (měnící se hloubka a vzdálenost od břehů, mořské proudy apod.), nepřesahuje desítky metrů. Na Z od Dolního Žlebu jsou pískovce uloženy téměř horizontálně, v labském údolí je však dokumentován jejich tektonický úklon, a to převážně 2 – 4° k SSV.

Zlomové pásmo, na němž se vyvíjelo antecedentní údolí Labe, navazuje na středosaský zlomový systém s převahou směrů JV – SZ. Při porovnání relativních výšek rozhraní středního a spodního teronu nad levým a pravým břehem Labe lze usuzovat i na primární asymetrii antecedentního údolí (F. Lamprecht 1935, J. Kalvoda 1980 a další). Levobřežní západní kra Děčínské vrchoviny je pravděpodobně vyzdvížena ve střední a severní části méně než kra labského okraje Arnoltické vrchoviny. Hlavní etapy těchto zdvihů proběhly v mladším pliocénu a pleistocénu, kdy zaklesnutí Labe do mesozoických kvádrových pískovců a jejich krystalinického podloží dosáhlo hloubky nejméně 300 m.

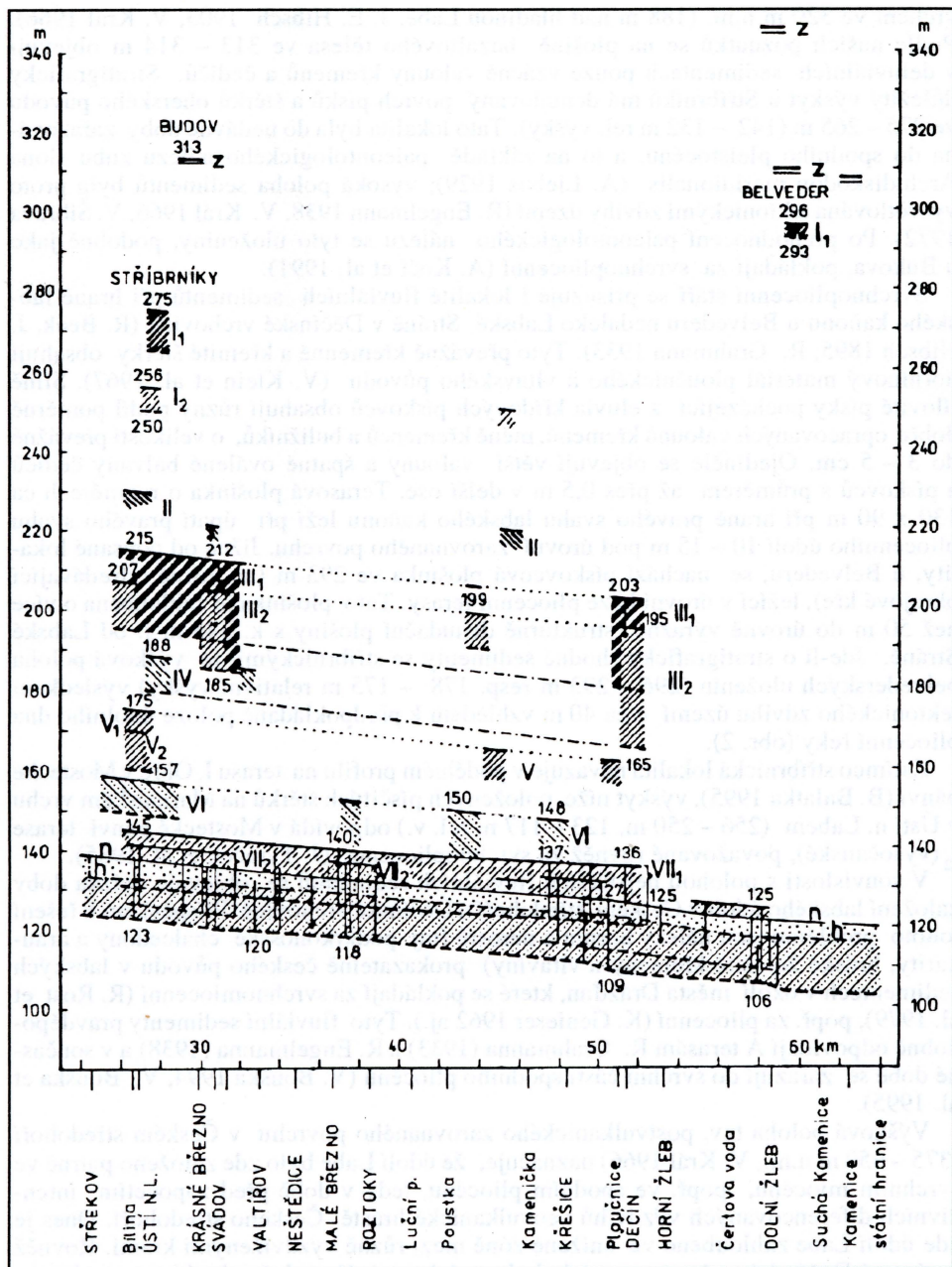
Plošinný až mírně zvlněný reliéf oblasti Děčínské vrchoviny byl v terciéru vytvářen převážně v podmínkách subtropického podnebí. Od počátku kvartéru se však tento reliéf stal součástí předpolí kontinentálního ledovce. Mění se klimaticko-morfogenetické procesy při střídání semiaridních velmi chladných glaciálů s humidními, mírně teplými obdobími interglaciálů vedly spolu s tektonickými zdvihy k postupnému zahlubování Labe a jeho přítoků a ke vzniku dnešních kaňonovitých údolí. Průběh tohoto antecedentního zahlubování lze do určité míry rekonstruovat z hlavních rysů systému říčních akumulčních teras Labe a jejich korelace se souborem dalších povrchových tvarů reliéfu Českého středohoří a zejména pak Děčínské vrchoviny.

3. Říční terasy a fluvialní sedimenty v údolí Labe mezi ústím Bílina a Kamenice

V Děčínské vrchovině se až na výjimky říční terasy v kaňonu Labe nezachovaly. Proto byla věnována pozornost labskému údolí v s. části Českého středohoří, kde se reliktu terasových sedimentů nacházejí zejména v údolních kotlinách.

Fluvialní sedimenty ve sledované části údolí Labe byly od konce minulého století studovány řadou geologů i geografů. Faktografický materiál shromáždil J. E. Hibsche (1899, 1903, 1904), který kartograficky zachytil a podrobně popsal většinu lokalit říčních uloženin, a to v odkrytech, které se do současnosti převážně nedochovaly. Pozdější práce, vycházející vesměs z výzkumů J. E. Hibsche, se zabývaly zejména otázkami vývoje údolí a vztahu labských teras k sedimentům kontinentálního zalednění, popř. k neotektonickým pohybům (J. Moschelesová 1920, R. Grahmann 1933, R. Engelmann 1938, V. Král 1966). Systematické kvartérné geologické výzkumy řešily od 60. let zejména otázky stratigrafického začlenění do kvartérního systému (např. V. Šibrava 1972, E. Růžičková 1978).

V tomto příspěvku vycházíme z geomorfologické klasifikace říčních teras (B. Balatka, J. Sládek 1962a,b, 1976, V. Král 1966, B. Balatka 1995), a to při respektování závěrů geologických studií. Zdůrazňujeme, že vzhledem k nedokonalé zachovaným výskytům říčních uloženin Labe až na výjimky nelze spolehlivě provést rekonstrukci terasových úrovní v podélném profilu. Výjimkami jsou úrovně s genetickým vztahem k sedimentům kontinentálního zalednění.



Obr. 1 – Podélný profil terasami Labe mezi ústím Biliny a Kamenice. Z – zarovnané povrchy, I₁...VII₂ – říční terasy, n – povrch údolní nivy, h – hladina řeky. Plná čára – povrchy teras, čárkovaně – báze teras, čerchovaně – hladina Labe.

Ve sledovaném úseku labského údolí byly v návaznosti na výzkumy v sousedních územích výskytu fluvialních sedimentů zařazeny do 7 teras (popř. skupin, obr. 1). Nejvýše položené šterky pestrého petrografického složení se zachovaly u Budova s po-

vrchem ve 320 m n.m. (188 m nad hladinou Labe, J. E. Hibsche 1903, V. Král 1966). Podle našich poznatků se na plošině bazaltového tělesa ve 313 – 314 m objevují v deluviálních sedimentech pouze vzácně valouny křemenů a čedičů. Stratigraficky důležitý výskyt u Stříbrníků má denudovaný povrch písků a štěrků oherského původu ve 275 – 265 m (142 – 132 m rel. výšky). Tato lokalita byla do nedávné doby zařazována do spodního pleistocénu, a to na základě paleontologického nálezu zubu slona *Archidiskodon meridionalis* (A. Liebus 1929); vysoká poloha sedimentů byla proto vysvětlována tektonickými zdvihy území (R. Engelmann 1938, V. Král 1966, V. Šibrava 1972). Po přehodnocení paleontologického nálezu se tyto uloženiny, podobně jako u Bukova, pokládají za svrchnopliocenní (A. Kočí et al. 1991).

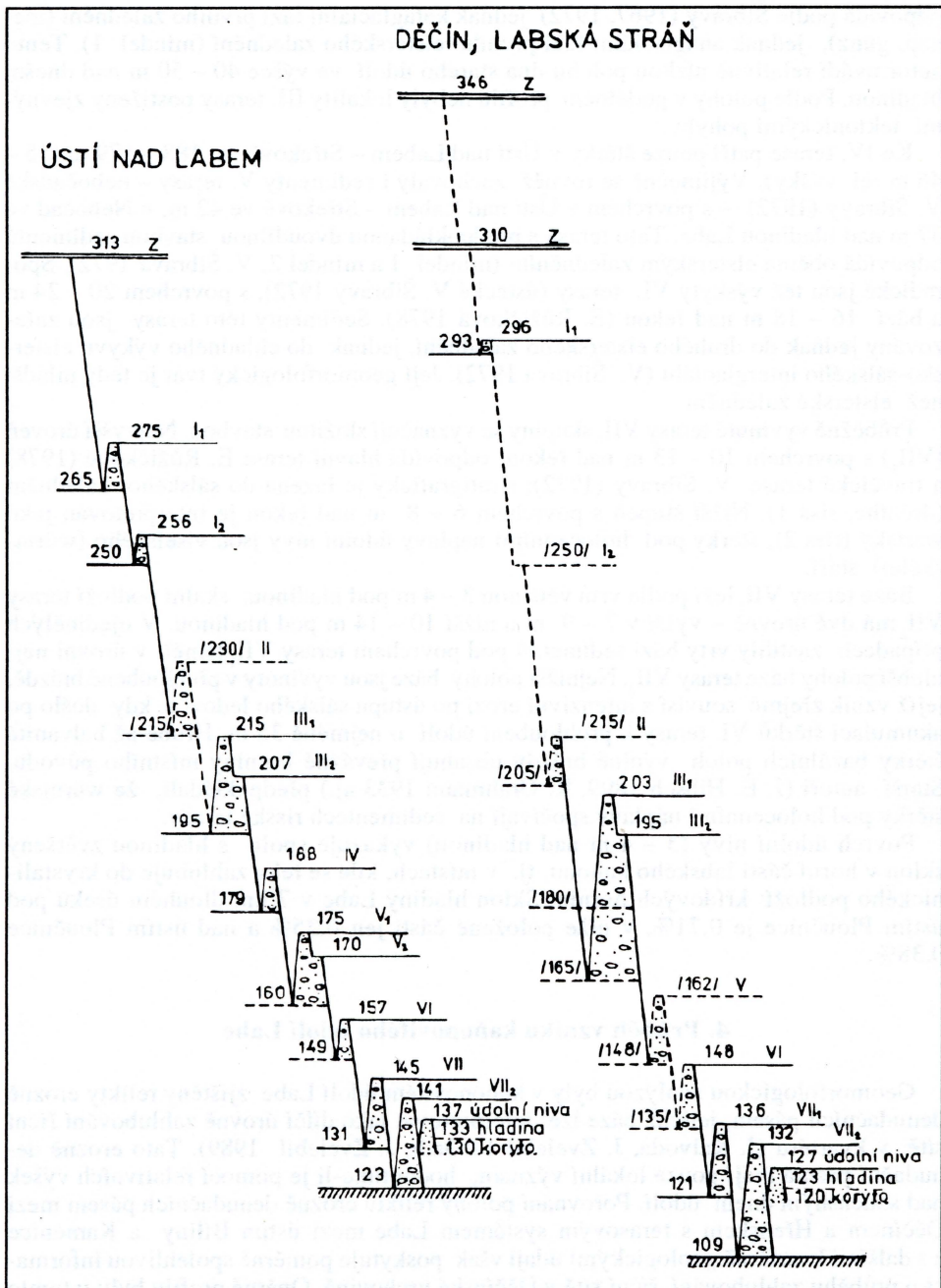
Svrchnopliocenní stáří se přisuzuje i lokalitě fluvialních sedimentů při hraně labského kaňonu u Belvederu nedaleko Labské Stráně v Děčínské vrchovině (R. Beck, J. Hibsche 1895, R. Grahmann 1933). Tyto převážně křemenné a křemité štěrky obsahují horninový materiál ploučnického a vltavského původu (V. Klein et al. 1967). Silně jílovité písky pocházející z eluvia křídových pískovců obsahují různý podíl poměrně dobře opracovaných valounů křemenů, méně křemenců a bulžníků, o velikosti převážně do 3 – 5 cm. Ojedinele se objevují větší valouny a špatně oválené balvany čedičů a pískovců s průměrem až přes 0,5 m v delší ose. Terasová plošina o rozměrech ca 130 x 90 m při hraně pravého svahu labského kaňonu leží při úpatí pravého svahu pliocenního údolí 10 – 15 m pod úrovní zarovnaného povrchu. Jižně od popsané lokality, u Belvederu, se nachází pískovcová plošina ve 293 m (na mírně odsedávající okrajové kře), ležící v úrovni báze pliocenní terasy. Tato plošina je zahloubena o více než 50 m do úrovně výrazné strukturálně denudační plošiny s k. 346 m j. od Labské Stráně. Jde-li o stratigraficky shodné sedimenty se stříbrnickými, je výšková poloha belvederských uloženin (296 – 293 m resp. 178 – 175 m relativní výšky) výsledkem tektonického zdvihu území o ca 40 m vzhledem k předpokládané poloze údolního dna pliocenní řeky (obr. 2).

Zatímco stříbrnická lokalita navazuje v podélném profilu na terasu I₁ Ohře v Mostecké pánvi (B. Balatka 1995), výskyt níže položených písčitých štěrků na Mariánském vrchu v Ústí n. Labem (256 – 250 m, 123 – 117 m rel. v.) odpovídá v Mostecké pánvi terase I₂ (vysočanské), považované rovněž za svrchnopliocenní (J. Tyráček et al. 1985).

V souvislosti s polohou nejstarších fluvialních sedimentů se objevuje otázka doby založení labského údolí v Českém středohoří a Děčínské vrchovině. Příspěvkem k řešení tohoto problému jsou nálezy hornin a nerostů (mj. podkrkonošské chalcedony a araukarity, brdské železité křemeny a vltavíny) prokazatelně českého původu v labských sedimentech v okolí města Drážďan, které se pokládají za svrchnopliocenní (R. Rost et al. 1979), popř. za pliocenní (K. Genieser 1962 aj.). Tyto fluvialní sedimenty pravděpodobně odpovídají A terasám R. Grahmanna (1933) a R. Engelmanna (1938) a v současné době se zařazují do svrchní části spodního pliocénu (V. Bouška 1994, V. Bouška et al. 1995).

Výšková poloha tzv. postvulkanického zarovnaného povrchu v Českém středohoří (375 – 650 m n.m., V. Král 1966) naznačuje, že údolí Labe bylo zde založeno patrně ve svrchním miocénu, popř. ve spodním pliocénu, tedy v době před započatím intenzivních diferencovaných výzdvihů neovulkanické hrástě Českého středohoří. Dnes je zde údolí Labe zahloubeno ve snížené zóně mezi různě vyzdviženými krami. Rovněž na území Děčínské vrchoviny zaujalo Labe polohu nejnižší položené pískovcové kry na styku Dolnožlebské a Arnoltické vrchoviny, a to v době před etapou hlavních tektonických pohybů.

Z prokazatelně pleistocenních terasových úrovní je kromě údolních teras Labe průběžně vyvinuta jen III. terasa (V. Král 1966), tj. neštěmická terasa V. Šibravy (1972). Povrch štěrků leží nejvýše 80 – 85 m nad řekou (III₁), místy je vyvinuta o 5 – 7 m nižší erozní úroveň (III₂). Terasové sedimenty dosahují maximální mocnosti 27 m



Obr. 2 – Schéma etapovitého vývoje údolí Labe od svrchního pliocénu u Ústí nad Labem a Děčína. Z – zarovnané povrchy pliocenního stáří, I₁...VII₂ říční terasy. Číslice na pravé straně grafu představují nadmořské výšky terasových povrchů, na levé straně terasových bází.

(E. Růžicková 1968). Stratigraficky klíčová lokalita v Děčíně (u nemocnice, Foksche Höhe) se složitým souvrstvím proluviálních, glacialakustrinních a fluvialních sedimentů

odpovídá podle Šibravy (1967, 1972) jednak kataglaciální fázi prvního zalednění (me-nap, günz), jednak anaglaciální fázi prvního elsterského zalednění (mindel 1). Tento autor uvádí relativně nízkou polohu dna starého údolí ve výšce 40 – 50 m nad dnešní hladinou. Podle polohy v podélném profilu nebyly lokality III. terasy postiženy zjevnými tektonickými pohyby.

Ke IV. terase patří pouze šterky v Ústí nad Labem – Střekově ve 188 – 179 m (55 – 46 m rel. výšky). Výjimečně se rovněž zachovaly i sedimenty V. terasy – nebočadské V. Šibravy (1972) – s povrchem v Ústí nad Labem – Střekově ve 42 m, u Nebočad ve 37 m nad hladinou Labe. Tato terasa s předpokládanou dvoudílnou stavbou sedimentů odpovídá oběma elsterským zaledněním (mindel 1 a mindel 2, V. Šibrava 1972). Sporadické jsou též výskyty VI. terasy (ústecké V. Šibravy 1972), s povrchem 20 – 24 m a bází 16 – 18 m nad řekou (E. Růžičková 1978). Sedimenty této terasy jsou zařazovány jednak do druhého elsterského zalednění, jednak do chladného výkyvu elstersko-sálského interglaciálu (V. Šibrava 1972). Její geomorfologický tvar je tedy mladší než elsterské zalednění.

Průběžně vyvinuté terasy VII. skupiny se vyznačují složitou stavbou. Nejvyšší úroveň (VII₁) s povrchem 10 – 13 m nad řekou odpovídá hlavní terase E. Růžičkové (1978) a travčické terase V. Šibravy (1972); stratigraficky je řazena do sálského zalednění (drenthe, riss 1). Nižší stupeň s povrchem 6 – 8 m nad řekou je interpretován jako wartský (riss 2), šterky pod holocenními náplavy údolní nivy jsou viselského (würmského) stáří.

Báze terasy VII₁ leží podle vrtů většinou 3 – 4 m pod hladinou; skalní podloží terasy VII₂ má dvě úrovně – vyšší v 7 – 9 m a nižší 10 – 14 m pod hladinou. V ojedinělých případech zastihly vrty bázi sedimentů pod povrchem terasy VII₁ téměř v úrovni nejhlubší polohy báze terasy VII₂. Nejnižší polohy báze jsou vyvinuty v přehloubené brázdě, jejíž vznik zřejmě souvisí s intenzivní erozí po ústupu sálského ledovce, kdy došlo po akumulaci šterků VI. terasy k prohloubení údolí o nejméně 35 m. Hrubé až balvanité šterky bazálních poloh výplně brázd obsahují převážně horniny místního původu. Starší autoři (J. E. Hibsich 1899, R. Grahmann 1933 aj.) předpokládali, že würmské šterky pod holocenními náplavy spočívají na sedimentech risské terasy.

Povrch údolní nivy (3 – 4 m nad hladinou) vykazuje spolu s hladinou zvětšený sklon v horní části labského kaňonu, tj. v místech, kde se řeka zahlubuje do krystalinického podloží křídových hornin. Sklon hladiny Labe v 7 km dlouhém úseku pod ústím Ploučnice je 0,71%, v níže položené části jen 0,25% a nad ústím Ploučnice 0,38%.

4. Průběh vzniku kaňonovitého údolí Labe

Geomorfologickou analýzou byly v kaňonovitém údolí Labe zjištěny relikty erozně denudačních pásem, jejichž báze lze interpretovat jako dílčí úrovně zahlubování říční sítě v kvartéru (J. Kalvoda, J. Zvelebil 1983a,b, J. Zvelebil 1989). Tato erozně denudační pásma mají pouze lokální význam, hodnotíme-li je pomocí relativních výšek nad současným dnem údolí. Porovnání polohy reliktní erozně denudačních pásem mezi Děčínem a Hřenskem s terasovým systémem Labe mezi ústím Bíliny a Kamenice a s dalšími kvartérem geologickými údaji však poskytuje poměrně spolehlivou informaci o průběhu zahlubování říční sítě v Děčínské vrchovině. Opěrné profily byly v tomto smyslu zpracovány zejména v z. části Arnoltické vrchoviny mezi ústími Studeného potoka a Suché Kamenice, tedy na pravé straně střední části údolí Labe. Geomorfologickou mapu tohoto území zpracoval P. Šust (obr. 3). Korelace geomorfologické situace s inženýrskogeologickými poměry navíc ukázala (J. Kalvoda, J. Zvelebil 1989, J. Zvelebil 1989), že v současné době aktivní hluboce založené plouživé svahové pohy-

by a občasná katastrofická skalní říčení (srv. obr. 4) probíhají v pásmech reliktů fosilně rozrušených hmot destrukčních tvarů postupně rozšiřovaného labského údolí.

V mladším pliocénu měla Arnoltická vrchovina mezi Suchou Kamenicí a Studeným potokem mírně zvlněný reliéf s výraznější elevací čedičového suku Arnoltického vrchu. Nejnižší povrch „počedičové“ zarovnané úrovně představuje erozně denudační pásma A, jehož spodní částí odpovídá báze akumulace fluvialní terasy I₁. Relikt této terasy s povrchem 178 m relativní výšky se zachoval nad okrajem labského údolí na S od zotavovny Belvederu Labské Stráně. Teprve po uložení terasy I₁, která mohla náležet i pravostrannému přítoku Labe v Děčínské vrchovině, začala hloubková eroze této řeky sledovaná zpětnou erozí subsekventních toků. V mladším pliocénu tedy Labe protékalo poněkud západněji než v kvartéru, pravděpodobně přes území dolního toku Krippenbachu.

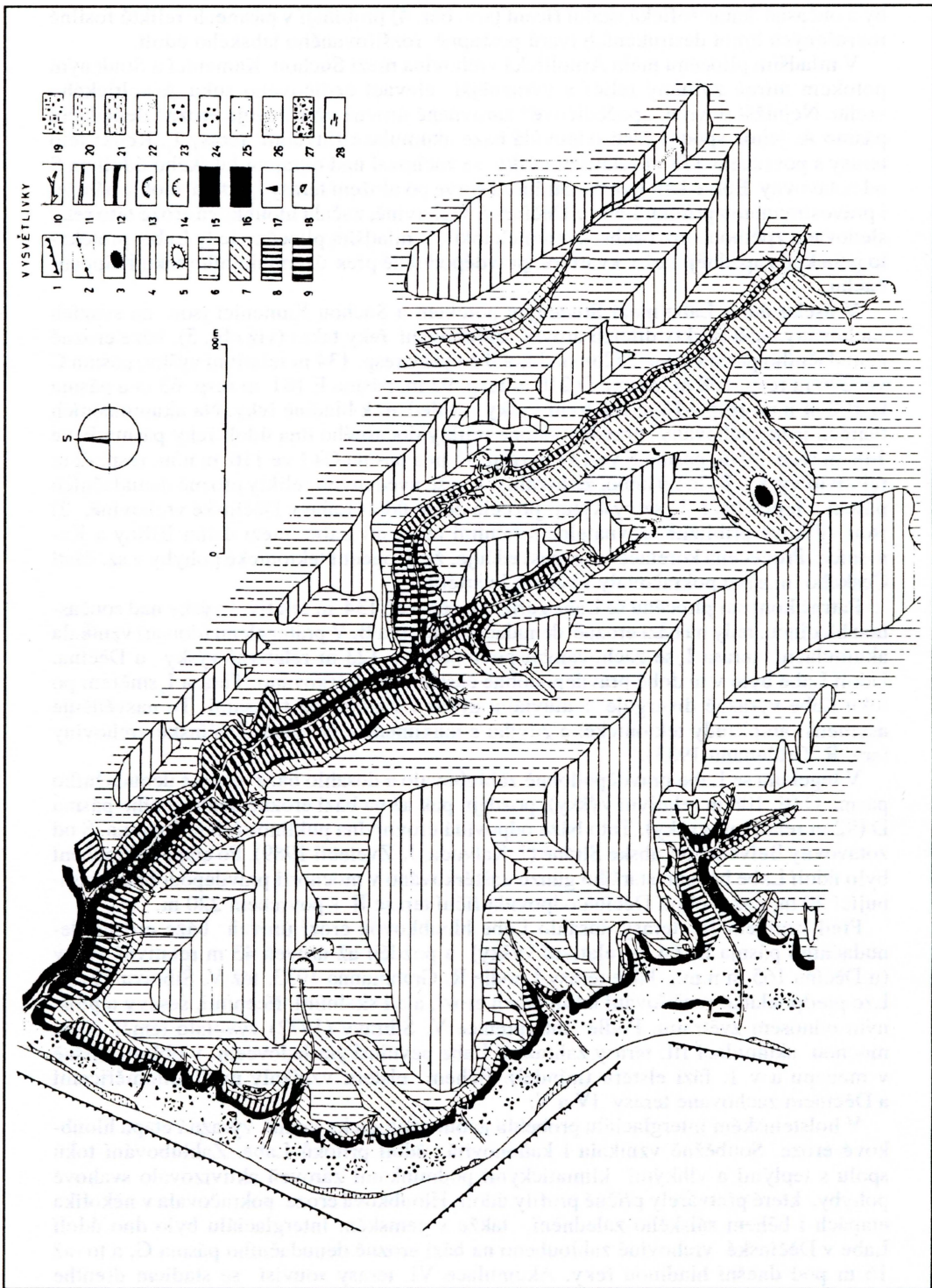
V úseku údolí Labe mezi Studeným potokem a Suchou Kamenicí jsou na svazích zachovány další reliktů dílčích úrovní zahlubování řeky takto (viz obr. 5): báze erozně denudačního pásma B ve 252 m nadmořské výšky resp. 134 m relativní výšky, pásma C ve 226 m resp. 108 m, pásma D 210 m resp. 92 m, pásma E 181 m resp. 63 m a pásma G 102 m n.m. resp. -16 m relativní výšky vzhledem k hladině řeky. Na akumulačních tvarech jsou zachovány pravděpodobné reliktů dočasného dna údolí řeky pásma F ve 148 m resp. 30 m, pásma F ve 131 m resp. 13 m a pásma G+1 ve 116 m n.m. resp. -2 m relativní výšky. Bylo zjištěno, že lokality s výše uvedenými reliktů erozně denudačních pásem a jejich bázi 1) se vyskytují po celé délce údolí Labe v Děčínské vrchovině, 2) jsou výškově přibližně srovnatelné s říčními terasami Labe mezi ústím Bíliny a Kamenice. Provedená korelace také nasvědčuje, že neogenní tektonické pohyby v sz. části Českého masivu pokračovaly i během kvartéru.

Patrně koncem pliocénu se Labe zařízlo na úroveň 134 m relativní výšky nad současnou hladinou, tedy na bázi erozně denudačního pásma B. V prátegelenu (donau) vznikala akumulační terasa I₂ se zachovaným povrchem ve 123 m relativní výšky u Děčína. Údolí Labe bylo v té době pravděpodobně částečně zašterkováno. Terasa I₂ směrem po toku Labe výrazně diverguje s aluviální nivou i s mladšími terasami. To nasvědčuje asymetrii amplitudy tektonického zdvihu s maximem v jv. části Děčínské vrchoviny (srv. R. Grahmann 1933).

V tegelenu se Labe pravděpodobně zahlubovalo a dosáhlo báze erozně denudačního pásma C (tj. 108 m relativní výšky), později pak až na bázi erozně denudačního pásma D (92 m relativní výšky). Tato báze odpovídá úrovni dna puklinových jeskyní na S od zotavovny Belveder u Labské Stráně (J. Kalvoda, J. Zvelebil 1989). Po etapě zahloubení bylo údolí Labe během staršího günzu zašterkováno v mocnosti pravděpodobně přesahující 20 m, což v okolí Děčína odpovídá říční terase II s povrchem 220 m.

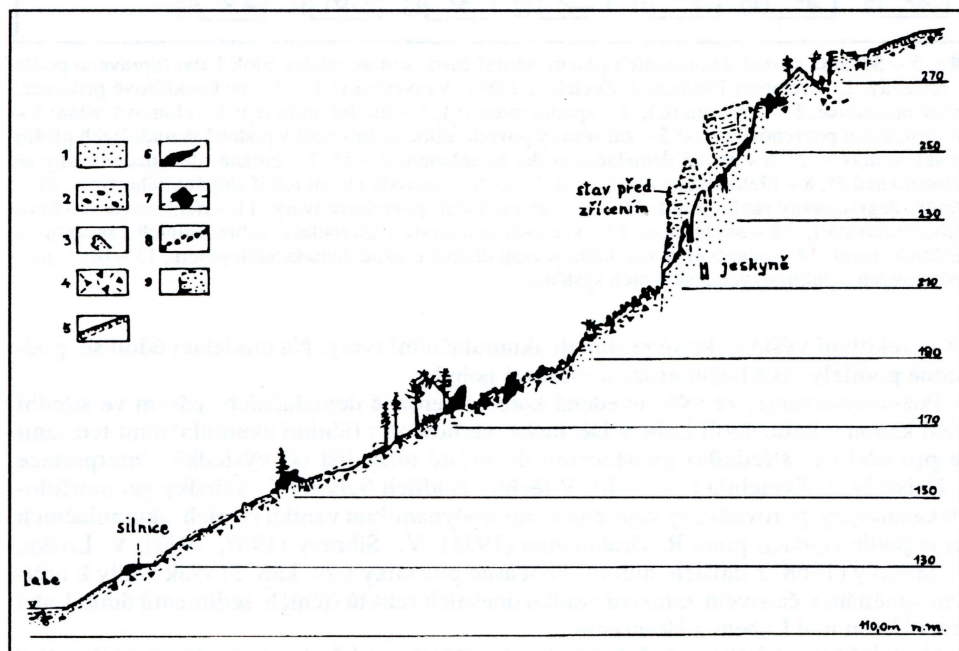
Před vznikem III. terasy dosáhlo Labe hloubkovou erozí úroveň báze erozně denudačního pásma E (64 m relativní výšky) a později až úroveň 43 m relativní výšky (u Děčína 165 m n.m., báze terasy I podle R. Grahmanna 1933, též V. Šibrava 1972). Lze předpokládat rozšiřování údolí nejen erozí, ale i skalními říčeními, sesuvy a plošným odnosem zvětralin. Podle interpretace V. Šibravy (1972) vyvolalo téměř 30 m mocnou akumulaci III. terasy zahrazení Labe pevninským ledovcem v oblasti Míšně v menapu a v I. fázi elsteru (mindel). Během elsteru vznikaly mezi Litoměřicemi a Děčínem zachované terasy IV a V.

V holsteinském interglaciálu proběhla geomorfologicky velmi výrazná etapa hloubkové eroze. Souběžně vznikala i kaňonovitá údolí přítoků Labe. Zahlubování toků spolu s teplými a vlhkými klimatickými podmínkami zároveň aktivizovalo svahové pohyby, které přetvářely příčné profily údolí. Hloubková eroze pokračovala v několika etapách i během sálského zalednění, takže v eemském interglaciálu bylo dno údolí Labe v Děčínské vrchovině zahloubeno na bázi erozně denudačního pásma G, a to až 16 m pod dnešní hladinou řeky. Akumulace VI. terasy souvisí se stadiem drenthe

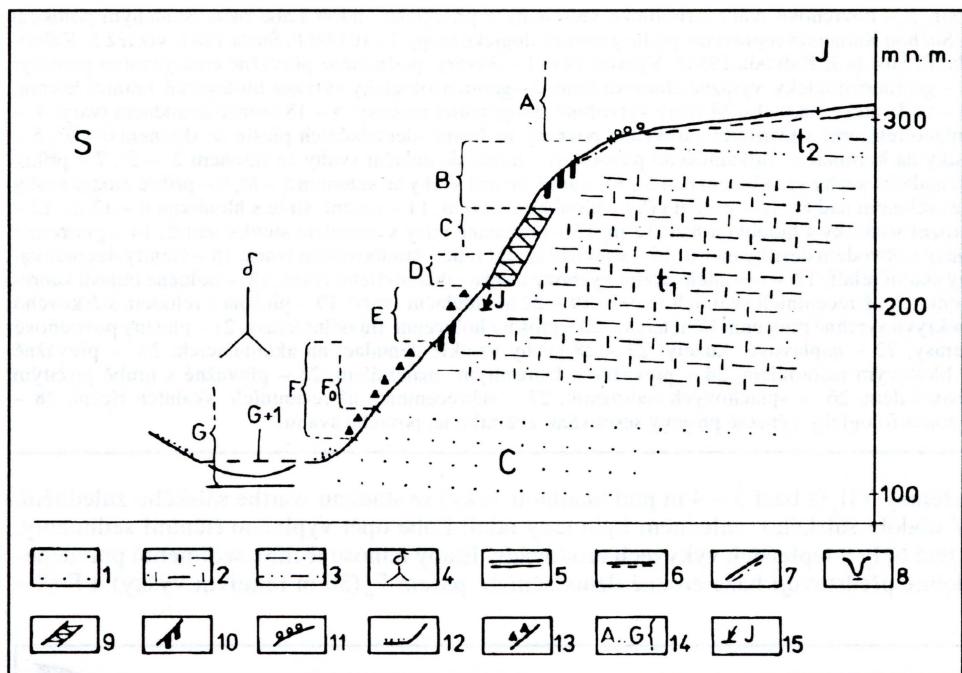


Obr. 3 – Povrchové tvary Arnoltické vrchoviny a přilehlého údolí Labe mezi Studeným potokem a Suchou Kamenicí (upraveno podle geomorfologické mapy 1 : 10 000 P. Šusta 1981, viz též J. Kalvoda, P. Šust in J. Kalvoda 1981). Vysvětlivky: 1 – 3 tvary podmíněné převážně endogenními procesy: 1 – geomorfologicky výrazné zlomové linie, 2 – geomorfologicky výrazné litologické hranice hornin, 3 – vulkanické suky; 4 – 28 tvary vytvořené exogenními procesy: 4 – 18 erozně denudační tvary: 4 – mladofétihorní a kvartérní zarovnané povrchy ve formě denudačních plošin se sklonem 0 – 2°, 5 – suky na horninách vulkanického původu, 6 – mírné denudační svahy se sklonem 2 – 5°, 7 – příkré denudační svahy se sklonem nad 5°, 8 – mírné erozní svahy se sklonem 5 – 8°, 9 – příkré erozní svahy se sklonem nad 8°, 10 – erozní rýhy s hloubkou do 6 m, 11 – erozní strže s hloubkou 6 – 12 m, 12 – erozní soutěsky s hloubkou nad 12 m, 13 – pramenné mýsy s obvodem stovky metrů, 14 – pramenné mýsy s obvodem desítky metrů, 15 – souvislý skalní reliéf hradbovitého tvaru, 16 – členitý degradovaný skalní reliéf, 17 – ojedinělé skalní výchozy a věže jehlanovitého tvaru, 18 – odlučné oblasti subrecentních až recentních skalních říčních; 19 – 22 akumulční tvary: 19 – plošina s reliktem šterkového pokryvu svrchně pliocenní říční terasy, 20 – plošiny holocenní fluvialní terasy, 21 – plošiny povodňové terasy, 22 – náplavové kužely; 23 – 28 svahy vzniklé denudací na akumulcích: 23 – převážně s blokovým materiálem, 24 – převážně s kamenitým materiálem, 25 – převážně s hrubě písčítým materiálem, 26 – splachových sedimentů, 27 – subrecentních až recentních skalních říčních, 28 – geomorfologicky výrazné projevy sesouvání zvětralín na povrchu svahů.

a terasy VII₁ (s bází 3 – 4 m pod hladinou řeky) se stadiem warthe sálského zalednění. V období sálského zalednění bylo tedy údolí Labe opět vyplněno říčními sedimenty, které byly v teplejších výkyvech erodovány. Etapy odnosu těchto sedimentů pravděpodobně představují báze erozně denudačních pásem F₀ (30 m relativní výšky) a F (8 –



Obr. 4 – Schematický inženýrskogeologický profil oblastí skalního zřícení z března 1978 nad státní silnicí Děčín – Hřensko na Z od Labské Stráně (zjednodušeno podle J. Zvelebila, J. Rybáře 1978). Vysvětlivky: 1 – kvádřové pískovce spodnoturonského stáří; 2 – 6 pokryvné útvary kvartérního stáří: 2 – fluvialní sedimenty: písky a písčité šterky; 3 – 5 svahové sedimenty: 3 – starší zřícené bloky, 4 – kamenitopísčítá suť, 5 – původní povrch s vrstvou humusu, 6 – antropogenní akumulace (navážka); 7 – 9 stav po říčení: 7 – nově zřícené bloky, 8 – nová kamenitá a písčítá suť, 9 – nově vytvořené plochy skalních svahů.



Obr. 5 – Schéma erozně denudačních pásem střední části kaňonovitého údolí Labe (upraveno podle J. Kalvody, J. Zvelebila 1983a,b, J. Zvelebila 1989): Vysvětlivky: 1 – 3 svrchnokřídové pískovce, místy prachovce: 1 – cenoman (C), 2 – spodní turon (t_1), 3 – střední turon (t_2); 4 – zlomová zóna; 5 – 10 destrukční povrchové tvary: 5 – zarovnaný povrch pliocenního stáří v podobě denudačních plošin se sklonem $0 - 2^\circ$, 6 – mírně denudační svahy se sklonem $2 - 5^\circ$, 7 – erozně denudační svahy se sklonem nad 5° , 8 – přehlubené dno koryta Labe, 9 – souvislý skalní reliéf stupňovitého typu, 10 – členitý degradovaný skalní reliéf; 11 – 13 – akumulární povrchové tvary: 11 – říční terasa svrchnopliocenního stáří, 12 – údolní niva, 13 – svahové sedimenty a akumulace subrecentních a recentních skalních říčních; 14 – označení a vertikální rozsah dílčích erozně denudačních pásem, 15 – báze rozsedinových a puklinových jeskynních systémů.

18 m relativní výšky), které probíhají akumulárními tvary. Na modelaci údolí se podstatně podílely také boční eroze a svahové pohyby.

Poznamenáváme, že výše uvedená korelace erozně denudačních pásem ve střední části kaňonovitého údolí Labe v Děčínské vrchovině s říčními akumulárními terasami se pro období středního pleistocénu do určité míry liší od výsledků interpretace J. Kalvody, J. Zvelebila (1983a,b). V těchto studiích byly totiž výsledky geomorfologické analýzy porovnávány zejména s chronodynamikou vzniku říčních akumulčních teras podle starších prací R. Grahmanna (1933), V. Šibravy (1967, 1972), V. Ložka, V. Šibravy (1968) a dalších autorů. Současné poznatky (srv. kap. 3) však vedly k určitým změnám v časovém zařazení vzniku dnešních reliktních říčních sedimentů údolí Labe mezi Ústím nad Labem a Hřenskem.

V období viselského zalednění (würm) opět převládaly kryogenní a periglaciální modelační procesy. Zároveň probíhala sedimentace říční terasy VII₂. Po uložení sedimentů této terasy následovalo období hloubkové eroze, která dosáhla úrovně přibližně 1 m pod hladinou současného Labe. Na bázi tohoto erozně denudačního pásma G+1 spočívají holocenní štěrky a písky údolní nivy (s relativní výškou povrchu 1 – 6 m), dále pak povodňové hlíny a písky. V postglaciálu vznikaly též mohutné hlinitopísčité až balvanité akumulace spodních částí svahů. Řada potoků, které již

Tabulka 1

Schéma průběhu antecedentního prohlubování kaňonovitého údolí Labe v Děčínské vrchovině

Stratigrafické období podle klasifikace středoevropské (alpské)	Geologické stáří (v 10 ⁶ let)	Stratigraficky významné údaje o vývoji reliéfu údolí Labe v Děčínské vrchovině	Poznámky o interpretaci V. Šibravy (1972) a dalších prací mezi Ústím nad Labem a Hřenskem
pliocén	-5,30-	Denudace turonských pískovců na povrchu "počedičové" zarovnané úrovně v podmínkách teplého vlhkého podnebí. Vznik říční akumulční terasy A s povrchem 188 m a bází 183 m relativní výšky (dále povrch/báze) u Ústí n. Labem. Báze erozně denudační úrovně A s rel. v. 175 m (vždy mezi Suchou Kamenicí a Studeným potokem). Vznik terasy I ₁ (142/132 m u Ústí n. Labem, 178/175 m u Labské Stráně).	R. Grahmann (1933): vznik teras A ₁ s povrchy 200 až 160 m a A ₂ 135 m rel. v.
tegelien (donau 1)	-1,80-	Báze erozně denudační úrovně B s rel. v. 134 m. Vznik terasy I ₂ (123/117 m u Ústí n. Labem).	V. Šibrava (1972): nejstarší terasové stupně v rel. v. 100 - 150 m s nálezy Archidiskodona (donau - prätegelien)
eburon (donau 2) waal menap (günz 1)	-1,64-	Sekulární tektonický zdvih a postupné ochlazování podnebí. Báze erozně denudační úrovně C s rel. v. 108 m a D s rel. v. 92 m. Vznik terasy II (97/81 m u Ústí n. Labem a 88/80(?) m u Děčína).	R. Grahmann (1933): terasa E s povrchem 120 - 110 m rel. v. V. Šibrava (1972): terasa 70 - 90 m rel. v. (starší günz - eburon, waal).
bavel (günz 2)	-1,05-	Báze erozně denudační úrovně E s rel. v. 64 m. Vznik terasy III ₁ (82/62 m u Ústí n. Labem, 81/58 (43) u Děčína).	R. Grahmann (1933): terasa I s povrchem 90 - 80 m a bází 55 - 45 m rel. v. V. Šibrava (1972): starší akumulace neštěnické terasy (mladší günz-menap)
cromer (günz/mindel)	-0,85-	Oteplení a zvýšení vlhkosti podnebí v interglaciálu, etapové zahlubování Labe a jeho přítoků. Vznik terasy III ₂ (75/62 m u Ústí n. Labem, 73/58 (43) m u Děčína).	mladší akumulace neštěnické terasy - starší mindel (1. elsterské zalednění)
elster 1 (mindel 1)	-0,55-	Vznik terasy IV (55/46 m u Ústí n. Labem).	starší akumulace nebočadské terasy (starší mindel - 1. elsterské zalednění)
elster 2 (mindel 2) holstein (mindel/riss)	-0,47-	Vznik terasy V ₁ (42/27 m u Ústí n. Labem, 37/32 m u Děčína) a V ₂ .	mladší akumulace nebočadské terasy (mladší mindel - 2. elsterské zalednění)
saale, stadium drenthe (riss 1) -0,20-	-0,43-	Silná hloubková eroze s postupným zahlubováním Labe až pod úroveň současného dna řeky; aktivace svahových pohybů na svazích údolí. Vznik terasy VI ₁ (24/16 m u Ústí n. Labem), terasa VI ₂ není zachována.	starší akumulace ústecké terasy (mladší mindel - 2. elsterské zalednění)
	-0,30-	Oblast Děčínské vrchoviny je v předpolí pevninského ledovce, výrazný vliv periglaciálních procesů. Vznik terasy VII ₁ (12/-2 m u Ústí n. La-	mladší akumulace ústecké terasy (praeriss - elstersko-sálský interglaciál, chlad. výkyv). R. Grahmann (1933): terasa O s povrchy 70 - 25 m a bází -8 až -15 m rel. v., terasa U s povrchem 12 - 10 m rel. v. V. Šibrava (1972):

Tabulka 1 – pokračování

Stratigrafické období podle klasifikace středoevropské (alpské)	Geologické stáří (v 10 ⁶ let)	Stratigraficky významné údaje o vývoji reliéfu údolí Labe v Děčínské vrchovině	Poznámky o interpretaci V. Šibravy (1972) a dalších prací mezi Ústím nad Labem a Hřenskem
saale, stadium warthe (riss 2)		bem, 13/-3 m u Děčína) Báze erozní denudační úrovně G s rel. v. -16 m mezi Studeným potokem a Hřenskem. Po zašterkování údolí vznikaly na akumulacích tvarech báze úrovní F ₀ a F s rel. v. 30 m resp. 13 m.	starší akumulace travčické terasy (praeriss - elstersko-sálský interglaciál, chladný výkyv). mladší akumulace travčické terasy (starší riss - sálské zalednění s.s. stadium drenthe).
eem (riss/würm)	-0,13-	Výrazné oteplení a vlhké podnebí v interglaciálu, intenzivní odnos kvartérních sedimentů a eroze, svahové pohyby.	
weichsel, časný a vrcholný (würm 1, 2)	-0,10-	Vznik terasy VII, (8/-10 m u Ústí n. La- I bem, 8/-14 m u Děčína). Báze erozní denudační úrovně G+1 s rel. v. -2 m.	V. Šibrava (1972): starší akumulace lovosické terasy (starší riss - sálské zalednění s.s.). mladší akumulace lovosické terasy (mladší riss - wartské zaled.)
weichsel, pozdní (würm 3)	-0,04-	Vývoj svahů v periglaciálním klimatu, později postupné oteplování.	nejmladší fluvialní šterkopísky (würm - viselské zalednění, postglaciál).
	-0,01-	Vznik akumulací údolní nivy (4/-3 m u Ústí n. Labem a 4/-3 m u Děčína)	
holocén	-0,00-	Četná skalní řícení a sesuvy. Občasná sedimentace povodňových hlín a písků, antropogenní modelace reliéfu.	

převážně zanikly, prohlubovala zejména ve vlhčích obdobích holocénu boční krátká údolí a erozní zářezy.

Dynamika vývoje svahů v údolí Labe závisela v kvartéru na průběhu jeho antecedentního prohlubování a na měnících se klimato-morfogenetických procesech jak v podmínkách chladného a semiaridního podnebí glaciálů, tak v humidním, sezónně periglaciálním či mírně teplém podnebí interglaciálů a holocénu. Rozsáhlá destrukce mrazem porušených svahů během glaciálů, včetně skalních řícení a sesuvů, probíhala pravděpodobně již v kataglaciálech a zejména pak v ranných interglaciálech (J. Zvelebil 1989). Během zahlubování říční sítě do kerně rozlámaných křídových sedimentů se mírně denudační svahy vyvíjely na úkor plochy zarovnaných povrchů. Při hloubkové erozi toků mohlo v nově odhalených skalních masivech probíhat intenzivní zvětrávání pískovců podél sekundárních ploch diskontinuity (B. Balatka, J. Sládek 1984, J. Kalvoda, J. Zvelebil 1989). V údolí Labe docházelo opakovaně k ústupu skalních stěn současně do masivu a ve směru odspoda nahoru. Úpatí skalních svahů byla rovněž zakrývána produkty rozrušování stěn a fluvialními akumulacemi.

Na modelaci svahů kaňonovitého údolí Labe mezi Děčínem a Hřenskem se v posledních desetiletích podílí i antropogenní činnost. Jedná se zejména o regulaci toků, těžbu kamene, výstavbu a provoz silnice, železnice a cest, lokální stavební úpravy terénu a chemické zvětrávání přípovrchové části skalních svahů průmyslovými exhalacemi. Údolí Labe v Děčínské vrchovině je tedy mezinárodním dopravním koridorem s nezanedbatelným přírodním rizikem. Stálý inženýrskogeologický průzkum skalních stěn (např. J. Zajíc et al. 1975, J. Zvelebil, J. Kalvoda 1980, M. Kulič 1986, J. Stemberk 1986) a měření svahových pohybů (J. Zvelebil 1979, 1989, J. Rybář, J. Zvelebil 1980) jsou proto plně opodstatněné.

Skalní reliéf údolí Labe v Děčínské vrchovině lze rozdělit na tři hlavní typy (J. Kalvoda, J. Zvelebil 1983a,b): 1) Souvislý skalní reliéf hradbovitého typu tvoří

zejména horní části svahů, přičemž jeho relativní výška se snižuje od J k S z 80 m až na 30 m. Současně klesá i výška z. úbočí Arnoltické vrchoviny od Růžové vyhlídky (432,5 m n.m.) nad ústí Suché Kamenice (280 m n.m.). Tento typ skalního reliéfu je nápadný svislými stěnami v kompaktních turonských pískovcích a představuje původně hlubší partie málo rozpukaných masivů. 2) Souvislý velmi členitý skalní reliéf stupňovitěho typu je vyvinut převážně ve středních částech svahů údolí Labe. Je podstatně více rozčleněn, přičemž relativní výšky dílčích skalních defilé nepřesahují většinou 20 m. 3) Členitý degradovaný skalní reliéf, izolované věže a výchozy jsou zachovány převážně v různých úrovních subsekventních vodních toků či v zářezech erozních rýh. Jsou to souvislé pásy obnažených pískovců, jejichž čelní plochy jsou rozčleněny roklami, žleby a puklinami. Ojedinelé skalní výchozy a věže dosahují výšek 10 – 30 m.

Úpatní části svahů labského údolí kryjí až 30 m mocné akumulace pískovcových sutí a pískových osypů. Pískovcové bloky o objemu až 20 m³ pocházejí ze skalních řícení. Polohy sutí se objevují i ve fluvialních sedimentech údolní terasy.

5. Závěr

Údolí Labe v Děčínské vrchovině vznikalo od miocénu v morfostrukturně složitě diferencovaném pásmu tektonicky aktivních zón sz. části Českého masivu. Výrazná hloubková a zpětná eroze Labe a jeho přítoků začala v pliocénu a v současné době existující kaňonovitá údolí Děčínské vrchoviny jsou kvartérního stáří. Je jistě pozoruhodné, že mezihorské pásmo Děčínské vrchoviny si zachovalo relativně nižší polohu reliéfu vzhledem ke krušnohorské a lužické oblasti již od staršího terciéru. Tento trend pokračoval i během vulkanických fází a kerných zdvihů v neogénu a kvartéru.

V této práci jsme provedli korelaci dosavadních poznatků o paleogeografickém vývoji sz. části Českého masivu (např. J. Moschelesová 1923, R. Grahmann 1933, R. Engelman 1941, V. Král 1966, V. Šibrava 1966, 1972) s výsledky geomorfologické analýzy povrchových tvarů v oblasti kaňonovitěho údolí Labe v Děčínské vrchovině a systému říčních teras Labe mezi ústím Bíliny a Kamenice. Tento přístup umožnil rekonstrukci průběhu vzniku antecedentního údolí Labe v Děčínské vrchovině (kap. 4) a do určité míry také formulaci hlavních nedořešených problémů. Na základě inženýrskogeologických a geomorfologických pozorování (viz J. Rybář, J. Zvelebil 1981, J. Kalvoda, J. Zvelebil 1983a,b, J. Zvelebil 1989 a další) byly též popsány hlavní rysy vývoje svahů v údolí Labe mezi Děčínem a Hřenskem, včetně vzniku svahových pohybů. Při výše uvedených korelacích použita metodika a postup prací přinesly uspokojivé výsledky zejména při stanovení sledu vůdčích reliéfových událostí a klimato-morfogenetických procesů v pliocénu a kvartéru. Zásadní otázkou však zůstává hodnocení chronodynamiky těchto jevů (včetně absolutního datování, srv. Q. Záruba et al. 1977, J. Tyráček et al. 1985, A. Kočí et al. 1991, J. Tyráček in J. Klomínský 1994, B. Balatka 1995) a její interpretace v kontextu paleogeografického vývoje Českého masivu a oblasti severoevropského pevninského zalednění v kvartéru.

Současný stav poznatků o průběhu antecedentního prohlubování kaňonovitěho údolí Labe v Děčínské vrchovině jsme vyjádřili schématem v tabulce I. Toto schéma indikuje nejen hlavní rysy chronodynamiky vývoje této části labského údolí od pliocénu do současnosti, ale též možné varianty interpretace časového zařazení hlavních reliéfových událostí. V tomto ohledu jsou ovšem otevřené zásadní problémy: 1) datování teras I₁ a I₂ údajně svrchnopliocenního stáří s povrchy 178 m resp. 123 m relativní výšky nad současnou hladinou Labe; 2) určení období vzniku báze i akumulace sedimentů III. říční terasy a jejich časová korelace s etapami postupu severoevropského pevninského ledovce ve starším pleistocénu; 3) stanovení geomorfologických a geologických projevů zásahu některými autory předpokládaného ledovcového jezera

v údolí Labe a přítoků; 4) bližšího určení doby a fází výrazné hloubkové eroze od holsteinského do eemského interglaciálu; 5) potvrzení časové korelace období vzniku říčních teras VI a VII₁ se stadii sálského zalednění.

Relikty reliéfu neogenního stáří, zejména pak strukturně denudační zarovnané povrchy, jsou ve sledované části Arnoltické vrchoviny zachovány do výšky 346 m n.m. V průběhu zahlubování Labe i jeho přítoků, jehož příčinou byl sekulární tektonický zdvih Českého masivu, se od pliocénu selektivně uplatňoval morfostrukturní plán zlomových pásem v mesozoických sedimentárních horninách.

Je pravděpodobné, že hloubková eroze labské říční sítě v Děčínské vrchovině již v pliocénu přesáhla 50 m. Od vzniku terasy I₁ u Labské Stráně se Labe zahloubilo o dalších 180–200 m, přičemž jeho současné skalní dno mohlo existovat již ve stadiu drenthe sálského zalednění (tj. před cca 250 000 lety), nejpozději však v eemském interglaciálu před 100 000 lety.

Dalším unikátním rysem vývoje antecedentního údolí Labe v sz. části Českého masivu je nesporně jeho opakované vyplňování fluvialními, svahovými a dalšími sedimenty kvartérního stáří s mocnostmi až desítky metrů. V průběhu hlavních etap říční eroze pak byly tyto sedimenty, včetně akumulací sesuvů a skalních řícení, transportovány k SZ mimo území Českého masivu. Svahové polyby na bocích a říční eroze holocenických sedimentů dna údolí Labe v Děčínské vrchovině pokračují i v současné době.

L i t e r a t u r a :

- BALATKA, B. (1995): Terasy střední a dolní Bíliny – spojovací článek terasových systémů Ohře a Labe. Sborník ČSG, 100, Praha. (V tisku.)
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962a): Říční terasy v českých zemích. Naklad. ČSAV, Praha.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962b): Terasový systém Vltavy a Labe mezi Kralupy a Českým středohořím. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 72, II, Praha, 62 s.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1976): Terasový systém střední a dolní Ohře. Acta Univ. Carol., Geographica, 2, 12, Praha, s. 3-24.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1973): Geomorfologický vývoj dolního Poohří. Rozpr. ČSAV, ř. mat.–př. věd, 85, 5, Praha, 70 s.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1978): Ke geomorfologii řečiště dolní Kamenice. SČSSZ 83, 2, Praha, s. 143-149.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1984): Typizace reliéfu kvádrových pískovců české křídové pánve. Rozpr. ČSAV, ř. mat. přír. věd, 94, 6, Praha, 80 s.
- BALATKA, B., CZUDEK, T., DEMEK, J., SLÁDEK, J. (1973): Regionální členění reliéfu ČSR. SČSSZ 78, 2, Praha, s. 81-96.
- BECK, R., HIBSCH, J. (1895): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Grosser Winterberg – Tetschen. Leipzig, 81 s.
- BOUŠKA, V. (1994): Moldavites. The Czech Tectites. Praha, 70 s.
- BOUŠKA, V., MOTTL V., ROST, R., ŠEVČÍK, J. (1995): Moldavites from the Cheb Basin. Věstník ČGÚ, Praha. (V tisku.)
- BUDAY, T. ET AL. (1961): Tektonický vývoj Československa. Academia, Praha.
- ENGELMANN, R. (1938): Der Elbedurchbruch – Geomorphologische Untersuchungen im oberen Elbgebiete. Abhandg. d. Geogr. Ges. Wien 13, 2, Wien, 139 s.
- ENGELMANN, R. (1941): Krustenbewegungen und morphologische Entwicklung im Bereich der Böhmisches Masse. Mitt. d. G. G. Wien, Wien, s. 179-196.
- GENIESER, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. Eiszeitalter und Gegenwart 13, Öhringen/Württemberg, s. 141-156.
- GLÖCKNER, P. (1964): Geomorfologická mapa povodí Kamenice. Dipl. pr. Kat. fyz. geogr. a kartogr. PřFUK, Praha.
- GLÖCKNER, P. (1967): Terasy labské Kamenice. SČSSZ 72, 4, Praha, s. 281-295.
- GRAHMANN, R. (1933): Die Geschichte des Elbetales von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. – Mitt. d. Ver. f. Erdkunde, NF, Dresden, s. 132-194.
- GREGOR, T. (1959): Terasy řeky Ploučnice od České Lípy až k jejímu ústí do Labe. Dipl. pr. Kat. fyz. geogr. a kart. PřF UK, Praha.

- GREGOR, T., TESAŘÍK, K. (1959): Terasy řeky Ploučnice. *SČSSZ* 64, 4, Praha, s. 303-323.
- HIBSCH, J. E. (1899): Versuch einer Gliederung der Diluvialgebilde im nordböhmischem Elbthale. *Jahrbuch d. K. k. Geol. Reichsan.*, 49, Wien, s. 641-648.
- HIBSCH, J. E. (1904): Geologische Karte des Böhmischem Mittelgebirges. Blatt V (Grossrisenen). Wien, 126 s.
- HIBSCH, J. E. (1904): Geologische Karte des Böhmischem Mittelgebirges. Blatt IV (Aussig). Wien, 80 s.
- KALVODA, J. (1980): Výzkum stability skalních stěn podél silnice Děčín – Hřensko. II. Morfogenetická analýza příčin vzniku recentních skalních říčení v údolí Labe mezi Děčínem a Hřenskem. Dílčt výzk. zpráva ÚGG ČSAV, Geofond, Praha.
- KALVODA, J., ZVELEBIL, J. (1983a): Dynamika a typy porušování svahů při vývoji údolí Labe v Děčínské vrchovině. *Acta Montana*, 63, ÚGG ČSAV, Praha, s. 5-74.
- KALVODA, J., ZVELEBIL, J. (1983b): Porušování skalních svahů údolí Labe v Děčínské vrchovině. *Sborník prací Geografického ústavu ČSAV*, 1, Brno, s. 163-173.
- KALVODA, J., ZVELEBIL, J. (1989): Vývoj skalních svahů a pseudokrasových jeskyní údolí Labe v Děčínské vrchovině. *Sborník „Symposium o krasu Sudetské soustavy“*, Knih. České speleologické společnosti, sv. 10, Praha, s. 112-126.
- KLEIN, V., OPLETAL, M., PRAŽÁK, J. (1967): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1 : 25 000, list M – 33 – 41 – A – c (Königstein) a M – 33 – 41 – A – d (Hřensko). Geofond, Praha.
- KLOMÍNSKÝ, J., Editor (1994): Geologický atlas České republiky. Stratigrafie. ČGÚ, Praha.
- KOČÍ, A., RŮŽIČKOVÁ, E., KADLEC, J. (1991): On dating of the Labe river terraces in the environs of Ústí nad Labem. *Věstník ÚÚG*, 66, 1, Praha, s. 43-49.
- KOPECKÝ, L. ET AL. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M – 33 – IX. Praha.
- KRÁL, V. (1966): Geomorfologie střední části Českého středohoří. *Rozpravy ČSAV*, řada MPV, 76, 5, Praha 66 s.
- KULIČ, M. (1986): Inženýrskogeologické mapování labského kaňonu v úseku Dolnožlebský potok – Suchá Kamenice, se zaměřením na stabilitní poměry. MS, D.P., kat. HIG, PFF UK, Praha, 89 s.
- KUNSKÝ, J. (1966): Terasový systém labský a jeho vztah ke čtvrtohornímu zalednění kontinentálního a horskému. *Acta Univ. Carol., Geogr.*, 2, s. 1-2, Praha, s. 21-22.
- LAMPRECHT, F. (1935): Gesteins und fluibedingte Grossformen des Elbsansteingebirges. *Mitt. d. Ver. f. Erdkunde zu Dresden* 9, Dresden, s. 111 – 157.
- LIEBUS, A. (1929): Über die Säugetierfauna der Quartärablagerungen aus der Umgebung von Aussig a.d.E. *Lotos*, 77, Prag, s. 121-150.
- LOŽEK, V., ŠIBRAVA, V. (1968): Zur Altersstellung der jüngsten Labe-Terrassen. *Sb. geol. věd, ř. A*, 5, Praha, s. 7-31.
- MALKOVSKÝ, M. (1976): Saxonische Tektonik der Böhmischem Masse. *Geol. Rundschau*, 65, 1, Stuttgart, s. 127-143.
- MALKOVSKÝ, M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. *Knih. ÚÚG*, 53, Praha, 176 s.
- MOSCHELES, J. (1920): Das Böhmischem Mittelgebirge. *Zeitschr. f. Gess. f. Erd. zu Berlin* 1920, Berlin, s. 24-59, 117-146.
- MOSCHELESOVA, J. (1923): Morfologické důkazy nejmladších tektonických pohybů v severozápadních Čechách. *SČSSZ* 19, Praha, s. 132-134.
- PRÁGER, F., LEMKE, F. (1967): Anlage einer geologischen Speziallinie „Elbtalgraben“. *Vermessungstechnik* 15, 6, Berlin, s. 229-231.
- RATHER, V., WAGNER, A. (1975): Kleintektonische Bewegungen als Ursache der Höhlenbildung im Elbtal zwischen Wehlen und Posta. *Die Höhlenforscher* 7, s. 21-25, Dresden.
- ROST, R., NICHT, H., WAGNER, H. (1979): Moldavite aus der Umgebung von Dresden, DDR. *Čas. mineral. geol.*, 24, Praha, s. 263-271.
- RŮŽIČKOVÁ, E. (1968): Zpráva o petrografickém výzkumu v oblasti Českého středohoří a mapování na listu Ústí n Labem – západ. *Žpr. geol. výzk.* 1966, Praha, s. 333-335.
- RŮŽIČKOVÁ, E. (1978): Význam sedimentů středního pleistocénu pro stratigrafii kvartéru v oblasti Českého středohoří. *Rigor. pr.*, PFF UK, Praha, MS, 91 s.
- RYBÁŘ, J., ZVELEBIL, J. (1980): Felssturz bei Hřensko im Elbsandsteingebirge. *Z. angew. Geol.*, 26, 3, Berlin, s. 153-155.
- STEMBERK, J. (1986): Inženýrskogeologické mapování labského kaňonu mezi Tyršovými věžemi a Prostředním Žlebem. MS, D.P., kat. HIG, PFF UK Praha, 64 s.
- ŠIBRAVA, V. (1966): Das Pleistozän im Bereich des Elbtalgrabens auf dem Gebiet der ČSSR. *Geologie*, 15, 1, Berlin, s. 67-78.
- ŠIBRAVA, V. (1967): Study on the Pleistocene of the glaciated and non-glaciated area of the Bohe-

- mian Massif. Sb. geol. věd, ř. A, 4, Praha, s. 7-38.
- ŠIBRAVA, V. (1972): Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. Sb. geol. věd, ř. A, 8, Praha, s. 1-218.
- ŠIBRAVA, V., VÁCL, J. (1962): Nové důkazy kontinentálního zalednění severních Čech. Sb. geol. věd, ř. A, 11, Praha, s. 85-91.
- ŠUST, P. (1981): Geomorfologická mapa území mezi Studeným potokem a Suchou Kamenicí v Děčínské vrchovině. Dipl. pr. Kat. fyz. geogr. a kart. PřFUK, Praha.
- ŠUST, P., KALVODA, J. (1982): Geomorfologická mapa modelového území Labská Stráň mezi Studeným potokem a Suchou Kamenicí. In J. Kalvoda: Výzkum stability skalních stěn podél silnice Děčín – Hřensko. II. Morfogenetická analýza příčin vzniku recentních skalních říčních údolí Labe mezi Děčínem a Hřenskem. Výzk. zpr. ÚGG ČSAV, Geofond Praha 1981.
- THURM, H. (1973): Untersuchung des vertikalen und horizontalen Bewegungsverhaltens der Erdkruste im Testgebiet Elbetalzone. – Vermessungstechnik 7, Berlin, s. 267-271.
- TYRÁČEK, J., MINAŘIKOVÁ, D., KOČÍ, A. (1985): Stáří vysočanské terasy Ohře. Věst. ÚÚG, 60, Praha, s. 77-86.
- URBÁNEK, K. (1951): Útržky svrchního turonu na Stoličné hoře u Děčína. – Věst. ÚÚG, 26, Praha, s. 189-193.
- ZAJÍC, J., KRÁL, J., DANIEL, J. (1975): Průzkum skalních stěn a svahů na Děčínsku. – Sb. geol. věd, ř. HIG, 12, Praha, s. 137-170.
- ZÁRUBA, Q., BUCHA, V., LOŽEK, V. (1977): Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy. Rozpr. ČSAV, ř. mat.-přír. věd, 87, 1, Praha, s. 1-90.
- ZVELEBIL, J. (1979): Skalní říčení nad státní silnicí Děčín – Hřensko. Závěr. zpr. o inženýrsko-geologickém výzkumu, MS ÚGG ČSAV, Geofond, Praha.
- ZVELEBIL, J. (1989): Inženýrsko-geologické aspekty vývoje skalních svahů v Děčínské vrchovině. – Kandidátská dizertační práce, ÚGG ČSAV, Praha, 282 s. + příl.
- ZVELEBIL, J., KALVODA, J. (1980): Výzkum stability skalních stěn podél silnice Děčín – Hřensko. Díl. zpr. ÚGG ČSAV, Geofond, Praha.
- ZVELEBIL J., RYBÁŘ J. (1978): Skalní říčení nad státní silnicí Děčín – Hřensko. Dílčí zpráva o inženýrsko-geologickém výzkumu, MS, ÚGG ČSAV, Praha.

Z u s a m m e n f a s s u n g

ENTWICKLUNG DES ELBETALES IM DĚČÍNSKÁ VRCHOVINA (HOCHLAND, ELBSANDSTEINGEBIRGE)

Das antezedente Tal der Elbe im Děčínská vrchovina (Hochland, Elbsandsteingebirge) ist in den östlichen Rand des Sněžnická hornatina (Bergland) in geomorphologische Subeinheit der Děčínské stěny (Wände) tief eingeschnitten. Die struktur-denudative Fläche und die Bergrücken der Děčínské stěny (Wände) sind durch Canons und Klämme, deren Netz in das Elbetal mündet, zergliedert. Im Laufe der Eintiefung der Elbe in die mesozoische sedimentäre Gesteinmasse entstanden an den Hängen umfangreiche Felsdefileen.

Im Pleistozän wurde das Děčínská vrchovina (Hochland) wiederholt zum Bestandteil des Vorfeldes des kontinentalen Gletschers, der in den Zeitabschnitten seines maximalen Vorrückens den nördlichen Rand des Böhmisches Massivs erreichte. Eine Rekonstruktion der Chronodynamik der das Gelände-relief erzeugenden Prozesse und der Phänomene bei der Entwicklung des Elbetales im jüngeren Känozoikum, basiert auf geomorphologischer Analyse des betreffenden Teiles des Děčínská vrchovina (Hochland), auf dessen Korrelation mit dem System der Terrassen der Elbe zwischen den Mündungen der Flüsse Břlina und Kamenice, sowie noch mit anderen quartären geologischen Angaben. Die durchgeführte Korrelation zeugt auch davon, daß die neogenen tektonischen Bewegungen im nordwestlichen Teil des Böhmisches Massivs auch im Quartär ihre Fortsetzung fanden.

Im jüngeren Pliozän wurde auf dem leicht welligen Relief die Flußterrasse I₁ abgelagert, deren Relikt mit der Oberfläche in relativer Höhe 178 m sich über dem Rand des Elbetales bei der Ortschaft Labská Stráň (Elbleiten) erhielt. Offensichtlich gegen Ende des Pleistozäns schnitt sich die Elbe bis auf das Niveau von 134 m relativer Höhe über den heutigen Wasserspiegel, die in der Gegenwart bei Hřensko (Herrnskretsch) 117 m ü. M. ist, ein. Im Prätegelen (Donau) entstand die Akkumulations-terrasse I₂ mit erhaltener Oberfläche in 123 m relativer Höhe, östlich von Děčín (Tetschen). Im Tegelen schnitt sich die Elbe wahrscheinlich bis auf 92 m relativer Höhe ein und im älteren Günz entstand die Flußterrasse II, deren Oberfläche in der Umgebung von Děčín in 220 m ü. M. liegt. Vor der Entstehung der Terrasse III erreichte die Elbe infolge der Erosionstätigkeit das Niveau von 43 m relativer Höhe. Die fast 30 m mächtige Flußterrasse III wurde wahrscheinlich in den Zeitabschnitten

der Verstaung des Elbestromes durch den kontinentalen Gletscher bei Meissen im Menap und in der ersten Phase des Elster (Mindel) gebildet.

Im Holstein-Interglazial verlief die morphologisch sehr ausgeprägte Etappe der Tieferosion, die in einigen Etappen auch im Laufe der Saale-Vereisung (Riß) ihren Fortgang nahm. Daher war bereits Eem-Interglazial der Boden des Elbetales im Děčínská vrchovina (Hochland) bis zu 16 m unter dem gegenwärtigen Wasserspiegel des Flusses. Die erhaltenen Akkumulationsrelikte der Terrasse VI hängen mit dem Stadium Drenthe und der Terrasse VII₁ (deren Basis 3-4 m unter dem Wasserspiegel des Flusses war) mit dem Stadium Warthe der Saale-Vereisung zusammen. Diese Flußsedimente wurden in den wärmeren Zeitabschnitten erodiert. Im Laufe der Weichsel-Vereisung (Würm) verlief die Sedimentation der Terrasse VII₂. Die danach folgende Etappe der Tieferosion erreichte das Niveau von ungefähr 1 m unter dem gegenwärtigen Wasserspiegel der Elbe. Auf diese Basis wurden holozäne Schotter, Sande und Lehm der Talau abgelagert.

Die Entwicklungsdynamik der Hänge im Elbtal hing im Quartär vom Verlauf seines antezedent-mässigen Vertiefungsverlaufes und von der sich ändernden klimatisch-morphogenetischen Prozessen ab, und zwar sowohl unter den Bedingungen des kalten und semiariden Klima der Eiszeiten, als auch in dem humiden mässig warmen Klima des Interglazials und des Holozäns. Im Laufe des Vertiefungsprozesses der Flußnetze in die schollenartig zerbrochenen kretazischen Gesteinen des Děčínská vrchovina (Hochland) entwickelten sich Erosionshänge zu Lasten der Verebnungsflächen neogenen Alters. Bei der Tieferosion verlief in den neu entblößten Felsmassiven entlang der Flächen der Diskontinuitäten und der Hänge eine intensive Verwitterung. Der Hangfuß wurde von Produkten der Hängebewegungen und der Flußsedimente allmählich bedeckt. Gegenwärtig verlaufen die aktiven, tief angelegten Bewegungen der Hänge und die zeitweisen Felsstürze in den Zonen der fossilenmässig zerstörten Massen von destruktiven Formen des stufenweise sich erweiternden Elbetales.

Abb. 1 – Längsprofil von Elbeterrassen zwischen den Mündungen der Fluß Bílina und Kamenice: Z – Verebnungsflächen, I₁...VII₂ Flußterrassen, n – Oberfläche der Talau, h – Wasserspiegel der Elbe. Volle Linien – Oberflächen der Terrassen, Strichlinien – Basis der Terrassen, Strich-punkt-linie – Wasserspiegel der Elbe.

Abb. 2 – Schema der etappenartigen Entwicklung des Elbetales seit des oberen Pliozän bei Ústí nad Labem (Aussig) und bei Děčín (Tetschen). Z – Verebnungsfläche aus dem Pliozän, I₁ – VII₂ Flußterrassen. Die Zahlen auf der rechten Seite der graphischen Darstellung geben die Höhen ü. M. der Terrassenflächen an, die auf der linken Seite die Höhen der Terrassenbasen.

Abb. 3 – Oberflächenformen des Arnoltická vrchovina (Hochland) und des anliegenden Elbetales zwischen den Bächen Studený potok und Suchá Kamenice (unter Berücksichtigung der geomorphologischen Karte 1:10 000, P. Šust 1981, vgl. auch J. Kalvoda, P. Šust in J. Kalvoda 1981). Erläuterungen: 1-3 überwiegend durch endogene Vorgänge bedingte Formen: 1 – geomorphologisch markante Bruchlinien, 2 – geomorphologisch markante Grenze lithologischer Gesteine, 3 – vulkanische Härtlinge; 4-28 durch exogene Vorgänge entstandene Formen: 4-18 durch Erosion bedingte Denudationsformen: 4 – jungtertiäre und quartäre Verebnungsflächen in Form von Denudationsebenen mit Neigung 0-2°, 5 – Härtlinge auf Gesteinen vulkanischer Herkunft, 6 – sanfte Erosionshänge mit Neigung unter 5°, 7 – steile Denudationshänge mit Neigung über 5°, 8 – sanfte Erosionshänge mit Neigung 5-8°, 9 – steile Erosionshänge mit Neigung über 8°, 10 – Erosionsrinnen weniger als 6 m tief, 11 – Erosionsgründe 6-12 m tief, 12 – Erosionsklämme mehr als 12 m tief, 13 – Quellmulden mit Umfang von mehr als 12 m, 14 – Quellmulden mit Umfang von mehreren Zehnen m, 15 – zusammenhängendes schanzmauerartiges Felsenrelief, 16 – gegliedertes degradiertes Felsenrelief, 17 – vereinzelte Felsausgänge und pyramidenartige Türme, 18 – Abrißgebiete subrecenter bis recenter Felsstürze, 19-22 Akkumulationsformen: 19 – Fläche mit Schotterdeckenrelikten oberpliozänen Flußterrasse, 20 – Flächen der holozänen Flußterrasse, 21 – Flächen der Überschwemmungsterrasse, 22 – Schwemmkegel. 23-28 Hänge, die durch Denudation in Akkumulationen entstanden sind: 23 – überwiegend mit Blockmaterial, 24 – überwiegend mit steinigem Material, 25 – überwiegend mit grobem Sandmaterial, 26 – mit Abspülungssedimenten, 27 – subrecente bis rezente Felsstürze, 28 – geomorphologisch markante Belege mehrerer Rutschungen von Verwitterungsprodukten auf den Oberflächen der Hänge.

Abb. 4 – Schematisches ing.-geol. Profil des Gebietes des Felsensturzes vom März 1978 oberhalb der Staatsstraße Děčín-Hřensko, westlich von der Ortschaft Labská Stráň (Elbleiten, vereinfacht nach J. Zvelebil, J. Rybář, 1978): 1 – Quadersandsteine aus unterem Turon; 2-6 – Deckensedimenten aus der Quartärzeit: 2 – Flußsedimente: Sande und sandige Schotter; 3-5 – Hangsedimente: 3 – ältere abgestürzte Blöcke, 4 – steinsandiger Schutt, 5 – ursprüngliche Oberfläche mit Humusschicht; 6 – Anthropogene Sedimente (Aufschüttung); 7-9 – Stand nach dem Felssturz: 7 – neu abgestürzte Blöcke, 8 – neuer Stein- und Sandschutt, 9 – neu entstandene Flächen der Felslänge.

Abb. 5 – Schema der erosiv-denudative Zonen des mittleren canonartigen Teiles des Elbetales (Adaptiert nach J. Kalvoda, J. Zvelebil, 1983 a, b, J. Zvelebil 1989): Erklärungen: 1-3 – Sandsteine, stellen-

weise Siltsteine: 1 – Cenoman (C), 2 – Unter-Turon (t_1), 3 – Mittel-Turon (t_2); 4 – Bruchzone; 5-10: Destruktionsformen: 5 – Pliozäne Verebnungsfläche in Form von Denudationsflächen mit Neigung 0-2°, 6 – sanfte denudative Hänge mit Neigung 2-5°, 7 – erosiv-denudative Hänge mit Neigung von mehr als 5°, 8 – übertiefter Boden des Flußbettes der Elbe, 9 – zusammenhängendes Felsenrelief von stufenartigem Typus, 10 – gegliedertes degradiertes Felsenrelief, 11-13: Akkumulative Formen: 11 – Flußterrasse oberpliozänen Alters, 12 – Talau, 13 – Hangsedimente und Material subrecenter und recenter Felsstürze, 14 – Bezeichnung und vertikaler Umfang von eroziv-denudative Teilzonen, 15 – Basis der kluff- und rissartigen Höhlensysteme.

(Pracoviště autorů: Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha 2.)

Došlo do redakce 23.5.1995

Lektorovali Václav Král a Václav Poštolka