Edice Geographica

Vývoj údolí Sázavy v mladším kenozoiku

Břetislav Balatka
Jan Kalvoda

ČESKÁ GEOGRAFICKÁ SPOLEČNOST
1894

Edice Geographica, sv. 1

VÝVOJ ÚDOLÍ SÁZAVY V MLADŠÍM KENOZOIKU

Vývoj údolí Sázavy v mladším kenozoiku

Břetislav Balatka
Jan Kalvoda

Česká geografická společnost

Praha 2010

Publikace vznikla v rámci řešení výzkumného záměru Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn“.

Monografii připisujeme památce prof. dr. ing. Quida Záruby (1899–1993), který se svými výzkumnými pracemi mimořádně zasloužil o poznání regionální stavby a zákonitostí vzniku a vývoje říčních teras českých řek.

Publikace prošla recenzním řízením.

© Břetislav Balatka, Jan Kalvoda, 2010
© Česká geografická společnost, 2010

ISBN 978-80-904521-1-4

Obsah

Seznam tabulek, obrázků a fotografií 7

1. Úvod 11
2. Metody geomorfologického výzkumu a průběh prací v povodí Sázavy 13
3. Přehled a vyhodnocení dosavadních výzkumů a použitých materiálů 17
4. Analýza podélného profilu řeky Sázavy 20
5. Nástin geologické stavby údolí Sázavy 23
   5.1. Geologický vývoj širšího území 23
   5.2. Geologická stavba údolí střední a dolní Sázavy 25
6. Stručná charakteristika geomorfologických poměrů údolí Sázavy 27
   6.1. Základní geomorfologické jednotky sledovaného území 27
   6.2. Geomorfologické poměry údolních úseků a přilehlého území 28
   6.3. Shrnutí 30
7. Terciérní sedimenty a kvartérní terasy střední a dolní Sázavy 31
   7.1. Mladotřetihorní říční a říčně-jezerní uloženiny 31
   7.2. Kvartérní terasy a fluviální sedimenty 35
      7.2.1. Geneze, stavba a rozšíření teras 35
      7.2.2. Analýza lokalit jednotlivých terasových úrovní 37
8. Mladotřetihorní vývoj údolí Sázavy 73
   8.1. Diskuze názorů na mladotřetihorní odvodňování povodí Sázavy 73
   8.2. Vývoj reliéfu údolí Sázavy v mladším kenozoiku 90
9. Korelace mladokenozoických sedimentů a vývoje údolí Sázavy se statigrafickým systémem teras Vltavy a Labe 103
10. Závěry 108

Literatura 111

Summary: Evolution of the Sázava valley in the late Cenozoic 119

Rejstřík 175
   Místopisný rejstřík 175
   Autorský rejstřík 179
Fotografická příloha 181

Seznam tabulek, obrázků a fotografií

Tabulky

Tab. 1 Neogenní sedimenty a kvartérní terasy Sázavy a Vltavy 67
Tab. 2 Korelace terasového systému Sázavy se systémy středočeských toků a jejich chronostratigrafické zařazení 104
Tab. 3 Chronostratigrafická korelace říčních teras centrální části Českého masivu s ohledem na regionální severoevropské stratigrafické členění kvartéru (upraveno podle Balatka, Kalvoda 2008) 106

Obrázky

Obr. 1 Úsek toku Sázavy mezi Havlíčkovým Brodem a soutokem s Vltavou s vyznačenou kilometráží 21
Obr. 2 Podélný profil hladiny Sázavy mezi říčními kilometry 172–0 s údaji o průměrném sklonu významných úseků 21
Obr. 3 Schéma vývoje údolí Sázavy mezi Horkou a Zručí nad Sázavou 43
Obr. 4 Schéma vývoje údolí Sázavy u města Sázava 57
Obr. 5 Schéma vývoje údolí Vltavy v úseku mezi soutoky se Sázavou a Berounkou 65
Obr. 6 Mapa říčních teras, neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů střední a dolní Sázavy (části a–d) 69
Obr. 7 Profil lokalitou miocenních sedimentů Bojiště u Ledče nad Sázavou 75
Obr. 8 Příčné profily údolím Sázavy s říčními terasami a zarovnanými povrchy v úseku mezi říčním km 144,0–137,9 78
Obr. 9 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 135,85–128,5 79
Obr. 10 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 123,3–112,4 80
Obr. 11 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 110,8–107,9 81
Obr. 12 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 106,3–93,85 82
Obr. 13 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 87,5–74,4 83
Obr. 14 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 71,2–56,8 84
Obr. 15 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 55,1–45,6 85
Obr. 16 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 43,5–31,3 86
Obr. 17 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 27,2–11,9 87
Obr. 18 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 9,7–5,4 88
Obr. 19 Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 3,6–0,5 89

Obr. 20 Říční síť v povodí Sázavy v mladších třetihorách (zejména v miocénu) ... 92
Obr. 21 Říční síť v povodí Sázavy v mladších třetihorách (zejména ve spodním miocénu) ... 93
Obr. 22 Současný stav říční sítě v povodí Sázavy ... 94
Obr. 23 Podélný profil terasami a neogenními sedimenty Sázavy mezi Havlíčkovým Brodem a jejím soutokem s Vltavou, s vyznačenými lokalitami zarovnaných povrchů ... 98
Obr. 24 Příčné profily dna údolí Sázavy v měřítku 1:400 pro délky a 1:200 pro výšky ve vybraných areálech silničních a železničních mostů (Smetana 1933): a) Český Šternberk, b) Ledečko, c) Chocerady, d) Čerčany ... 100

Fotografická příloha

Foto 1 Široce rozevřené údolí Sázavy v melechovském žulovém masivu, v pozadí Žebrákovský kopec (601 m) ... 182
Foto 2 Balvanité koryto Sázavy v průlomovém údolí v melechovském žulovém masivu v zóně výrazného stupně ve sklonu hladiny ... 182
Foto 3 Údolí Sázavy nad Zručí nad Sázavou, a to na počátku úseku s opuštěnými údolími ze středního pleistocénu ... 183
Foto 4 Zhutnělé písky a drobné štěrky III. terasy Sázavy v pískovně u Budy ... 183
Foto 5 Široké údolí Sázavy u Zruče nad Sázavou s plošinami středopleistocenních teras ... 184
Foto 6 Úvalovité údolí Sázavy při ústí Želivky ... 184
Foto 7 Část opuštěného údolí Sázavy u Chabeřic s výplní až 25 m mocných sedimentů III. terasy ... 185
Foto 8 Plošina nejstarší pleistocenní I. říční akumulační terasy Sázavy u Střechova ... 185
Foto 9 Široké úvalovité údolí Sázavy u Kácova z mladších třetihor s výraznými plošinami pliocenních (?) zarovnaných povrchů typu pedimentu ... 186
Foto 10 Část jádra údolního zákrutu Sázavy v Kácově s relikty plošin v místě vyšších středopleistocenních teras ... 186
Foto 11 Údolí Sázavy u stejnojmenného města v místě, kde pravděpodobně došlo v mladších třetihorách k obratu toku řeky ze severního směru do současného směřování k západu ... 187
Foto 12 Nárazový svah údolního zákrutu Sázavy pod Černými Budami ... 187
Foto 13 Plošina VI. terasy Sázavy na levém břehu pod Poříčím nad Sázavou ... 188
Foto 14 Etážový lom v pravém svahu údolí Sázavy u Stříbrné Skalice v metamorfovaných proterozoických horninách pláště středočeského plutonu ... 188
Foto 15 Písčité štěrky IV. terasy Sázavy v odkryvu poblíž železniční stanice Týnec nad Sázavou ... 189
Foto 16 Obří hrnce v granodioritové skalce koryta Sázavy v Krhanicích ... 189
Foto 17 Mrazem zvířené zvětralé partie proterozoických drobových břidlic na mírném svahu pod III. terasou Sázavy na pravém břehu poblíž ústí do Vltavy 190
Foto 18 Výstup Sázavy ze sevřeného soutěskovitého údolí v metamorfovaných horninách jílovského pásma do údolní kotlinky s nivou a VII. terasou u Pikovic 190
Foto 19 Umístění řeky Sázavy na výřezu mapy „Regni Bohemiae descriptio“ (Abraham Ortelius, Antverpy 1570) ... 191

Foto 20 Upřesnění průběhu řeky Sázavy ve středních Čechách na výřezu mapy „Bohemia“ (Pieter van den Keere, Amsterdam 1620) 192
Foto 21 Členitý reliéf nad údolím středního toku Sázavy s relikty zarovnaných úrovní neogenního stáří, v pozadí Chlum (480 m n. m.) 193
Foto 22 Severní svahy vrchu Pecný (545,8 m n. m.) nad mírně členitým reliéfem zarovnaného povrchu vytvořeného na krystalinických horninách v Ondřejovské vrchovině 193
Foto 23 Selektivní zvětrávání granitů v lokalitě výrazně degradovaných mrazových srubů v severní části Ondřejovské vrchoviny 194
Foto 24 Morfostrukturně podmíněná blanická brázda s výraznými okrajovými zlomovými pásmy v krystalinických horninách je vytvořena převážně ve svrchnokarbonských a permských sedimentech intenzivní selektivní erozí a denudací v mladším kenozoiku 194
Foto 25 Svahové a fluviální akumulační tvary širokého údolí dolní části Jevanského potoka s Hrušovským rybníkem u Stříbrné Skalice 195
Foto 26 Recentní erozní rýha vytvořená v permokarbonských sedimentech navazuje na systém strží v dolní části povodí Jevanského potoka, který je pravostranným přítokem Sázavy 195
Foto 27 Erozní strž s hloubkou přes 20 m vytvořená v krystalinických horninách Ondřejovské vrchoviny nad kaňonovitým údolím Sázavy 196
Foto 28 Morfometrické schéma území zakleslého meandru Sázavy v Ondřejovské vrchovině s vyústěním strukturně podmíněného kaňonovitého údolí Mnichovického potoka u Senohrab 196
Foto 29 Holocenní říční akumulační terasy při ústí Mnichovického potoka do Sázavy 197
Foto 30 Údolí řeky Berounky s rozsáhlými říčními akumulačními terasami, které vzniklo v průběhu mladšího kenozoika v kambrických vulkanických horninách Křivoklátské vrchoviny 197
Foto 31 Neovulkanický vrch Říp (461 m) je tvořen selektivně denudovaným nefelinitickým diatrémem, v okolí Řípu je vyvinut kvartérní systém říčních akumulačních teras rozsáhlé oblasti soutoku Labe a Vltavy 198
Foto 32 Antecedentní údolí Labe u Litoměřic je zaříznuto do vyzdvižené hrástě krystalinických hornin, které jsou v podloží neovulkanických hornin Českého středohoří 198

Foto na potahu knihy: Údolí Sázavy s klášterem v místě, kde pravděpodobně došlo v mladších třetihorách k obratu toku řeky ze severního směru do současného směřování k západu.

1. Úvod

Řeka Sázava zaujímá mezi toky České vysočiny pro specifické rysy vývoje údolí a průběhu říčních akumulačních teras v jeho podélném profilu mimořádné postavení. Důvodem je pestrá geologická stavba a paleogeografická historie celého povodí. Výrazné vlivy neotektonických procesů a klimatických změn podmínily variabilní charakter a intenzitu exogenních geomorfologických pochodů. Při řešení mladokenozoického vývoje údolí Sázavy jsme věnovali hlavní pozornost těmto problémům: a) analýze podélného profilu Sázavy, b) geomorfologickým poměrům údolí a reliéfu přilehlého území, c) geomorfologickému a geologickému výzkumu významných lokalit fluviálních sedimentů, d) rekonstrukci terasového systému v podélném profilu a zároveň konstrukci odpovídající série příčných profilů, e) kartografickému zpracování lokalit říčních teras, neogenních sedimentů a významných výskytů plošinných zarovnaných povrchů v základních mapách měřítka 1 : 50 000, f) geomorfologickému vývoji údolí Sázavy v kvartéru a problematice předkvartérního odvodňování, g) korelaci terasového systému Sázavy se systémem teras Vltavy a Labe a jejich zařazení do stratigrafického systému mladšího kenozoika.

Pro komplexní řešení vybraného tématu byl k detailnímu výzkumu po podrobné rekognoskaci vybrán a jako rozsáhlé modelové území zpracován zejména nejvýznamnější úsek údolí Sázavy mezi říčními kilometry 0,0–145,0 (64,4 % z celkové délky toku), tedy mezi ústím Sázavy do Vltavy a Světlou nad Sázavou. Dále byl do podélného profilu řeky připojen i úsek mezi Světlou nad Sázavou a Havlíčkovým Brodem, tj. až po říční km 165,0 (73,3 % z celkové délky toku).

Za spolupráci při shromáždění a vyhodnocení rukopisného materiálu, např. četných výzkumných zpráv s vrtnou dokumentací, uložených v archivu Geofondu, děkujeme RNDr. Jiřímu Krausovi. Dále děkujeme za spolupráci, a to zejména při terénních výzkumech v letech 1998–2007, Mgr. Janě Banýrové; RNDr. Mgr. Pavlu Červinkovi, Ph.D.; RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D.; RNDr. Filipu Hartvichovi Ph.D.; RNDr. Jiřímu Kastnerovi; Mgr. Pavle Kohoutkové; ing. Jakubovi Kosteleckému Ph.D.; Mgr. Marii Kuncové; RNDr. Petře Štěpančíkové, Ph.D.; Mgr. Janu Tomečkovi a Mgr. Evě Vaníčkové. Odborné údaje a podklady o oblasti středních Čech z cenných

historických map Mapové sbírky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze připravil a poskytl ing. Petr Janský, CSc. Dr. Heleně Švachové, Nicku Stuartovi, Aleně Homolové a Karlu Kupkovi jsme zavázáni za ediční zpracování textů a grafického materiálu této práce.

Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze dlouhodobě spolupracuje na vybraných tématech badatelsky zaměřeného Výzkumného centra dynamiky Země, jehož součástí jsou geodynamické a astronomické observatoře nad údolím Sázavy v Ondřejovské vrchovině. Podrobný geomorfologický výzkum mladokenozoického vývoje údolí Sázavy byl prováděn v rámci výzkumného záměru Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn". Chronostratigrafické aspekty interpretace geomorfologické analýzy říčních teras ve středních Čechách byly podrobně diskutovány s prof. dr. Philipem Gibbardem (University of Cambridge, Quaternary Palaeoenvironment Group). Tuto monografii připisujeme památce prof. dr. ing. Quida Záruby (1899–1993), který se svými výzkumnými pracemi mimořádně zasloužil o poznání regionální stavby a zákonitostí vzniku a vývoje říčních teras českých řek.

2. Metody geomorfologického výzkumu a průběh prací v povodí Sázavy

Geomorfologický výzkum údolí Sázavy a vybraných blízkých území je součástí širšího okruhu témat dvou dlouhodobých vědeckých programů. Jsou to výzkumný záměr Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn" a badatelské projekty Výzkumného centra dynamiky Země (VCDZ). Výběr tohoto regionu pro fyzickogeografické a geomorfologické studie v rámci těchto výzkumných celků byl řízen několika aspekty. Především je z geomorfologického hlediska esteticky nádherná a historicky výjimečná krajina Posázaví ve středních Čechách podstatně méně prozkoumána než území, kterými protékají Labe a Vltava. Dále připomeňme, že před více než sto lety byla v Ondřejovské vrchovině nad střední částí toku Sázavy založena astronomická observatoř (Hadrava et al. 1998), která je jedním z významných evropských center přírodovědeckých výzkumů. Observatoře Astronomického ústavu Akademie věd České republiky jsou v současné době územně i vybranými výzkumnými tématy spojeny s geodynamickou observatoří Pecný (GOPE). Tato geodynamická observatoř, založená v roce 1957, je od roku 2000 experimentální základnou badatelsky zaměřeného VCDZ, na jehož činnosti se podílí také katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze (Kostelecký et al. 2005a, Kalvoda 2006).

Podrobný geomorfologický výzkum systému říčních teras a vývoje údolí střední a dolní Sázavy probíhá souběžně s výzkumem vývoje georeliéfu v lokalitě observatoří Ondřejov/Pecný. Podstatná je také korelace výsledků geomorfologických výzkumů v povodí Sázavy s poznatky o morfostrukturním vývoji a neotektonice střední části Českého masivu (Balatka, Kalvoda 2006, 2008). V integraci poznatků z geomorfologických a geologických výzkumů tohoto regionu s geofyzikálními a geodetickými měřeními spočívá značný badatelský potenciál výzkumu kvartérní geodynamiky v oblasti rozsáhlého morfotektonického styku hercynského, alpského a karpatského orogénu. Výzkum morfostrukturního záznamu neotektonických procesů a jevů v mladším kenozoiku, klimato-morfogenetických procesů a dynamiky vývoje reliéfu v kvartéru podporuje také snahy o geoekologická hodnocení trendů vývoje krajiny (Drbohlav et al. 2004). Metody geomorfologického výzkumu jsou velmi rozmanité a je obvyklé je uplatňovat a kombinovat podle

regionálních specifik sledovaných povrchových tvarů a reliéfotvorných procesů. O základní skladbě využitých metodických postupů vypovídá již struktura této geomorfologické studie o vývoji údolí Sázavy. Další sdělení o vybraných metodách výzkumu pak uvádíme přímo v dílčích analytických a interpretačních částech práce (viz např. kap. 4, 7 a 9). Podstatná omezení výběru výzkumných postupů byla ovšem určena i nedostupností technologicky (a ekonomicky) náročných terénních a laboratorních metod, které jsou v současné době v geomorfologii využívány.

Geomorfologická analýza a monitoring vybraných geodynamických a klimato-morfogenetických procesů a jevů v Ondřejovské vrchovině jsou nedílnou součástí výzkumu lokálních a regionálních změn přírodního prostředí. Při fyzickogeografických a geomorfologických výzkumech jsou využívána dlouhodobá geofyzikální, geodetická a geologická měření a databáze. Pokračují také specializovaná měření na klimatické stanici katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, která je v lokalitě astronomické a geodynamické observatoře Ondřejov/Pecný dlouhodobě umístěna. Jedná se zejména o zjišťování mikroklimatických a hydrogeologických podmínek jako součásti fyzicko-geografických výzkumů o přírodním prostředí této lokality, kde probíhají geodetická, geofyzikální a astronomická měření a experimenty.

Projekty VCDZ jsou založeny především na geodynamických, geodetických a astronomických tématech, jejichž řešitelské týmy z několika institucí spolupracují na vybraných komplexních výzkumných úkolech (Kostelecký et al. 2005). Významný je rozvoj experimentální základny na observatořích Ondřejov/Pecný, např. zajištění stálých pozorování umělých družic Země v systému GPS, výzkum slapových a neslapových variací tíhového zrychlení, meteorologická měření a analytické centrum družicové technologie a meteorologie GPS. Hlavními badatelskými směry v současné době řešeného projektu VCDZ „Recentní dynamika Země" jsou (Kostelecký et al. 2005): 1. rotace a dynamika Země v kosmickém prostoru, 2. změny tíhového pole Země, 3. rychlé a sekulární změny zemského povrchu, 4. geodynamika Českého masivu, 5. problematika lokálních geodynamických sítí.

Dlouhodobá činnost VCDZ přináší zásadní metodologický a experimentální posun v možnostech poznávání recentních reliéfotvorných procesů a jejich paleogeografického kontextu. Na příklad kombinace výsledků kosmických technik umožňuje zpřesnit určení parametrů orientace Země a zajištění geocentrického souřadnicového systému (srv. Vondrák, Čepek 2001; Vondrák, Štefka 2007). Také pro přesné studium tíhového pole Země jsou využívány údaje získávané špičkovými technologiemi a měřickými technikami. Byly vyvinuty metody testování přesnosti modelů gravitačního pole Země pomocí nezávislé družicové altimetrie (Gooding et al. 2007). Inverzí nových modelů gravitačního pole Země spolu s pozemními tíhovými daty byl zkonstruován model průběhu kvazigeoidu ve střední Evropě (podrobněji viz Kostelecký et al. 2005). Studie variací změn tíže naměřené

na geodetické observatoři Pecný absolutním gravimetrem FGS byly prvními výsledky tohoto druhu v České republice. Jejich analýza umožňuje např. oddělení regionálních, zejména hydrologických a meteorologických jevů od globálních změn tíhového pole.

Při interpretaci časových řad technologie GPS byly vyvinuty aplikace mechaniky kontinua na data, poskytovaná sítí permanentních stanic GPS – EUREF EPN. Pozornost byla zaměřena nejen na střední Evropu (Kalvoda et al. 2004, Schenková et al. 2007), ale též na evropský kontinent a Středomoří. Bylo zpracováno základní vyhodnocení a geodynamická interpretace průběžných výsledků měření v síti vybraných stanic GPS ve střední Evropě. Dlouhodobě jsou také prováděna pozorování světového času (UT1) metodou radiové interferometrie z velmi dlouhých základen (např. Vondrák, Čepek 2001) a kombinována s pozorováním změn délky dne metodou GPS.

Regionální problematika dynamické a evoluční geomorfologie je ve výzkumném záměru PřF UK a v projektech VCDZ zaměřena na tři témata: 1. monitoring geodynamických procesů a jevů vybranými geodetickými, geologickými a geofyzikálními metodami, který je doprovázen geomorfologickou a fyzickogeografickou interpretací; 2. experimentální geomorfologický výzkum současných a recentních geodynamických procesů a jevů, které probíhají jak v připovrchové části zemské kůry a ve skalním masivu, tak ve zvětralinovém plášti a na zemském povrchu; 3. komplexní geomorfologický výzkum vývoje reliéfu ve vybraných oblastech aktivní orogeneze. Cílem je poznání evolučních rysů dynamiky Země v paleogeografickém a prognostickém kontextu regionálních změn přírodního prostředí. Ve střední Evropě je hlavní pozornost zaměřena na Český masiv, a to v následujících tématech: a) morfostrukturní a morfografické členění české části Českého masivu, b) regionální geomorfologický výzkum vybraných lokalit v Česku se zaměřením na morfotektoniku a svahové pohyby, c) geomorfologický výzkum zalednění střední Evropy v kvartéru, včetně vztahu tohoto fenoménu k dynamice morfotektonických a klimato-morfogenetických procesů.

Jednou z hlavních činností katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze je profesní výchova výzkumných pracovníků v průběhu magisterského a postgraduálního studia. Výše uvedená témata jsou proto řešena také v rámci magisterských a doktorských prací. Některé z těchto studií byly zaměřeny na vybraná území ve střední části povodí Sázavy, např. práce Štěpančíkové (2001), Kohoutkové (2002), Kuncové (2006), Tomečka (2007) a Banýrové (2008). Hlavní výsledky jejich práce byly pro výzkum morfostrukturního a morfogenetického vývoje oblasti GOPE velmi přínosné, a to jak v kontextu probíhajících měření recentních geodynamických jevů a procesů, tak nových poznatků o paleogeografické historii středních Čech v mladším kenozoiku.

Dalším podstatným metodologickým aspektem geomorfologického výzkumu vývoje údolí Sázavy jsou kvalitativní změny v současných morfostratigrafických přístupech ke studiu přírodních procesů a jevů v období

mladšího kenozoika a výrazné pokroky v poznávání jejich chronologie a datování (viz např. Bridgland 2000; Gibbard et al. 2004; Tyráček et al. 2004; Tyráček, Havlíček 2009). Výsledky geomorfologického výzkumu v povodí Sázavy jsou proto v této monografické práci prezentovány jak s ohledem na aktuální možnosti využití hlavních reliktů říčních akumulačních teras pro radiometrické a další metody jejich datování, tak v korelaci s chronostratigrafickým systémem teras Vltavy a Labe.

3. Přehled a vyhodnocení dosavadních výzkumů a použitých materiálů

Údolí řeky Sázavy představuje z hlediska geomorfologických výzkumů poměrně opomíjený tok v rámci povodí českého Labe. První významnější názory především na předkvartérní vývoj povodí Sázavy pocházejí z pera zakladatele české geomorfologie Daneše (1913), který mj. stanovil termín středočeská oligocenní parovina a naznačil možnost třetihorního odvodňování střední Sázavy k S, směrem na Kouřimsko. Na nejdolejším toku Sázavy rozlišil Puffer (1930) 5 teras, jejichž stratigrafické zařazení je však velmi problematické. Základní prací o terasách a vývoji údolí i povodí Sázavy je monografická studie Nováka (1932b). V ní jsou popsány lokality říčních teras (kromě dolního toku), bohužel však bez obrazového doprovodu. Při hodnocení výsledků této vcelku kvalitní studie nutno vyzdvihnout skutečnost, že se autor jako první u nás pokusil zařadit terasové lokality nikoliv striktně podle relativních výšek, jak to bylo tehdy běžné, ale podle „rekonstrukce spádu teras, jež si ovšem musíme představit malý a vyrovnaný". Novák se tak stal prvním naším autorem, jenž zavedl moderní metody výzkumů říčních teras, které později teoreticky zdůvodnil Krejčí (1939) a úspěšně aplikoval Záruba-Pfeffermann (1943) v klasické studii o terasách Vltavy. Novákovy lokality říčních teras nejsou vždy fluviálního původu, místy se jedná o denudační plošiny s četnými subangulárními valouny a zejména na středním toku také s ostrohrannými, převážně křemennými úlomky. Novák (1932b) upozornil i na úsek opuštěného údolí Sázavy u Chabeřic naproti ústí Želivky a naznačil rovněž možnost odvodňování Konopišťského potoka od Poříčí nad Sázavou kratší cestou k Týnci nad Sázavou. Tento autor se rovněž zabýval problematikou mladotřetihorního odvodňování a vznikem toku Sázavy v dnešní podobě. Hlavní lokality říčních teras střední a zejména dolní Sázavy popsal a zařadil do svého systému Engelmann (1938). Zmínky o fluviálních sedimentech a vývoji vodní sítě v povodí Sázavy obsahuje rovněž monografická studie Nováka (1943) o geomorfologických poměrech Českomoravské vrchoviny (zde vysočiny). Pro interpretaci vývoje údolí Sázavy v neogénu jsou důležité rovněž syntetické práce Malkovského (1975, 1976, 1979) a Ložka et al. (2004).

Další starší literatura o terasách a vývoji údolí a povodí Sázavy do r. 1961 je obsažena v publikaci Balatky a Sládka (1962), která přináší i souhrnné

zhodnocení a srovnávací tabulku říčních teras a lokalit mladotřetihorních sedimentů. Na studii Nováka (1932b) navázali Záruba a Rybář (1961) v pozoruhodné práci o mocných fluviálních akumulacích na středním toku Sázavy v širším okolí Zruče nad Sázavou. Tito autoři využili výsledky inženýrsko-geologických průzkumných akcí (zejména početné sondáže) na vyhledávání zásob štěrkopísků pro stavební účely. Prokázali existenci reliktů opuštěných pleistocenních údolních úseků s výplní terasových sedimentů o mocnosti až 25 m. Vznik této mohutné agradace autoři uvádějí do souvislosti s existencí nápadného stupně ve sklonu hladiny toku mezi Světlou nad Sázavou a Ledčí nad Sázavou. Charakterizovanou agradaci (s povrchem až 32 m nad řekou) předběžně paralelizují s vltavskou terasou IIIb (Karlova náměstí), a to na základě schematického podélného profilu. Tento profil však není podložen přesvědčivými doklady, zejména terasovými výskyty na středním a dolním toku Sázavy.

Terasy dolní Sázavy mezi Vrabčím Brodem a Zbořeným Kostelcem zpracovala v rámci magisterské práce Štěpančíková (2001, 2003). Autorka zde rozlišila kromě údolní nivy celkem 5 úrovní a pokusila se o jejich navázání na terasový systém Vltavy (Záruba et al. 1977). Nejvyšší stupně však nelze pokládat za akumulační terasy. Jedná se nejspíše o denudační relikty fluviálních sedimentů, patrně přemístěných do nižších poloh, popř. jde o výskyty s ojedinělými valouny neznámého původu.

Terasové lokality byly vymezeny na starších geologických mapách v měřítku 1 : 75 000 (listy Benešov 4053 a Vlašim 4154) a na přehledných mapách půdních poměrů stejného měřítka (listy Benešov 4053 a Kutná Hora 4054). Uvedené podklady je však třeba využívat velmi opatrně, neboť zejména v geologických mapách je rozsah a počet lokalit říčních teras značně přeceněn a některé výskyty nebyly pozdějšími výzkumy potvrzeny. Kvalitnější podklady představují novější rukopisné mapy 1 : 25 000 s vysvětlivkami (archiv České geologické služby) a především publikované mapy větších měřítek: Základní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000, list 12-423 Davle a Geologická mapa ČR 1 : 50 000 (listy 12-42 Zbraslav, 12-44 Týnec nad Sázavou, 13-31 Říčany, 13-33 Benešov, 13-34 Zruč nad Sázavou, 23-12 Ledeč nad Sázavou, 23-21 Havlíčkův Brod).

Při zpracování terasového systému v povodí Sázavy byly významnou oporou také rukopisné inženýrskogeologické zprávy z průzkumu lokalit fluviálních sedimentů, se záměrem ověření zásob štěrkopísků pro stavební účely, zejména pro stavbu dálnice, vodního díla Želivka a výstavbu sídlišť. Kromě informací o petrografickém a zrnitostním charakteru uloženin jsme využili údaje z početných zaměřených vrtů z lokalit na středním toku Sázavy, které poskytly dostatečné množství údajů o výškových poměrech hlavních terasových prvků, např. povrchu a báze říčních teras.

V průběhu současných geomorfologických výzkumů vývoje údolí Sázavy, které byly zahájeny přibližně před 10 lety (srv. kap. 2), byly publikovány dílčí nebo tematicky blízké studie: Balatka, Kalvoda (2006); Balatka, Ště-

pančíková (2006); Balatka (2007); Kalvoda (2007); Balatka, Kalvoda (2008). Hlavní analytické údaje a interpretační poznatky těchto geomorfologických studií jsou v předložené syntetické práci využity a rozšířeny.

4. Analýza podélného profilu řeky Sázavy

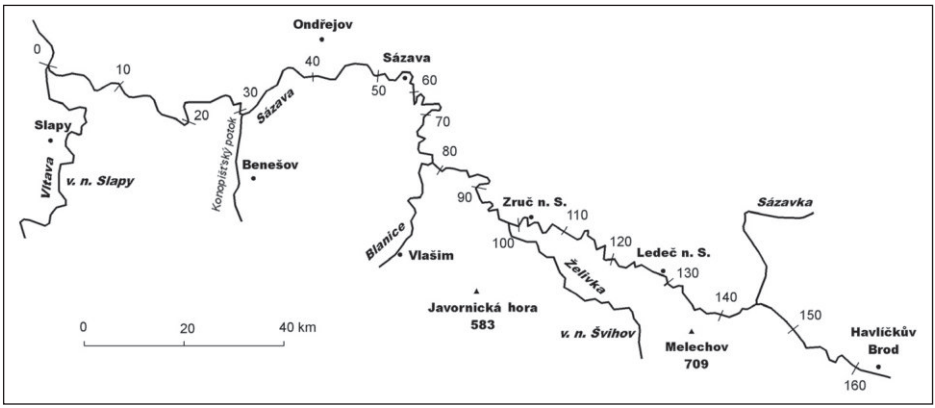
Rozbor sklonových poměrů hladiny řeky Sázavy má vedle konstrukce podélného profilu podstatný význam pro pochopení hydrodynamické aktivity toku, a to zejména v pleistocénu. Podélný profil toku jako místní erozní báze pro vývoj údolí přítoků představuje rovněž základnu pro rekonstrukci průběhu lokalit říčních teras (obr. 1, 2). Podélný profil hladinou řeky byl sestaven podle výškového zaměření z 28. 7. 1952, kdy Sázava měla malou vodnost (průměrný denní průtok ve Zruči nad Sázavou – 1,48 $m^3.s^{-1}$ – odpovídal cca 340denní vodě, v Poříčí nad Sázavou 4,21 $m^3.s^{-1}$ – cca 320denní vodě; Podélný profil řeky Sázavy 1953, Vodní stavy a odtoky 1956).

Z hlediska průběhu hladiny a tvaru sklonové křivky lze tok Sázavy v trati od Žďáru nad Sázavou po ústí do Vltavy rozdělit na pět sklonově nápadně odlišných úseků:

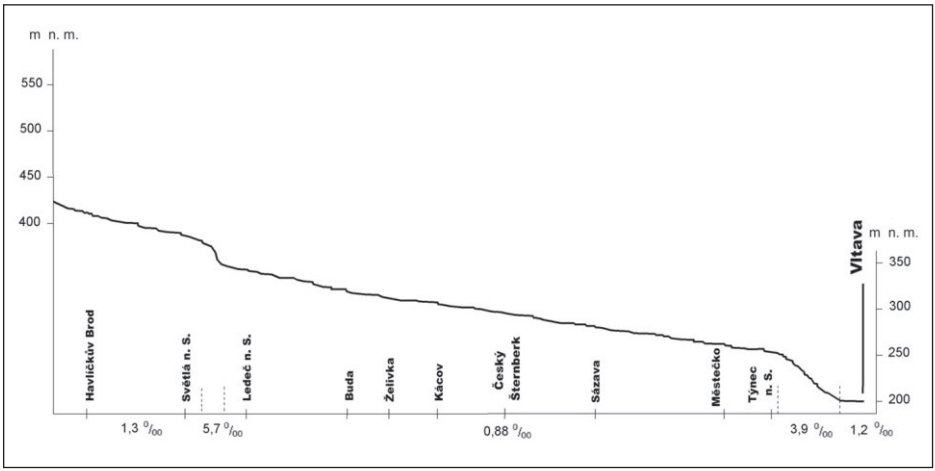
1. Horní a část středního toku (po Smrčnou), mezi říčním km 208,4–139,5 v délce 68,9 km se vyznačuje plynulým poklesem sklonu, a to z 6,65 ‰ u Žďáru nad Sázavou na 1,28 ‰ nad Smrčnou. Sklonová křivka má zřetelně konkávně prohnutý tvar, s anomálií pod ústím Sázavky, kde je zřetelné mírné zmenšení a následné zvětšení sklonu hladiny. Vcelku pravidelný tvar této sklonové křivky odpovídá (spolu se vzrůstající vodností toku) poměrně homogennímu petrografickému složení hornin skalního podkladu. Převládají moldanubické ruly až migmatity a méně jsou zastoupeny granity moldanubického plutonu.

2. Mezi obcemi Smrčná a Vilémovice, mezi říčním km 139,5 a 135,4, se objevuje nápadný ohyb sklonové křivky, kde řeka v úseku 4,1 km vykazuje výrazně zvětšený sklon hladiny 5,72 ‰ (foto 2). Tento sklonový stupeň v romantickém údolí Stvořidla byl podmíněn odolnějším dvojslídným granitem melechovského masivu. Uvedený granitový masiv, spolu s neotektonickým výzdvihem, zadržel vlnu zpětné eroze postupující proti proudu Sázavy. Na aktivní vodní erozi ukazují i evorzní tvary na granitových blocích v korytě řeky (Balatka, Sládek 1977).

3. Pod uvedeným ohybem, mezi Vilémovicemi (říční km 135,4) a Poděbusy (říční km 17,9), vykazuje Sázava v úseku dlouhém 117,5 km překvapivě vyrovnaný sklon hladiny, který ani po výrazném zvětšení vodnosti hlavní řeky vodami Želivky, Blanice a četných potoků nedoznal žádnou význam-



Obr. 1 – Úsek toku Sázavy mezi Havlíčkovým Brodem a soutokem s Vltavou s vyznačenou kilometráží



Obr. 2 – Podélný profil hladiny Sázavy mezi říčními kilometry 172–0 s údaji průměrného sklonu významných úseků

nou změnu. Je velmi pozoruhodné, že odolnější horniny v moldanubických rulách (amfibolity, rohovce, kvarcity a krystalické vápence) ovlivnily více geomorfologický ráz a průběh údolí než sklonové poměry. Sklonová křivka má zde zcela přímkový tvar, který se nemění ani při 300násobném převýšení. Průměrný sklon v tomto dlouhém úseku dosahuje hodnoty jen 0,88 ‰; drobné anomálie sklonové křivky jsou podmíněny jezy, které v krátkých úsecích lokálně mění sklon toku. Místní zvětšení sklonu se dále objevuje zejména ve výsepních částech údolních zákrutů a meandrů (v krátkých úsecích až přes 3 ‰, jinde pouze pod 0,5 ‰. Na delší trati (4,7 km) je podružné zvýšení

sklonu pod Ledčí nad Sázavou (1,45 ‰). Zcela vyrovnaná sklonová křivka v tomto úseku odpovídá teoretickému předpokladu tzv. profilu rovnováhy, což znamená, že zde řeka při průměrné až mírně nadprůměrné vodnosti ani neeroduje, ani neakumuluje. To je podstatné teoretické východisko pro pochopení vývoje údolí a tvorby říčních teras v charakterizovaném úseku. Tento dlouhý úsek středního toku se nachází vzhledem k poloze hladiny nedaleké Vltavy ve zřetelně visuté poloze!

4. Druhý sklonový „stupeň" (ohyb) vykazuje podélný profil na dolním toku Sázavy mezi Podělusy a Pikovicemi; v úseku dlouhém 12,9 km (mezi říčním km 17,9 a 5,0) má hladina řeky průměrný sklon 3,90 ‰. Tato sklonová anomálie byla podmíněna intenzivní zpětnou erozí postupující od ústí do Vltavy směrem proti proudu, kterou zadržely odolné horniny jílovského pásma a granitoidy středočeského plutonu. Současnou vodní erozi dokládají i výskyty obřích hrnců v korytě řeky u Krhanic (Balatka, Sládek 1977; foto 16).

5. Dolní úsek odlišného sklonu hladiny toku je 5 km dlouhá část toku před ústím do Vltavy. Nachází se z větší části na konci vzdutí Vranské vodní nádrže, takže hladina řeky zde má průměrný sklon pouze 0,35 ‰. Původní skon hladiny před výstavbou vodního díla dosahoval průměrné hodnoty asi 1,20 ‰. Na nejdolejším toku řeka protéká již méně ve vztahu ke zvětrávání a erozi odolnými prachovci, břidlicemi a drobami převážně štěchovické skupiny mladšího proterozoika.

5. Nástin geologické stavby údolí Sázavy

5.1. Geologický vývoj širšího území

Údolí Sázavy a přilehlé území ve zkoumané oblasti bylo založeno v několika základních geologických jednotkách Českého masivu. Hlavní jednotka je označována jako český mezihorský blok (variské mezihoří), a to jako oblast vltavsko-dunajské elevace (moldanubikum). Představuje nejstarší a nejstabilnější část Českého masivu, která kromě s. a jv. okrajových území nebyla zasažena mořskou transgresí (Buday et al. 1961). Moldanubická série předassyntského nebo assyntského stáří představuje složitý komplex hlubinně metamorfovaných a místy silně migmatitizovaných hornin. Další stavební jednotkou moldanubika je mladší komplex granitoidních masivů, obklopený tělesy cordieritických rul a variských migmatitů.

V moldanubické sérii se rozlišují tři litostratigrafické jednotky (Müller et al. 2002): 1. pestrá šternbersko-čáslavská skupina obsahuje hojné karbonátové, grafitické, kvarcitické a vulkanické vložky v pararulách; 2. jednotvárná skupina téměř postrádá v pelitických sedimentech (převážně biotitické pararuly) podobné vložky; 3. podolský komplex na Vlašimsku má vysoký podíl migmatitů, dále jsou zastoupeny pararuly i ortoruly. Moldanubické (kadomské) vrásnění způsobilo výraznou konzolidaci oblasti. Po této tektogenezi následoval zdvih a dlouhý hiát s hlubokou denudací, což se etapovitě projevuje až do současnosti. Proto se téměř celá oblast moldanubika chová jako strukturní a geomorfologická elevace. K silnému zdvihu došlo již při starokadomské, ale hlavně při mladokadomské tektogenezi, slabší nastal pak mj. v mladším ordoviku a velmi silný v karbonu. Etapy silného zdvihu provázela denudace, silná zejména v mladší době variské (hercynské). Dnešní denudační úrovně bylo dosaženo až v mladším paleozoiku, a to v karbonu (blanická brázda). Kaledonská tektogeneze se v moldanubiku projevila patrně jen zlomovou tektonikou, takže se tato oblast chovala jako mezihoří. Do oblasti budoucího středočeského plutonu pronikla ve svrchním proterozoiku a spodním paleozoiku mořská transgrese. Z jejího sedimentárního pokryvu se zachovaly jen tzv. ostrovy – denudační trosky kontaktně přeměněného pláště plutonu. Původní ostrovní synklinorium lze pokládat za přechodný strukturní článek mezi moldanubickou a tepelsko-barrandienskou oblastí.

Ve variském období byla tato oblast postižena silným hlubinným magmatismem, při kterém vznikly poruchy a přesmyky a četná variská intruziva spolu s cordieritickými a injekčními aureolami (Müller et al. 2002). Variský granitoidní komplex vytváří především středočeský a centrální moldanubický masiv, představující pouze neúplně obnažené nejvyšší partie. Středočeský pluton tvoří magmatickou „sponu" mezi moldanubikem a oblastí tepelsko-barrandienskou.

V asturské fázi koncem variské tektogeneze vznikl příkop blanické brázdy, podobně jako stupňovitá stavba dalších zlomových struktur sj. směrů. Přítomnost granitoidních valounů v sedimentech českobrodského permu prokazuje intenzivní denudaci mocného nadloží plutonů. V období svrchního permu, triasu, jury a spodní křídy byla oblast moldanubika souší a svrchnokřídová transgrese zasáhla jen na sv. okraj této oblasti. V tomto dlouhém období zde docházelo při tektonické stabilitě, po případě při mírném vyklenování, k vývoji zarovnaných povrchů. Vznikl plášť lateritických a kaolinických zvětralin, a to až do počátku oligocénu v podmínkách teplého a v některých obdobích vlhkého podnebí. Vodní toky protékaly až do konce paleogénu v mělkých, širokých úvalovitých údolích s malým sklonem a s nepatrnými projevy hloubkové eroze. Saxonská tektogeneze se ve sledované oblasti projevila spolu s tektonikou geomorfologickým zmlazením.

Oblast kutnohorského krystalinika, zaujímající s. část povodí středního toku Sázavy, je od moldanubika oddělena tektonickou ratajskou zónou. Kutnohorské krystalinikum se liší od moldanubického krystalinika slabší metamorfozou; hlavními horninami jsou ortoruly, pararuly a svory (Müller et al. 2002). Nejvýznamnější tektonická jednotka zkoumaného území – permokarbonská blanická brázda – byla silně postižena denudací, takže se její původně souvislá sedimentární výplň zachovala kromě Černokostelecka většinou jen v tektonicky zaklesnutých krách. Svrchnokřídová mořská transgrese pronikla zřejmě j. od údolí dnešní střední Sázavy u města Sázava, a to od S tektonickou sníženinou při kouřimském zlomu, tedy v. od vyzdviženého území černokosteleckého permu blanické brázdy.

Názory na rozsah transgrese svrchnokřídového moře ve sledovaném území nejsou v literárních pramenech jednotné. Zatímco Daneš (1913) předpokládal, že křídové moře zasáhlo převážnou část povodí střední a dolní Sázavy, další autoři připouštěli proniknutí křídového moře k dnešnímu údolí Sázavy jen v okolí stejnojmenného města (Novák 1932, Klein in Kodym et al. 1963). Podle Malkovského et al. (1974) a Mísaře et al. (1983) zasáhlo svrchokřídové moře k údolí dnešní střední Sázavy v úseku mezi (přibližně) mezi Ledčí nad Sázavou a městem Sázavou, kde proniklo výrazněji na jih od linie budoucího toku Sázavy. Oblast dolního Posázaví se však nacházela mimo dosah transgrese svrchnokřídového moře.

Z období mladších třetihor se v povodí střední Sázavy (v okolí Zruče nad Sázavou a Ledče nad Sázavou a u města Sázava) zachovaly denudační relikty neogenních sedimentů limnicko-fluviálního původu, řazené do

spodního miocénu (akvitán – burdigal, Malkovský 1975, 1979). Na Geologické mapě ČR 1 : 50 000, list 13-31 Říčany (Kodym red. et al. 1993), jsou lokality v okolí města Sázavy řazeny jako „rezidua fluviálních štěrků" do pliocénu. Rovněž v kvartéru zde výrazně převládaly destrukční procesy nad akumulačními. Z akumulačních tvarů vznikaly kromě deluviálních uloženin fluviální sedimenty pleistocenních teras a holocenních niv v údolích vodních toků.

Neotektonické pohyby zasáhly povodí Sázavy zejména v podobě prohybů a klenbovitých výzdvihů, většinou tedy spojitými strukturami typu synklinál a antiklinál o různé amplitudě (Moschelesová 1930). Zlomové struktury hrásťového typu nejsou příliš zastoupeny, i když některé z nich jsou poměrně výrazné (Velký Blaník, Malý Blaník a Melechov). Hlavní zlomovou strukturu představuje výrazný sj. svah na kouřimském zlomu, který směrem k J pokračuje do blanické brázdy. Jde o variskou morfostrukturu, na které se pohyby opakovaly ve svrchní křídě i v neotektonickém období. Výzdvih kry Černokostelecké pahorkatiny proti Kouřimské tabuli značně přesáhl 100 m.

5.2. Geologická stavba údolí střední a dolní Sázavy

Údolí středního toku Sázavy je ve studovaném území mezi okolím Světlé nad Sázavou a ústím Vlkančického potoka u Pyskočel (mezi říčním km 150,0 a 50,0) zahloubeno do hornin moldanubického krystalinika. Výrazně převládají biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, místy migmatitizované (až migmatity) – např. u Světlé nad Sázavou. Poměrně vzácné jsou polohy erlanů, krystalických vápenců (u Ledče nad Sázavou), žilného granitu aj. Tato menší tělesa většinou napříč přetínají údolí Sázavy ve směru JZ–SV. Mezi ústím Blanice a městem Sázava (říční km 78–57,3) vystupují v moldanubických rulách četná tělesa homogenního a páskovaného amfibolitu. Tyto odolnější horniny, zejména homogenní amfibolit, podmínily vznik nejvýraznějších údolních meandrů Sázavy.

Mezi Světlou nad Sázavou (říční km 143,2) a j. okolím Vilémovic (říční km 134,8) protéká řeka melechovským masivem, který představuje výběžek centrálního moldanubického plutonu (Procházka, Mlčoch 1998). Masiv zřetelně koncentrické stavby variského stáří je hluboko zakořeněný (15–17 km) a je tvořen čtyřmi základními typy granitů: lipnickým, koutským, melechovským a typem Stvořidla (Procházka, Mlčoch 1998). Řeka přetíná napříč všechny uvedené typy granitů, takže asymetrické hluboké, ale značně rozevřené údolí má průlomový charakter. Geomorfologicky se uplatňují hlavně typy granitů melechovský a Stvořidla, představující vlastní peň masivu eliptického tvaru. Budují rozlehlý hřbet Melechova (709 m) a je na ně vázán úsek zvětšeného sklonu hladiny ve Stvořidlech. V nejodolnějším drobnozrnném biotit-muskovitickém granitu typu Stvořidla vznikl výrazný údolní zákrut (téměř meandr) Sázavy u Bilantovy Lhoty.

Mezi Pyskočely a Žampachem (říční km 50,0–9,8) je sázavské údolí zahloubeno do granitoidů středočeského plutonu variského stáří. Jsou zde zastoupeny granity, granodiority, tonality, diority s bohatým doprovodem žilných hornin (aplity, pegmatity, žilné granity, porfyry, lamprofyry aj.). Mezi Samechovem a Zlenicemi údolí prořezává tělesa proterozoických metabazitů s převahou amfibolických břidlic, bazaltů, amfibolických porfyritů (foto 14). Tato tělesa jsou spolu s rohovci, metadrobami a metakonglomeráty součástí metamorfovaných ostrovů, představujících denudační zbytky svrchno-proterozoického, méně spodnopalezoického pláště středočeského plutonu (ostrovy choceradský, čerčanský, zbořeneckokostelecký). K ostrovní zóně patří rovněž tzv. svrchnoproterozoické jílovské pásmo (Dudek in Mísař et al. 1983), kterým Sázava napříč protéká mezi Žampachem a Pikovicemi (říční km 9,8–4,1). Jsou to slabě metamorfované ryolity, ryodacity, andezity, bazalty a bazaltoidy. V těchto velmi odolných horninách vytvořila řeka sevřené erozní údolí až soutěskovitého rázu s velkým sklonem hladiny. Nejdolejší úsek údolí Sázavy od Pikovic po ústí do Vltavy (4,1 km) byl založen v méně odolných horninách svrchního proterozoika, a to převážně štěchovické, zčásti kralupsko-zbraslavské skupiny (prachovce, břidlice, droby). Petrografický přehled hornin vychází, pokud není uveden jiný pramen, z legend příslušných listů geologické mapy ČR v měřítku 1 : 50 000.

6. Stručná charakteristika geomorfologických poměrů údolí Sázavy

6.1. Základní geomorfologické jednotky sledovaného území

Řeka Sázava pramení jako Stržský potok na V od Nové Huti v 757 m n. m. Toto území Českomoravské vrchoviny je součástí Žďárských vrchů v Hornosvratecké vrchovině. Řeka Sázava po 225 km dlouhém toku ústí do Vltavy v Davli v nadmořské výšce hladiny 200 m (vzdutí vodní nádrže Vrané), přičemž původní hladina tekoucí řeky měla výšku 196 m. Její průměrný průtok při ústí za období 1931–1960 činil 25,5 $m^3.s^{-1}$. Průměrný průtok za období 1961–2005 byl ve Zruči nad Sázavou 9,4 $m^3.s^{-1}$ a v Nespekách 20,8 $m^3.s^{-1}$ (ČHMÚ). Sázava odvodňuje povodí o rozloze 4 349 km^2. Protéká čtyřmi celky Českomoravské vrchoviny: Hornosvrateckou vrchovinou, Křižanovskou vrchovinou, Hornosázavskou pahorkatinou a Křemešnickou vrchovinou (Czudek et al. 1972). Kromě krátkého svahového pramenného toku sleduje Sázava od rybníka Velké Dářko po Žďár nad Sázavou v jv. směru průběh tektonických sníženin v pokračování železnohorského zlomu a tzv. Dlouhé meze. Ve Žďáru nad Sázavou mění řeka náhle směr na z. až zsz., ve kterém v podstatě setrvává až po své ústí do Vltavy.

V úseku mezi Světlou nad Sázavou a v. okolím Ledče nad Sázavou sleduje řeka j. výběžek Hornosázavské pahorkatiny, a to v jejím podcelku Světelské pahorkatině. Zbývající úsek toku po Zruč nad Sázavou (obr. 3, foto 3) byl založen v Humpolecké vrchovině, která je podcelkem Křemešnické vrchoviny. Morfografickou dominantu Humpolecké vrchoviny představuje mohutná hrásťová kra hřbetu Mehelníku, která se významně uplatnila při vývoji údolí Sázavy a tvorbě říčních teras.

Ve Zruči nad Sázavou vstupuje řeka na území Středočeské pahorkatiny, v níž zůstává až po své ústí. Nejprve po město Sázava řeka protéká okrajovou sv. částí celku Vlašimské pahorkatiny, a to jejím podcelkem Mladovožickou pahorkatinou. V tomto území Sázava mění směr toku na delším úseku na sz. až s. (mezi ústím Blanice a městem Sázava, obr. 4), přimyká se ke směru tektonické struktury blanické brázdy a vytváří nejdokonalejší údolní meandry. Pod ústím Želivky až po ústí Blanice přejímá řeka směr dolního toku svého největšího přítoku. U města Sázava řeka náhle mění směr na celkově z. (s kratšími jz. odchylkami), který si podržuje až po své

ústí. U města Sázava vstupuje řeka do reliéfu celku Benešovské pahorkatiny. K tvarově vyhraněným nižším jednotkám (okrskům) patří mj. Divišovská vrchovina a Ondřejovská vrchovina (mezi městem Sázava a Lštěním), kde řeka vytvořila hluboké sevřené údolí místy průlomového rázu. V dalším úseku až po Kamenný Přívoz je údolí v nižším a plošším reliéfu Konopišťské pahorkatiny zpravidla méně zahloubené až často úvalovité; místy se vyznačuje zřetelným dvoufázovým vývojem. Hluboké erozní údolí průlomového rázu vyhloubila řeka na nejdolejším toku (mezi Kamenným Přívozem a Pikovicemi) v tvrdých horninách Jílovské vrchoviny (Sládek in Demek et al. 1987; Balatka, Sládek in Demek, Mackovčin et al. 2006).

6.2. Geomorfologické poměry údolních úseků a přilehlého území

Úsek Havlíčkův Brod – Světlá nad Sázavou (říční km 164–145): Údolí Sázavy v uvedeném úseku je většinou středně až mělce zahloubené, a to do mírně ukloněného denudačního reliéfu s plošinami v údolní poloze, které se vyskytují v relativní výšce nad nivou zpravidla 30–40 m. Nejvýše položené zarovnané povrchy jsou až 80 m nad říční nivou. Údolí sleduje převážně směr JV–SZ a kromě otevřených údolních zákrutů mezi Havlíčkovým Brodem a Okrouhlicí má přímočarý průběh. Geomorfologické poměry této oblasti popsal Demek (1964). Údolní hrany, vyznačující hodnotu kvartérního zahloubení (tzv. erozní efekt, srv. Krejčí 1939), leží většinou ve 425 m n. m., tedy 20–35 m nad hladinou řeky.

Úsek Světlá nad Sázavou – Ledeč nad Sázavou (říční km 145–129): Při ústí Sázavky mění údolí směr zprvu na jz., pak na z. a ve Stvořidlech (od 136. km) na sz. směr. Až po říční km 140 je údolí opět středně zahloubené (35–40 m). Pod Smrčnou v granitech melechovského masivu (Stvořidla) protéká řeka s velkým sklonem hladiny údolím průlomového rázu, které je zahloubeno do vrcholových částí Melechova (709 m, max. 713 m) a Žebrákovského kopce (601 m) přibližně 350 m, resp. 220 m. Proto je údolí v příčném profilu zřetelně výškově asymetrické (foto 1). Údolní zákrut na 137. říčním km byl podmíněn výběžkem odolnějšího granitu typu Stvořidla. Výrazný údolní zákrut z. od Vilémovic byl zřejmě způsoben odolnějším žilným granitem a kvarcitem v pararulách. Údolí má poměrně sevřený příčný profil s hranou až 70 m nad hladinou a je dvoufázově zahloubeno 115–140 m do plošin na miocenních sedimentech a do nejvyšších zarovnaných povrchů.

Úsek Ledeč nad Sázavou – Vlastějovice (říční km 129–112): Údolí ve směru JV–SZ se vyznačuje výraznými údolními zákruty až meandry (např. u Vlastějovic), jejichž vznik zřejmě vyvolaly výskyty vložek kvarcitů a amfibolitů v pararulách. Příkré nárazové svahy údolních zákrutů jsou až 60–80 m vysoké. Údolí Sázavy je zahloubeno 110–135 m do plošin vytvořených na miocenních sedimentech a 150–210 m do nejvyšších zarovnaných povrchů. Od Chřenovic se v jesepních částech zákrutů vyskytují lokality nízkých teras.

Úsek Vlastějovice – ústí Želivky (říční km 112–99): Údolí o celkovém směru VJV–ZSZ se vyznačuje především otevřenými zákruty (výjimkou je ostrý meandr pod Zručí nad Sázavou) a má místy úvalovitý ráz (foto 6). Zahloubení údolí do plošin neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů dosahuje 105–150 m. Tento úsek představuje vývojově nejpozoruhodnější část údolí Sázavy, protože pouze zde se nacházejí mohutné akumulace středopleistocenních říčních teras, a to zejména v opuštěných údolních úsecích (obr. 3). Široce rozevřené údolí Sázavy má místy ráz neogenní a staropleistocenní údolní kotliny.

Úsek ústí Želivky – ústí Blanice (říční km 99–79): Údolí v uvedeném úseku přebírá směr údolí Želivky (JV–SZ) a vyznačuje se otevřenými zákruty. Tyto zákruty mají vysoké nárazové svahy (50–100 m) se skalními výchozy a nižší terasy v jesepních částech (zejména u Kácova). Vyšší zarovnané povrchy jsou až 140–183 m nad řekou; dnešní údolí je většinou 60–80 m zahloubeno do plošin a zbytků neogenního úvalovitého údolí.

Úsek ústí Blanice – město Sázava (říční km 79–57): Údolí Sázavy zde sleduje celkově js. směr, což je pokračování směru údolí Blanice, takže se zde řeka přizpůsobuje průběhu blanické brázdy. Mezi Ratajemi nad Sázavou a městem Sázava vznikly nejdokonalejší zaklesnuté údolní meandry z celého toku řeky, a to se skalnatými nárazovými svahy vysokými 90–140 m. Nejvýraznější meandr u Přívlak má jen asi 200 m širokou meandrovou šíji (Pilecká 1997). Vznik údolních meandrů byl zřejmě podmíněn četnými tělesy odolných amfibolitů, do nichž se řeka zařezává. Skutečnost, že se s výjimkou přívlackého meandru nikde nenacházejí vyšší říční terasy naznačuje, že ke vzniku meandrů a zákrutů došlo rychlým zaříznutím původních volných meandrů v důsledku silné erozní fáze ve starším a středním pleistocénu. Údolí má zde erozní ráz, se sevřeným příčným profilem a s malými relikty nízkých teras (obr. 4). Denudační plošiny menších rozměrů v blízkosti údolního zářezu leží 80–110 m nad řekou, vzdálenější rozvodní zarovnané povrchy se nacházejí 150–180 m nad Sázavou.

Úsek město Sázava – Týnec nad Sázavou (říční km 57–18): V městě Sázava řeka mění směr údolí trvale ze s. na celkově z. a jen v úseku mezi Zlenicemi a Poříčím nad Sázavou směřuje k JZ. Řeka zde vytvořila otevřené zákruty s velkým poloměrem zakřivení a s nízkými terasami uvnitř oblouků (ve městě Sázava, u Černých Bud, Zlenice, Poříčí nad Sázavou, Týnce nad Sázavou). Tyto rozsáhlé zákruty vytvářejí malé údolní kotlinky. Pozoruhodné je sv. okolí města Sázava, kde od hrany pravého nárazového svahu meandru se v širší oblasti sázavsko-labského rozvodí u Čekanova necelé 3 km od řeky (!) nacházejí lokality mladotřetihorních sedimentů v nadmořských výškách mezi 387–403 m (101–118 m nad řekou). Údolní hrana se ve sledovaném úseku v přímých trasách nachází v 70–85 m nad řekou. Nejvýše položené zarovnané povrchy leží ve 130–185 m nad řekou, jejich střední úroveň se nachází ve 110–120 m a nejnižší plošiny převyšují řeku o 90–100 m. Úsek mezi městem Sázava a Hvězdonicemi téměř postrádá říční terasy a má průlomový

ráz. Údolní hrany ojedinělých přímých úseků se nacházejí v 70–90 m nad řekou.

Úsek Týnec nad Sázavou – ústí do Vltavy (říční km 18–0): Kromě nejdolejšího toku od Pikovic (cca 5 km) se jedná o úsek s výrazně zvětšeným sklonem hladiny. Údolí provázejí terasy hlavně vyšších úrovní, vytvořené nad údolním zářezem a vykazující zřetelnou divergenci směrem proti toku. Ojedinělé lokality denudačních plošin se nacházejí 90–120 m nad řekou. Zahloubení údolí pod povrchem vyšší středopleistocenní terasy (IIIa) se zmenšuje ze 75 m v soutokové oblasti s Vltavou na 55 m u Kamenného Újezdu a na 40 m u Krhanic (obr. 5). Mezi Žampachem a Pikovicemi vyhloubila Sázava v odolných horninách jílovského pásma sevřené až soutěskovité údolí se skalními stěnami.

6.3. Shrnutí

Sledované údolí Sázavy představuje několik geomorfologicky i směrově odlišných úseků, podmíněných kromě geologické stavby i specifickým vývojem toku od pliocénu do konce středního pleistocénu. Staropleistocenní údolí bylo široce rozevřené a výrazně úvalovité. Analýza sklonové křivky se dvěma nápadnými sklonovými „stupni" (ohyby) je uvedena v kapitole 4. Údolí Sázavy se vyznačuje několika pozoruhodnými morfologickými rysy:

a) Střídají se úseky se sevřeným příčným profilem s rozšířenými až úvalovitými částmi.
b) Nápadné změny ve směrech údolí jsou zčásti podmíněny morfostrukturně, zčásti vývojově.
c) Přímé údolní úseky jsou ojedinělé, většinou se jedná o nápadně zvlněný průběh s četnými zaklesnutými zákruty a meandry, podmíněnými rovněž strukturně geologicky i vývojově.
d) Ve sklonových poměrech současného toku se odlišná odolnost hornin významněji neprojevila ani na výrazně erozních úsecích dlouhého středního toku.
e) Nejvyšší zarovnané plošinné povrchy typu etchplénu a pediplénu leží převážně mezi 140–190 m nad řekou. Nižší úrovně denudačních plošin převážně menších rozměrů se vyskytují většinou v relativních výškách mezi 90–130 m. Jsou vyvinuty ve dvou až třech výškových úrovních, a to v předkvartérní široce rozevřené úvalovité údolní sníženině.
f) Hrany vzácných přímých údolních úseků, které naznačují rozsah převážně středopleistocenního erozního zahloubení, se nacházejí převážně v 60–90 m, v soutokovém území 105 m a v horní části toku ve 40 m nad říční hladinou.

7. Terciérní sedimenty a kvartérní terasy střední a dolní Sázavy

Výsledky terénních geomorfologických výzkumů a využití existujících rukopisných i publikovaných materiálů umožnily sestavení podélného profilu lokalitami teras a neogenních sedimentů (obr. 23), dále konstrukci příčných profilů údolím řeky (obr. 8–19) a map lokalit fluviálních sedimentů a významných výskytů plošinných zarovnaných povrchů (obr. 6a, 6b, 6c, 6d). Podélný profil zachycuje rovněž polohy výrazných údolních hran přímých údolních úseků. Hlavní grafickou dokumentaci představuje podélný profil terasami a neogenními sedimenty, tj. rekonstrukce průběhu kvartérních terasových a mladotřetihorních úrovní, vztažených na podélný profil hladiny Sázavy.

Uvedená rekonstrukční metoda byla u nás poprvé použita právě při výzkumu teras Sázavy, avšak pouze v písemné podobě bez grafického doprovodu (Novák 1932b). Komplexně byla aplikována při zpracování teras středního a dolního toku Vltavy (Záruba-Pfeffermann 1943, Záruba et al. 1977). Rekonstrukční metoda umožnila rozlišit na Sázavě dvě úrovně neogenních fluviálních sedimentů a sedm kvartérních terasových akumulací (úrovní) a jejich navázání na terasový systém Vltavy (obr. 5). Podélný profil terasami je 300× převýšený (obr. 23), příčné profily (obr. 8–19) jsou převýšené 10×.

7.1. Mladotřetihorní říční a říčně-jezerní uloženiny

Neogenní sedimenty se ve sledovaném úseku Sázavy zachovaly ve dvou oblastech: 1. v okolí Ledče nad Sázavou a Zruče nad Sázavou, 2. v okolí města Sázava (obr. 6c, 6d). Tyto uloženiny byly zařazeny do neogénu podle relativní výškové polohy vysoko nad údolním zářezem a podle vzhledu sedimentů, odlišného od kvartérních terasových náplavů. Neogenní sedimenty se nápadně liší od kvartérních náplavů zejména podstatně větším obsahem křemenných štěrků a poměrně častým výskytem jílovitých vrstev a čoček v převládajících píscích a štěrkopíscích.

V sázavsko-želivském meziříčí, tedy mezi sz. úpatím rozsáhlého hřbetu Melechova (709 m) a soutokem obou řek, se zachovala řada lokalit neogen-

ních fluviálně-limnických sedimentů (obr. 9, 10). Jde o níže položený plochý reliéf rozsáhlého zarovnaného povrchu, který výškově místy navazuje na povrchy neogenních sedimentů a jinde je nevýrazně převyšuje. Zarovnaný povrch v rozvodní oblasti se mírně snižuje od JV k SZ ze 470–486 m na 390–400 m před soutokem obou řek. Neogenní uloženiny patrně představují denudační relikty původně rozsáhlejší říčně-jezerní pánve, která vytvářela mělkou tektonickou sníženinu, prohybově zaklesnutou do okolního vyššího reliéfu. Současný zarovnaný reliéf, který téměř postrádá elevace se zachovanými suky a odlehlíky (výjimkou je Luha 498 m při Nové Vsi u Dolních Kralovic), je zřejmě svrchnomiocenního až pliocenního stáří. Terciérní sedimenty jsou téměř všude zakryty písčitojílovitými hlínami, které dosahují mocností až kolem 2 m.

Nejdále na JV se zachoval ostrov neogenních sedimentů u Bojiště s nejvyšším povrchem ve 486 m (135 m nad hladinou Sázavy u Ledče nad Sázavou). Lokalita je protažená od JZ k SV a představuje zřejmě zbytek výplně koryta Želivky směřujícího k Sázavě (obr. 7). Podle řady vrtů jsou uloženiny tvořeny hlinitými až jílovitými písky se štěrkem a štěrkopísky a s ojedinělými drobnými vložkami světle šedých písčitých jílů. Převládá středně zrnitý písek (52–54 %) a středně hrubý štěrk (26–38 %) s hrubšími valouny (10–25 cm); jílu a prachu je 6–14 %. Při rulovém podloží byly zastiženy hrubé štěrky s balvany o velikosti 5–35 cm (15–25 %) a vzácně se vyskytují balvany větší než 40 cm. Štěrky jsou tvořeny téměř jen křemenem, ojediněle se objevují i zrna živců, horniny krystalinika a úlomky železivce. Vzácné jsou vrstvy bílých písků (mocnost až 100 cm) s vložkami písčitých jílů. Neogenní sedimenty jako výplň mělké pánvičky (údolí) byly zastiženy v mocnosti 2,2–12,4 m, s bází ve 471–481 m (Král 1971b, 1973, Rybařík 1969).

Lokalita s. od Kožlí přetíná ve směru J–S sázavsko-želivské rozvodí. Jedná se o výplň údolí (Želivky?), širokého 200–400 m, s povrchem ve 452–466 m a pararulovým podložím ve 442–451 m. Mocnost hlinitých a jílovitých písků se štěrkem a s polohami jílů (při bázi hlinitých a jílovitých štěrků) dosahuje ve vrtech maximálně 10–14 m (Král 1971c). Ve v. sousedství lokality se nachází vyšší zarovnaný povrch ve 480 m.

Podle rozborů materiálu z vrtů jsou převládajícím sedimentem štěrkopísky, kdežto štěrky jsou zastoupeny 34,4–41,4 %, jíly a prachové částice 10,0–13,7 %. Převládající středně zrnité písky tvoří 34,4–35,9 % sedimentární výplně sníženiny. Štěrky jsou tvořeny převážně křemenem (82–91 %), dále kvarcitem (8–11 %), železitým pískovcem a úlomky hornin krystalinika (4–15 %). Nepravidelné jsou polohy jílů až písčitých jílů. Biotitické pararuly na bázi uloženin jsou zvětralé do hloubky 1–2 m. Sedimenty této lokality jsou zakryty souvislou polohou písčitých hlín o mocnosti 20–240 cm (Rybařík 1968, Král 1971c).

Lokalita u Přemelovska s povrchem 448–467 m má ve snížené s. části malou mocnost (1 m) jílovitopísčité hlíny (Rybařík 1968), na vyšším povrchu nebyly vyhloubeny žádné vrty. Tento výskyt neogenních sedimentů,

vyznačený na geologické mapě ČR 1 : 50 000, 23-12 Ledeč nad Sázavou, je proto problematický. Naproti tomu lokalita Zahájí, neznačená na uvedené geologické mapě, byla potvrzena vrtem N 7, který zastihl bázi hlinitých písků a písčitých jílů, mocných 6,5 m, na kótě 443 m (povrch ve 449,50 m, Rybařík 1968).

Nejrozsáhlejší výskyt neogenních sedimentů sv. od Všebořic (u Fibichovy Myslivny), s povrchem mezi 428–452 m, byl potvrzen vrtem H 4: 2,7 m mocné hlinité písky s valouny křemene a podložní písčité jíly spočívají na eluviu pararuly ve 435,3 m (Rybařík 1968).

Menší lokalita nad levým nárazovým svahem údolního zákrutu Sázavy jz. od železniční zastávky Chřenovice má jen 2,3 m mocnou pokrývku písčitých hlín s valouny a dále písčitojílovitých štěrků, s bází ve 442,2 m (vrt N 5 – Rybařík 1968).

Protáhlá úzká hřbetová lokalita u Čejtic a Onšovce je kryta jen 2,0–3,5 m mocnými písčitojílovitými hlínami s valouny a hlinitopísčitými štěrky s bází ve 433–437 m a s povrchem ve 435,0–440,5 m (vrty H 1, N 2, N 3 – Rybařík 1968).

Mezi Havlíčkovým Brodem a Světlou nad Sázavou bylo rozlišeno několik lokalit písčitých jílů a hlinitých písků s valouny křemene o mocnosti 1–2 m, klasifikovaných jako neogén (Hrubeš 1995), které leží v relativní výšce 70–80 m nad řekou. Jde zejména o výskyty na Vadínském kopci (470 m), u Nové Vsi u Světlé nad Sázavou (471 m) a j. od Závidkovic (467 m), které Novák (1932b) považoval za říční terasy.

Druhým regionem s výskytem reliktů neogenních fluviálně-limnických sedimentů je území sv. od města Sázavy v širší oblasti sázavsko-labského (výrovského) rozvodí (foto 11, obr. 14). Písky a štěrkopísky neznámé mocnosti (patrně do 10 m) mají povrch, krytý sprašovými hlínami, převážně ve 397–403 m (u Radvanic, Újezdce, Chrastné), tj. 112–118 m nad blízkou hladinou Sázavy. Jedná se pravděpodobně o denudační zbytky uloženin tzv. Nechybské řeky, která ve směrovém pokračování toku Blanice (a blanické brázdy) tekla v neogénu patrně tektonickou sníženinou ve výběžku svrchnokřídových sedimentů k S po Kouřimské tabuli do oblasti dnešního středního Polabí (Daneš 1913, Novák 1932b). Odlišný názor na směr odvodňování zastává Malkovský (1975, 1979), který předpokládá, že se jedná o sedimenty spodno-miocenního pravostranného přítoku neogenní Sázavy od S. Hlavní tok již tehdy údajně směřoval od Ledče nad Sázavou k Z, podobně jako dnešní řeka (též Ložek et al. 2004). Charakterizované neogenní sedimenty („reziduum fluviálních štěrků“) jsou na geologické mapě 1 : 50 000, list 13-31 Říčany, označeny překvapivě jako pliocenní (Kodym et al. 1993, též Kadlec in Müller et al. 1993).

Z hlediska stratigrafického zařazení je problematická lokalita mezi Radvanicemi a Nechybou, mírně ukloněná směrem k J, tedy k hraně příkrého nárazového svahu meandru Sázavy. Povrch této plošiny (374–387 m n. m. resp. 88–101 m nad řekou), kryjí v nevelké mocnosti četné subangulární valouny

a úlomky křemene a vzácně ruly. V s. části plošiny místy vycházejí žlutavě šedé až rezavé jíly s úlomky křemene; jde zřejmě o fosilně (?) zvětralé amfibolitové podloží. Směrem k S jsou uloženiny zakryty spraš ovými hlínami, které jsou u bývalého radvanického hliniště mocné 5–6 m. Popsanou lokalitu řadí Novák (1932b) k nejstarším terasám Sázavy. O radvanické lokalitě se zmiňuje již Daneš (1913), který v cihelně zjistil křemenné štěrky střídající se s jílovitými polohami. Na geologické mapě ČR v měřítku 1 : 50 000, list 13-31 Říčany, je radvanická lokalita řazena mezi „rezidua fluviálních štěrků starších akumulací" spodnopleistocenního stáří. Podle značné relativní výšky, rázu sedimentů a polohy v podélném profilu je uvedený výskyt v naší studii klasifikován jako neogenní úroveň B, polohou odpovídající pravděpodobně sloupským uloženinám, popř. nižší úrovni zdibského stadia na Vltavě.

Morfostrukturní sníženina v. od svahu na kouřimském zlomu, s relikty bělohorského a peruckého souvrství svrchní křídy, se sklání k S a je protékána potokem Vavřinec (horní tok Výrovky). Neogenní uloženiny nebyly zde kromě rozvodní oblasti zjištěny; fluviální písčité štěrky při s. okraji Kouřimi, vzdálené asi 12 km od neogenních sedimentů na sázavsko-labském rozvodí, jsou ve výše zmíněné geologické mapě řazeny do středního pleistocénu. Směrem k S staré náplavy Kouřimky navazují na rozsáhlou lokalitu labské terasy IIIa na Kouřimské tabuli, stratigraficky odpovídající mindelu 1 (Balatka et al. 1966).

Polohou v podélném profilu odpovídají radvanické lokalitě patrně subangulární štěrky u Tichonic nad levým svahem údolí Sázavy, zachované asi 90 m nad hladinou řeky (Kodym, Kadlec et al. 1997, Kadlec in Müller et al. 2002). Vzhledem ke geomorfologické poloze je však interpretace tohoto plošně nepatrného výskytu sporná.

Od popsaných neogenních lokalit u města Sázavy, popř. u Tichonic, nebyly až po soutok s Vltavou v okolí údolí řeky zjištěny žádné nesporně předkvartérní uloženiny. Při sondovacích pracích a výkopech při stavbě želivského přivaděče a vodojemu u Jesenice byly v 60. letech 20. století zaznamenány neogenní fluviální sedimenty v pozoruhodné poloze na rozvodí mezi Zahořanským potokem a Botičem, tedy nedaleko sázavsko-vltavského rozvodí. Mezi Horními Jirčany a Jesenicí byly zjištěny písky a jílovité písky se štěrky s polohami jílů, vyplňující v mocnosti přes 30 m výrazná, až 450 m široká a 40 m hluboká koryta (Lochmann, Juranka 1968, in Kleček et al. 2001). Povrch zarovnaného reliéfu s mocným pokryvem spraše a deluviálních uloženin se v lokalitě nachází převážně mezi 350–380 m n. m., tj. 145–175 m nad hladinou Sázavy u Luk pod Medníkem vzdálené 11–12 km.

Poblíž soutoku Sázavy s Vltavou se nacházejí klasické lokality středočeských neogenních sedimentů u Sloupu (povrch 320 m) a u Klínce (363 m). Uloženiny u Klínce na vltavsko-berounském rozvodí byly podle fytopaleontologických nálezů zařazeny do spodního miocénu (Mašek red. et al. 1984).

Shrnutí

Denudační relikty neogenních (převážně patrně miocenních) sedimentů se nacházejí ve dvou oblastech sníženého zarovnaného reliéfu, tj. v morfostrukturních depresích sázavsko-želivského meziříčí a sázavsko-labského rozvodí. Představují jednak relikty akumulačních výplní starých říčních údolí, jednak denudační trosky plošných pokryvů. Jde o fluviální až fluviálně-limnické uloženiny, mocné okolo 10 m, nacházející se zřetelně nad kvartérním údolním zářezem, s povrchy 110–135 m nad řekou (převládající úroveň A). Z jejich dnešních výskytů lze usuzovat buď na odvodňování Sázavy od stejnojmenného města k S, a to ve shodě s názory starších autorů (zejména Nováka 1932b), nebo se přiklonit k pojetí Malkovského (1975, 1979) o neogenním odvodňování k Z, tj. ve směru dnešního toku. Značně rozkolísané absolutní výšky neogenních lokalit v sázavsko-želivském meziříčí (v rozsahu kolem 20 m) mohou naznačovat, jde-li ovšem o časově synchronní sedimenty, jejich menší tektonické porušení. Níže položené lokality u města Sázavy a nad soutokem s Blanicí, nacházející se při údolním zářezu, patří již nepochybně k odvodňování v dnešním směru, tedy k Z a lze proto usuzovat na jejich pravděpodobné pliocenní stáří. Podle nového chronostratigrafického schématu (tab. 2, 3) se však může jednat již o staropleistocenní uloženiny (též Kodym et al. 1993, Müller et al. 1993). Neogenní sedimenty u Jesenice, vyplňující hluboká koryta poblíž sázavsko-vltavského rozvodí, mohou představovat relikty po odvodňování povodí dolní Sázavy k S, což naznačují i převládající poledníkové směry sázavských přítoků v širším okolí. Velké převýšení nad vzdálenou hladinou Sázavy (až 175 m) lze nejspíše vysvětlit mírným antiklinálním vyklenutím území dnešního rozvodí nad synklinální sníženinou v místech sázavského údolí ve smyslu názoru Moschelesové (1930).

7.2. Kvartérní terasy a fluviální sedimenty

7.2.1. Geneze, stavba a rozšíření teras

Rekonstrukční metoda použitá při zpracování terasového systému vychází z předpokladu, že hlavní terasové prvky, tj. báze a povrch, vytvářejí v podélném profilu vyrovnané sklonové křivky, odpovídající tzv. profilu rovnováhy. Za tohoto stavu je v rovnováze vodnost toku s jeho transportní kapacitou, tzn. že řeka neeroduje ani neakumuluje a unášený materiál je pouze přemísťován (Novák 1932b, Krejčí 1939, Záruba-Pfeffermann 1943, Záruba et al. 1977). Rovnovážný stav může být porušen diferencovanými tektonickými pohyby, kolísáním vodnosti a také zvětšením množství unášených hmot, které se dostávaly do řeky, např. při intenzivních kryogenních pochodech. Dochází tak k mohutné akumulaci (tzv. klimatické agradaci), která směřuje k zaujetí nového rovnovážného profilu. Na vznik mohutných agradací měly

v údolí Sázavy rozhodující vliv nápadné stupně (ohyby) ve sklonové křivce toku. Tyto sklonové ohyby představují čela zpětné eroze, která sem postoupila směrem proti proudu při zahlubování údolí (obr. 2). Jedná se rovněž o místa, kam dospěla akumulační fáze příslušné terasy. Těmto předpokladům hydrodynamického vývoje odpovídá sklonová křivka současné hladiny Sázavy se dvěma nápadnými stupni zvětšeného sklonu na středním a na nejdolejším toku (viz kap. 4). Podobný tvar sklonové křivky nevytvořila žádná další česká řeka se systémem kvartérních teras.

Rekonstrukce terasových lokalit v podélném profilu umožnila stanovení terasového systému a jeho paralelizaci se systémem teras Vltavy. Terasový systém Sázavy zahrnuje 7 terasových akumulací, odpovídajících obdobným úrovním hlavní řeky – Vltavy (obr. 23). Podle stupně rozšíření lokalit jednotlivých teras a jejich tvarového projevu se údolí Sázavy ve sledovaném úseku vyznačuje několika specifickými rysy. Z hlediska stavby, tj. uspořádání teras v podélném profilu a v příčných profilech, lze sledované sázavské údolí rozdělit na 5 odlišných úseků, jejichž rozdíly jsou podmíněny vývojem údolí v různých morfostrukturních a morfogenetických podmínkách:

1. Nejhořejší úsek po Stvořidla, tj. ke vstupu do melechovského průlomu (říční km 165–140), má pouze vzácné terasové lokality malých rozměrů, s povrchy převážně do 15 m, výjimečně až 30 m nad hladinou řeky.
2. Úsek v granitech melechovského masivu ve Stvořidlech (říční km 140–135) představuje erozní údolí průlomového rázu bez říčních teras.
3. Úsek od Stvořidel přibližně po Kácov (říční km 135–85) je z hlediska terasového systému a vývoje údolí nejvýznamnější část sázavského údolí. Pouze zde vznikly mimořádně mocné terasové akumulace (až kolem 25 m!) a došlo k výrazným přemísťováním toku. Ojedinělé výskyty nejvyšších teras se nacházejí kolem 60 m nad hladinou toku.
4. Úsek Kácov – Týnec nad Sázavou (říční km 85–20) s malým množstvím terasových lokalit převážně nižších úrovní (do 20 m relativní výšky), zachovaných zpravidla v jesepních částech (jádrech) údolních zákrutů. V delších úsecích nebyly terasy zaznamenány, s výjimkou morfologicky většinou nevýrazné nízké nadnivní úrovně.
5. Úsek Týnec nad Sázavou – ústí do Vltavy (říční km 20–0), odpovídající kromě krátké trati před soutokem spodnímu sklonovému stupni, má vyvinuty v zejména vyšší terasy, a to nad údolním zářezem, které navazují na terasy hlavního toku (Vltavy).

Z hlediska zastoupení a plošného rozšíření terasových stupňů lze uvést následující skutečnosti:

a) Nejstarší, převážně vyšší středopleistocenní terasy se zachovaly jen velmi sporadicky v malých výskytech, a to nad hranami údolního zářezu.
b) Akumulační pokrývky teras jsou většinou málo mocné, zpravidla nepřesahují hodnotu 5 m a u řady lokalit, zejména vyšších úrovní, se jedná o denudační relikty původně mocnějších terasových sedimentů.

Jsou to plošiny se štěrky většinou nepatrných mocností (1–2 m), popř. jen s rozptýlenými valouny, často nedokonale opracovanými (polovalouny, Novák 1932b). Výjimku představují mohutné akumulace III. terasy na středním toku v okolí Zruče nad Sázavou.

c) Stupeň opracování (oválení) štěrků je většinou malý až střední. Proto, zejména u vyšších úrovní, výrazně převládají štěrky subangulární nad dokonaleji opracovanými. Také v mocnějších terasových akumulacích se objevují, zejména u opuštěných úseků, hojné ostrohranné úlomky a balvany, popř. slabě ohlazené štěrky místy se stopami po eolických ohlazech. Geomorfologicky se terasové lokality, na rozdíl od jiných českých řek (např. Berounky, srv. Balatka, Loučková 1992) většinou příliš neprojevují a jen vzácně se vyskytují v tvarově nápadných údolních stupních. Terasy téměř nikde nesledují řeku Sázavu v přímých úsecích (tzv. laterální terasy), jsou však vyvinuty převážně v jesepních částech zákrutů a meandrů (tzv. meandrové terasy). V laterální formě se nacházejí vyšší úrovně teras pouze na nejdolejším toku Sázavy a jinde má tuto formu místy jen nejnižší nadnivní stupeň.

d) Fluviální akumulace neobvykle velkých mocností na středním toku Sázavy (v širším okolí Zruče nad Sázavou) vytvářejí jen zřídka morfologicky výrazné stupně. Většinou se jedná o výplně opuštěných údolních úseků zachovaných v důsledku přemístění koryta do současného údolí.

7.2.2. Analýza lokalit jednotlivých terasových úrovní

Rekonstrukční metoda, graficky vyjádřená v podélném profilu terasami a v příčných údolních profilech, přispěla k poznání existence terasového systému se 7 úrovněmi, zahrnujícími jednak samostatné terasy, jednak (v omezeném rozsahu) terasové skupiny (obr. 6a, 6b, 6c, 6d). Terasy jsou označeny římskými číslicemi I až VII, přičemž I. úroveň je nejstarší, VII. nejmladší. Malá písmena *a*, *b* vyjadřují příslušnost ke skupině: *a* označuje vyšší úroveň, *b* nižší stupeň buď samostatné nebo kombinované (erozně-akumulační) geneze. Terasové skupiny se týkají jen problematické I. a především III. úrovně (Ia, Ib, IIIa, IIIb, viz tab. 1).

Terasy I. skupiny

K nejstarší pleistocenní terase nad smrčenským průlomem patří patrně denudační relikt říčních štěrků ve Světlé nad Sázavou u hřbitova asi ve 420 m n. m. (32 m nad hladinou Sázavy, Hrubeš 1995). Ojedinělé, výše položené lokality se subangulárními valouny spolu s převládajícími úlomky, uváděné Novákem (1932b) jako terasy u Závidkovic a Vadína ve 467–470 m (70–75 m nad řekou), jsou nyní pokládány za neogenní (Hrubeš 1995). Důvodem pro toto časové zařazení je vedle vysoké relativní výšky charakter sedimentů, protože se jedná o jílovité a hlinité písky s křemennými valouny.

Malý výskyt „písků a štěrkovitých písků vyšší terasy“, vyznačený na geologické mapě 1 : 50 000, list 23-12 Ledeč nad Sázavou (též Hrubeš 1993a) v jádru údolního zákrutu jz. od Vilémovic, nebyl při terénním výzkumu potvrzen. Terasa je znázorněna asi při vrstevnici 420 m (70 m nad hladinou Sázavy), tj. na mírném svahu, kde při silnici vycházejí jílovité písky (patrně eluvium granitu). Sousední sedlová plošinka ve 410–415 m (60 m nad řekou), s eluviálními písky na povrchu, leží v úrovni I. terasy (stupeň Ia).

Patrně jediná nesporná lokalita terasy Ia Sázavy s akumulační pokrývkou byla ověřena několika vrty na levém břehu Sázavy u Střechova (Passer 1967b), v místě ohybu brněnské dálnice ze sv. do jv. směru (foto 8). Povrch jílovitých písků se štěrky se nachází ve 378 m (62 m nad hladinou řeky), báze (eluvium pararuly) nebyla ani v hloubce 7 m zastižena, lze ji však předpokládat asi ve 370 m. Podle značné jílovité příměsi se může jednat o relikt neogenních (pliocenních?) uloženin. S ohledem na tuto výraznou lokalitu lze nejvyšší terasovou úroveň označit jako střechovskou (Ia, obr. 12).

V úrovni terasy Ia se nachází denudační zbytek štěrků na úzké hřbetové plošině v zsz. okolí Zlivu, situované uvnitř oblouku údolního zákrutu Sázavy. Četné subangulární, místy i dobře opracované a eolicky ohlazené převážně křemenné štěrky (10–12 cm, maximálně 20–25 cm) kryjí spolu s úlomky křemene a ruly ve 371–373 m (57–59 m relativní výšky) sníženou část plošiny mezi ortorulovým sukem (377,1 m) na Z a svahem vyššího reliéfu na V. Tento výskyt rázu opuštěného údolního úseku pochází z doby před počátkem zahlubování údolí a vývoje zákrutu. Engelmann (1938) pokládal lokalitu u Zlivu za předkvartérní. Na geologické mapě 1 : 50 000, list 13-34 Zruč nad Sázavou, není tento výskyt říční terasy zaznamenán. Ke stejné úrovni patří více než 4 m mocné písky se štěrky a štěrkopísky, zastižené vrty pod polohou písčité a jílovité hlíny (mocnou až 6,8 m) u bývalého hliniště 1,5 km zjz. od náměstí v Kácově. Povrch štěrků leží asi ve 375 m (64 m nad hladinou Sázavy) a báze asi ve 369–370 m (Čihák, Šilhan 1988).

Výškovou polohou (367 m, 64 m nad hladinou Sázavy) odpovídá I. terase malá lokalita terasových štěrků 300 m j. od Čejkovic. Velmi mírně ukloněná plošinka po obou stranách silnice se subangulárními, zčásti dobře oválenými křemennými, méně rulovými štěrky se stopami eolických ohlazů, představuje zřejmě soutokovou úroveň Sázavy a Blanice: ústí tohoto levostranného přítoku se nachází jen asi 500 m vjv. od popsané terasové lokality, kterou zařazuje Kadlec (1994) do spodního pleistocénu. Od tohoto výskytu až po soutok s Vltavou nebyly zjištěny štěrky a písky I. terasy Sázavy; v úrovni této terasy se nachází pouze několik denudačních plošin.

Meziúdolní plošinka u s. okraje Stříbrné Skalice (u samoty Cihelna) s povrchem ve 357 m (asi 60 m nad nivou Jevanského potoka), s převládajícími horninovými úlomky a vzácnými valouny, odpovídá I. terase Sázavy. Geologická mapa 13-31 Říčany tento sporný výskyt klasifikuje jako „reziduum fluviálních štěrků mladších akumulací“ spodnopleistocenního stáří.

Poměrně četné subangulární i dobře oválené křemenné, kvarcitové a granitoidní štěrky o velikosti do 12 cm při hraně levého svahu údolí Konopišťského potoka ve 324–332 m jz. od Poříčí nad Sázavou se přisuzují jmenovanému potoku, který mohl podle Nováka (1932b) směřovat od j. okraje obce k Z, tedy směrem na Týnec nad Sázavou-Brodce. Zmíněné štěrky leží u Poříčí nad Sázavou kolem 60 m nad hladinou řeky, tj. v úrovni I. terasy a za spodnopleistocenní je pokládá také Kadlec (1994).

Kromě charakterizovaných lokalit nejvyšší úrovně I. terasy (Ia) byly v údolí Sázavy zjištěny ojedinělé níže položené výskyty fluviálních sedimentů, které by mohly představovat denudační relikty nižšího terasového stupně Ib, popř. se může jednat o zbytky náplavů II. terasy. Jsou to lokality u z. okraje Kácova ve 358 m (47 m relativní výšky), u Ledečka v 348 m (55 m relativní výšky, Novák 1932b), u Hvězdonic ve 325 m (52 m relativní výšky), u Týnce nad Sázavou ve 309 m (56 m relativní výšky, Štěpančíková 2003). Pro nepatrný počet značně problematických výskytů (téměř bez významných akumulačních pokryvů) je existence této podružné úrovně nejistá, přestože se na přiložené mapě a profilech uvádí jako terasa Ib.

Shrnutí

Charakterizované výskyty I. terasy se zachovaly jen ojediněle, takže nelze spolehlivě rekonstruovat průběh terasy v podélném profilu. Kromě ojedinělých lokalit s akumulační pokrývkou, mocnou 5–8 m, se jedná o denudační relikty se špatně opracovanými štěrky. Výskyty v nejvyšší poloze (úroveň Ia), tj. s povrchem kolem 60 m nad hladinou, navazují na vltavskou lysolajskou terasu Ia, popř. IA (Záruba-Pfeffermann 1943, Záruba et al. 1977). Kromě této úrovně se v údolí Sázavy vyskytují níže položené, převážně denudační relikty (ve 47–52 m relativní výšky), které patrně odpovídají suchdolské terase při Vltavě (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, resp. terase IB, Záruba et al. 1977).

II. terasa (českoštemberská)

Rovněž tato terasová úroveň se v sázavském údolí zachovala poměrně vzácně, a to v plošně omezených výskytech. Sporadicky se vyskytující lokality jsou důsledkem toho, že II. terasa se většinou vytvořila již v údolním zářezu, takže při následných erozních fázích vývoje údolí byla většina sedimentů této terasy odnesena. Proto zde nemohly vzniknout terasy v geomorfologickém smyslu.

Nejvýše proti toku patří k II. terase malá plošinka nad železniční zastávkou jz. od Vilémovic. Jedná se o denudační relikt s povrchem asi 35 m nad hladinou řeky. Četné štěrky o velikosti převážně do 10 cm „sestupují" po mírném svahu až do relativní výšky 28–30 m nad řekou. Uloženiny však zřejmě nejsou mocnější než 2–3 m.

Další lokalitou II. terasy je výrazná plošina s valouny na pravém břehu Sázavy jv. od Ledče nad Sázavou, j. od silnice do Ostrova. Povrch kryjí četné štěrky o velikosti do 15 cm, složené z křemenů, kvarcitů, žul a rul, se

zřetelnými stopami po eolickém obroušení v hrance. V mělkém rýhovém výkopu byly v roce 1994 odkryty rezavě hnědé jílovité písky. Povrch lokality ve 386 m n. m. převyšuje o 35 m hladinu Sázavy.

Nejvyšší povrch plošiny, krytý četnými křemennými a rulovými štěrky 0,5 km z. od Březiny nad říčním km 110,8, s kótou 363 m (základní mapa 1 : 10 000), mírně převyšuje povrch terasy IIIa, takže se může jednat o snížený zbytek náplavů II. terasy v bazální poloze. Na vojenské topografické mapě 1 : 25 000 má však tato lokalita kótu 360,5 m, což již odpovídá povrchu terasy IIIa, k níž také byla tato plošina zařazena. Relativní výška povrchu této terasy je 30 m, popř. 32,5 m.

V opuštěném domahořském údolí na levém břehu Sázavy u Zruče nad Sázavou z doby III. terasy byly při levém nárazovém svahu zastiženy vrtem VZ102 písky s povrchem ve 365 m (39 m nad hladinou), spočívající v mocnosti 16 m na rulovém podloží (Král 1969, Václavek 1970). Tyto sedimenty leží v podélném profilu přesně v úrovni povrchu a báze II. terasy a navazují na významnou lokalitu II. terasy u Českého Šternberka. Vzhledem k výjimečnosti této lokality uvádíme profil těmito fluviálními sedimenty podle uvedeného vrtu VZ102 (Král 1969, upraveno):

Nadmořská výška povrchu: 366,00 m

0,15 m	humózní hlína
0,80 m	hlína
1,00 m	hlinitý písek
4,00 m	silně hlinitý až hlinitý písek
5,00 m	hlinitý písek s ojedinělými úlomky ruly (do 4 cm)
14,40 m	slabě hlinitý až hlinitý písek
16,00 m	slabě hlinitý písek s vrstvami čistého písku
16,60 m	čistý písek s ojedinělými úlomky ruly (do 4 cm)
16,80 m	úlomky navětralé ruly
19,30 m	eluvium ruly a navětralá rula.

Banýrová (2008) zaznamenala rozptýlené štěrky také v sedle 700 m jv. od Čížova v 367–370 m (47–51 m relativní výšky), tedy v úrovni povrchu II. terasy.

Vrt 6 v z. sousedství bývalé pískovny při z. okraji nové části Kácova s rodinnými domky zastihl 4,7 m mocné štěrky II. terasy s povrchem ve 346 m a bází ve 341,3 m (35 m a 30,3 m nad hladinou Sázavy; Hašlar 1959). V podobné nadmořské výšce byl zaznamenán povrch písků s valouny a úlomky hornin ve vrtech nad levým nárazovým svahem asi 1 km sv. od Tichonic. Vzhledem k neobvyklé geomorfologické poloze a k poměrně velkým zaznamenaným mocnostem sedimentů (až přes 19 m) lze tyto údaje přijímat velmi opatrně (geologická mapa 1 : 50 000, 13-43 zde značí moldanubické pararuly). Např. ve vrtu J 3 byl popsán tento profil (Sušický 1988, upraveno):

Nadmořská výška povrchu: 348,06 m

0,1 m	humózní hlína
1,4 m	hlína jílovitopísčitá
2,7 m	hlína jílovitopísčitá s příměsí hrubých křemenných zrn

11,7 m písek jemnozrnný hlinitý
19,5 m písek středně zrnitý až hrubozrnný, hlinitý, a to až s 20 % hrubých zrn (0,2–2 cm)
22,0 m dtto, s větší hlinitou příměsí
30,0 m eluvium ruly.

Písky mezi 2,7–22,0 m pokládá autor průzkumné zprávy za terasové uloženiny Sázavy. Hrubozrnné hlinité písky, mocné 14,5 m (povrch ve 346 m), údajně terasového původu, byly na této lokalitě zastiženy rovněž vrtem HV1 (Kopecký 1989).

Výrazná plošinka krytá štěrky II. terasy při v. okraji Soběšína má povrch ve 340–342 m, tj. 34–36 m nad hladinou Sázavy.

Nejvýznamnější lokalita II. terasy se zachovala uvnitř otevřeného údolního zákrutu Sázavy, a to u chatové osady 1 km sv. od Českého Šternberka (obr. 13). V malém odkryvu a v úvozu cesty vycházely tmavě rezavohnědé štěrkopísky, drobné štěrčíky a hrubozrnné jílovité písky, silně zhutnělé a chaoticky uložené. Valouny, často nedokonale opracované, jsou kromě převládajících křemenů tvořeny horninami krystalinika (zejména pararul), a to poměrně čerstvého vzhledu. V dolní části úvozu jsou sedimenty sypké a málo navětralé. Velmi mírně ukloněná plošinka s tenkou polohou deluviálních uloženin s povrchem ve 338–340 m leží 37–39 m nad hladinou Sázavy, nejnižší polohy terasových sedimentů ve 323 m jsou 22 m nad řekou. Záruba a Rybář (1961) tuto lokalitu pokládají za starší než jsou uloženiny výplní opuštěných údolních úseků v okolí Zruče nad Sázavou.

Kromě problematických, nejméně 7 m mocných písků s valouny s povrchem ve 312 m, zastižených vrtem HVSK 5 (Passer 1967b) u Hvězdonic asi 500 m jv. od železniční stanice, nebyly v dalším údolním úseku zaznamenány žádné výskyty této terasy. Sázavská II. terasa odpovídá při Vltavě terase Ib – pankrácké (Záruba-Pfeffermann 1943), popř. stupni II (Záruba et al. 1977).

Shrnutí

II. terasa byla v sázavském údolí rekonstruována jen v úseku mezi okolím Ledče nad Sázavou a Hvězdonicemi, a to na základě několika lokalit. Některé představují spíše denudační plošiny, jiné denudační relikty někdejších akumulací, takže naznačují polohu terasové báze. Ojediněle zachované říční sedimenty dosahují mocnosti až kolem 15 m. Povrch terasy probíhá směrem po proudu řeky vcelku souběžně s povrchem údolní nivy, a to v relativní výšce 35 m u Vilémovic a 37–39 m u Českého Šternberka. Popsaná terasa Sázavy odpovídá vltavské pankrácké terase, tj. úrovni Ib (Záruba-Pfeffermann 1943), resp. stupni II (Záruba et al. 1977). Její povrch leží v soutokové oblasti 87 m nad původní nevzdutou hladinou. Nelze však vyloučit ani genetický vztah sledované sázavské terasy k vltavské terase IIIA (kralupské), a to vzhledem k malému výškovému odstupu od následující nižší terasy (IIIa).

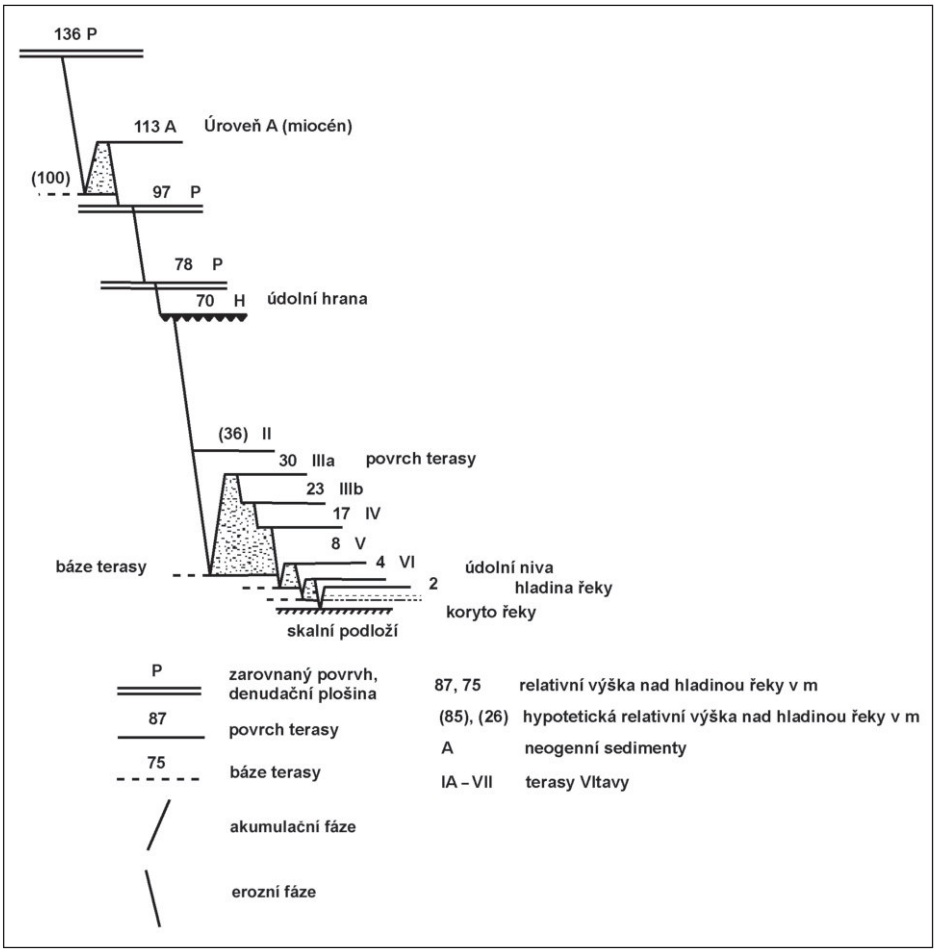
III. terasová skupina

III. terasová skupina představuje mocností sedimentů, rozšířením, genezí a vývojem údolí nejvýznamnější článek v terasovém systému Sázavy. Její vznik a stavbu výrazně ovlivnil nápadný stupeň ve sklonu hladiny řeky v oblasti melechovského granitového masivu pod Světlou nad Sázavou, který vznikl při silné erozní fázi po akumulaci náplavů II. terasy, kdy řeka prohloubila na středním toku své koryto asi o 35 m (obr. 2, 23). Čelo zpětné eroze postupující proti proudu zadržela mohutná zvedající se bariéra granitového masivu. Proto v úseku pod melechovským stupněm proběhla mohutná akumulace fluviálních sedimentů (agradačního typu). Při dosažení nejvyšší úrovně uloženin (povrchu terasy) řeka tento sklonový stupeň v podstatě vyrovnala. Sklon řeky se při skončení akumulační fáze opět přiblížil rovnovážnému profilu. Na tuto skutečnost upozornili již Záruba a Rybář (1961), kteří využili výsledky inženýrskogeologických výzkumů v terasových lokalitách této oblasti. Je třeba zdůraznit, že tyto extrémně velké mocnosti sedimentů III. terasy a vývoj údolí Sázavy jsou v erozně-denudačním pahorkatinném až vrchovinném reliéfu moldanubického krystalinika zcela výjimečným jevem (obr. 3), který nemá obdoby na žádné jiné české řece v podobných geologických a geomorfologických podmínkách.

Mocné akumulace náplavů III. terasy se zachovaly do současnosti díky tomu, že řeka po dosažení nejvyšší úrovně agradace přemístila v několika úsecích svůj tok do dnešního směru, takže akumulační výplně opuštěných údolí nebyly zasaženy mladší erozí řeky. To je ovšem situace, se kterou se v Čechách můžeme setkat v podstatě jen na území České tabule nebo třetihorní Mostecké pánve, výjimečně u Vltavy na Pražské plošině (u Libčic nad Vltavou). Geomorfologické poměry a vývoj údolí Sázavy potvrzují názor (srv. Žebera 1949), že říční terasy v geomorfologickém smyslu mohou vznikat zejména při jednostranném přemísťování koryta nebo při meandrování. Úsek mohutné akumulace náplavů III. terasy je vázán na sázavské údolí převážně mezi stvořidelským sklonovým stupněm a okolím Kácova, tj. mezi říčními km 135–85, přičemž rozhodující část toku se nachází mezi Chřenovicemi a okolím ústí Želivky, tedy mezi říčními km 120–95.

Kromě úrovně maximální akumulace sedimentů, označené kódem IIIa (chabeřická terasa), byla místy v náplavech III. terasy, popř. v samostatném postavení (mimo opuštěné úseky), rozlišena nižší úroveň (IIIb, budská), která místy představuje vloženou, popř. erozní terasu. Proto budou obě úrovně charakterizovány společně.

První nesporná lokalita terasy IIIa (chabeřické) se nachází na pravém břehu Sázavy 2 km jv. od Ledče nad Sázavou (na 131. říčním km). Plošinku při hraně svahu ve 375–380 m (24–29 m nad hladinou) kryjí štěrky o velikosti až 15 cm z převládajících křemenů a kvarcitů, méně z žul a rul. Většinou špatně oválené štěrky byly eolicky ohlazené v nedokonalé hrance. Ve výkopu, hlubokém 2,5 m, byly v roce 1994 odkryty jílovité písky s vrst-



Obr. 3 – Schéma vývoje údolí Sázavy mezi Horkou a Zručí nad Sázavou

vičkami štěrčíku a s rozptýlenými drobnými valouny. Štěrčík představuje přeplavené eluvium granitu blízkého melechovského masivu.

V úseku pod melechovským masivem byly písčité štěrky terasy IIIa dále zaznamenány na pravém břehu Sázavy u železniční zastávky Chřenovice: ve vrtu byly zastiženy terasové uloženiny s povrchem ve 368 m (asi 28 m nad hladinou Sázavy) a bází ve 364 m (Rybařík 1968). Zde Záruba a Rybář (1961) uvádějí velkou mocnost sedimentů, a to kolem 27 m, přičemž báze je asi ve 343 m, tedy pouze 4 m nad hladinou řeky. Tato extrémní mocnost nebyla potvrzena vrtným průzkumem, ale údajem z hloubení studny. Topografická poloha uvnitř údolního zákrutu, tj. v jeho jesepní části, je odlišná od situace v okolí Zruče nad Sázavou, kde se největší mocnosti náplavů

III. terasy zachovaly spíše ve výsepních (nárazových) částech údolních zákrutů opuštěných úseků.

Malá plošinka uvnitř meandru u Budčic se štěrky na povrchu (převážně do 15 cm, ojediněle až 40 cm) je v relativní výšce 18–19 m a leží v úrovni terasy IIIb.

Velmi mocné akumulace náplavů III. terasy se zachovaly v úseku mezi Březinou z. od Vlastějovic a sz. okolím ústí Želivky, tedy mezi říčními km 112–97. Plošina s křemennými a rulovými štěrky na pravém břehu řeky sz. od Březiny má povrch ve 360,5 m (voj. topogr. mapa 1:25 000), popř. 363 m (zákl. mapa 1:10 000), tj. 30 m, resp. 32,5 m nad hladinou řeky. Poloha báze sedimentů nemohla být pro chybějící vrty zjištěna. Malá plošinka v terasových sedimentech poblíž Březiny v 353 m (23 m relativní výšky) leží v úrovni terasy IIIb.

První lokalita s ověřenou mocností sedimentů III. terasy se nachází na pravém břehu řeky v. od železniční zastávky Horka nad Sázavou (obr. 11). Ve vrtech byly zastiženy terasové uloženiny v mocnosti 15–16,5 m, a to s povrchem ve 345 m a bází ve 335–327 m (Rybařík 1968). Tyto povrchy odpovídají terase IIIb s výškou 22–17 m nad nevzdutou hladinou. Nejnižší poloha báze v úrovni nevzduté hladiny je výjimečná, neboť na dalších lokalitách v okolí Zruče nad Sázavou, kromě sousední Budy, nebyla tak nízká poloha báze zaznamenána. Ve vrtech byly zastiženy středně hrubé až hrubozrnné písky (v horních částech slabě zahlíněné) s malým podílem drobných křemenných, rulových a žulových valounů (ve spodních polohách s větším množstvím štěrků). Při bázi byla ověřena 1,3 m mocná poloha středně hrubých až hrubých písčitých štěrků, spočívajících na pararulovém a amfibolitovém podloží. Písky zaujímají 64,4–88,3 % uloženin, štěrky se uplatňují ve 4,6–32,0 %, jíl a prach ve 2,6–6,8 %. Petrograficky se vyskytují převážně křemeny (32–89 %), dále slídy (11 %) a živce (4–6 %), méně limonit a těžké minerály, u hrubších písků jsou hlavně úlomky hornin, zejména rul a žul, méně je amfibolitů (Rybařík 1968).

Ráz fluviálních sedimentů III. terasy lokality Horka dokumentuje petrografická charakteristika vrtu VH2 (Rybařík 1968, upraveno):

Nadmořská výška povrchu 346,3 m

0,3 m	ornice
0,7 m	šedohnědé až hnědé písčité hlíny s opracovanými úlomky křemene a rul
1,5 m	hnědé jemné až střední písky s opracovanými úlomky křemene a rul (0,4–10 cm)
4,2 m	hnědé velmi slabě hlinité střední písky s ojedinělými středně opracovanými úlomky rul a křemene (0,4–3,5 cm)
4,6 m	dtto, cca 50 % dobře až středně opracovaných úlomků křemene a rul
10,3 m	světlehnědé velmi slabě hlinité střední písky s malým podílem (až 5 %) středně až silně opracovaných úlomků křemene, rul a amfibolitů (0,4–4,0 cm)

13,0 m světlehnědé střední písky s příměsí hrubých písků a s malým podílem středně až silně opracovaných drobných úlomků křemene a rul (0,4–2,0 cm)
16,7 m světlehnědé střední až hrubé písky s podílem středně až silně opracovaných drobných úlomků křemene a rul
18,0 m středně až silně opracované střední až hrubé štěrky z pegmatitů, žul, křemene, rul a amfibolitů s cca 50 % středních a hrubých písků s menším množstvím štěrků
18,2 m modrošedé amfibolity.

Mocné sedimenty u železniční zastávky Horka nad Sázavou vyplňovaly někdejší obloukovité říční koryto (brázdu) v šířce až 150 m, které je prohnuté k SV. V příčném profilu bylo koryto zřetelně asymetrické, s příkrým pravým nárazovým svahem o sklonu až 60° a s nejnižší polohou báze při jeho úpatí. Sedimentární výplň koryta se zachovala ve značném rozsahu proto, že od mladšího údolí (včetně současného) bylo koryto z doby III. terasy odděleno hřbetovou přepážkou z odolného amfibolitu a pararuly (Rybařík 1968). Při vývoji současného údolí byl tento amfibolitový hřbítek z velké části destruován do dnešní nezřetelné podoby, kdy se zachovala jen část svahu v pravém břehu řeky.

Sedimenty III. terasy v popisované lokalitě jsou podle analýz materiálů z vrtů z převážné části složeny z písků (64–88 %), a to s výraznou převahou středně zrnitých (45–75 %) nad hrubozrnnými a jemnozrnnými. V petrografickém složení zrn výrazně převládá křemen, dále se uplatňují horninové úlomky, slída a živec. Štěrky, zastoupené 5–32 % celkové hmoty uloženin, jsou většinou středně opracované a složené kromě převažujícího křemene z rul a granitoidů, vzácně z amfibolitů (Rybařík 1968).

Charakterizovaný výskyt pleistocenních sedimentů tedy představuje zbytek mohutné terasové akumulace, „opírající se“ o příkrý pravý údolní svah (až přes 60°), a to na Z v místech nárazového břehu někdejšího zákrutu řeky, která směřovala obloukem k J. Terasové uloženiny, kromě bazálních poloh a reliktů při úpatí svahu téměř vytěžené v opuštěné pískovně, byly v roce 1994 místy ještě poměrně dobře odkryty. Ve stěně, vysoké 18–20 m, vycházely ve svrchní části zhutnělé, místy jílovité písky s vrstvičkami štěrčíků s ojedinělými úlomky ruly a s polohami písčitých štěrků (do 5 cm) a rulové suti (5–65 cm). Terasové sedimenty byly kryty 1–1,5 m mocnou polohou rulové suti. Spodní část sedimentů tvořily až po úpatí stěny jemnozrnné až středně zrnité písky, v dolních 8 m s polohami (0,5–2 m mocnými) hrubého štěrku a rulových úlomků a balvanů (do 20 cm). Písky byly sypké a horizontálně zvrstvené. Horní hrana pískovny se nacházela 30 m nad nevzdutou hladinou Sázavy pod jezem (327 m) a dno pískovny, dnes místy zavážené různým odpadem, je 7–12 m nad hladinou řeky.

V roce 2005 byly v dolní části zarostlé a zasutěné stěny bývalé pískovny u železniční zastávky Horka nad Sázavou odkryty profily terasovými písky s polohou písčitých rulových úlomků (10–30 cm). Ve východnějším

odkryvu, zahloubeném zčásti i do dna pískovny, vycházely v horní části jílovité písky, zhutnělé a s ojedinělými úlomky křemene. Písky vyplňovaly erozní depresi, zahloubenou 2–3 m do hrubozrnného písku s rozptýlenými valouny křemene (do 3 cm) a s ojedinělými, velmi silně zvětralými hrubšími štěrky a úlomky ruly (do 15 cm). Profil naznačuje zřetelné hydrodynamické změny při akumulačně-erozních procesech. V bezprostředním z. sousedství pískovny vystupuje ve svahu již eluvium ruly pravého okraje zákrutu starého údolí, které odtud směřovalo k J až JZ, tedy k dnešní Horce a Budě.

Další pro genezi a rekonstrukci terasového systému významná lokalita se nachází na levém břehu Sázavy u osady Buda (obr. 11). Jedná se o velmi krátký úsek opuštěného údolí pleistocenní Sázavy, oddělený od dnešního údolí amfibolitovým sukem Horka (363 m). Zřetelně snížený někdejší povrch fluviálních sedimentů (344–350 m) odpovídá úrovni terasy IIIb (budské). Jedná se tedy o erozní terasu nebo o povrch vložené terasy v sedimentech III. terasy. Štěrkopísková výplň opuštěného údolí u Budy (dlouhého asi 300 m a širokého až 250 m) byla v 70. letech minulého století vytěžena v jámové pískovně, dnes zčásti zatopené podzemní vodou (hladina ve 333 m n. m. je asi 6 m nad hladinou Sázavy). Několik desítek vrtů umožňuje charakterizovat výškovou polohu někdejšího povrchu, skryté báze a sedimentů terasy (Rybařík 1968, 1969, Král 1969, 1971a).

Povrch terasových uloženin byl většinou ve 345–348 m (nejníže ve 339 m, nejvýše ve 350,5 m), báze (zvětralé pararuly, amfibolit) byla zastižena v nejnižší poloze ve 327–330 m a ve vyšší úrovni ve 340–344 m. Nevzdutá hladina Sázavy je v nadmořské výšce 327 m. Terasové sedimenty tvoří převážně písky (65–81 %), méně štěrky (16–30 %), jíly a prach se podílejí 3–5 % hmoty sedimentu. Písky jsou složeny převážně z křemenných zrn, dále z úlomků hornin, živce a slídy. Na složení štěrků se podílí křemeny (25–45 %), ruly (16–28 %) a žuly (13–30 %), méně jsou zastoupeny amfibolity a kvarcity (Rybařík 1968, Král 1969, 1971a). Při bázi těchto sedimentů byla zastižena poloha středně hrubého až hrubého písčitého štěrku. Maximální mocnost sedimentů, ověřená vrty, byla 17–20,5 m (foto 4).

Charakter kvartérních sedimentů opuštěného údolí u Budy dokumentuje vrt VB107, který zachytil maximální mocnost sedimentů (Král 1969, upraveno):

Nadmořská výška povrchu: 347,30 m

0,10 m	šedohnědá písčitojílovitá hlína, slabě humózní
0,30 m	šedohnědý středně zrnitý silně hlinitý písek s cca 10 % úlomků (2–10 cm)
1,50 m	šedohnědý hlinitý písek středně zrnitý s cca 30–40 % úlomků ruly
2,10 m	světle hnědý jemně až středně zrnitý písek, s drobnými úlomky a valouny ruly a křemene
3,00 m	hnědý až žlutohnědý jílovitý písek až písčitý jíl
4,00 m	světlý žlutohnědý jíl s cca 50 % valounů ruly a křemene až štěrk s jílovitou výplní

4,20 m rezavě hnědý hrubozrnný slabě jílovitý písek s cca 30–40 % úlomků do 5 cm
5,10 m světlý žlutohnědý jemně zrnitý písek s cca 10 % valounů ruly a křemene (do 4 cm)
9,00 m žlutohnědý až rezavě žlutohnědý středně zrnitý písek s 10–40% valounů do průměru 3–10 cm
14,00 m světlý narezavělý písek s cca 10–20 % valounů do 6 cm
20,50 m žlutohnědý středně zrnitý místy hrubozrnný písek s cca 10–20 % velmi drobných úlomků, s ojedinělými valouny až 10 cm
21,00 m zelenošedé, místy rezavé jílovité rulové eluvium.

V s. stěně této pískovny při vstupní cestě byl v roce 1982 popsán profil (mocnosti v cm):

200 hnědá písčitá hlína s úlomky a deskovitými balvany amfibolitů (až 2 m)
350 hnědošedý hrubozrnný písek, slídnatý, se zrny křemene, zhutnělý (přeplavené eluvium žuly)
1 000 šedohnědý, místy tmavohnědý a rezavohnědý, na spodu šedý hrubozrnný slídnatý písek a drobný štěrčík (převážně do 0,5 cm), s rozptýlenými štěrky ze zvětralé pararuly, křemene, amfibolitu; vzácné jsou čočky štěrkopísku a drobného písčitého štěrku. Náplavy jsou zřetelně křížově a šikmo zvrstvené
1 200 hnědý až tmavě rezavohnědý hrubozrnný až středně hrubý hlinitý písek, vzácně s polohami drobného štěrčíku. Slabě ohlazený deskovitý světle šedý balvan migmatitické ruly o rozměrech 2,1 × 1,4 × 0,5 m, ležící na dně pískovny, jevil stopy kaolinického zvětrávání.

Nejlépe dokumentovanou lokalitu sedimentů III. terasy představuje opuštěný údolní úsek na levém břehu řeky j. od Zruče nad Sázavou u bývalého statku a osady Domahoř (obr. 12). Pozoruhodná je geomorfologická pozice výskytu: fosilní sníženina, dlouhá necelý 1 km a široká 200–300 m, sleduje v obloukovitém průběhu příkrý nárazový svah údolního zákrutu Sázavy. Od údolního svahu je opuštěné údolí odděleno úzkým rulovým hřbetem, krytým místy jen tenkou vrstvou terasových sedimentů. Uloženiny výplně domahořského opuštěného údolí byly před několika desetiletími téměř vytěženy až po úroveň hladiny podzemní vody, takže se objevilo staré údolí z doby začátku akumulační fáze terasy (obr. 3).

Nejnižší polohy rulového podloží terasových sedimentů zastižené vrty VZ1 a VZ3 (Rybařík 1968) ve 329,75 m a 329 m (4–5 m nad hladinou Sázavy) jsou vázány na zřetelnou sníženinu (koryto, brázdu), širokou 50–70 m a o 5–7 m zahloubenou do vyšší úrovně báze (ve 335–337 m). Tato brázda probíhá při levém, nárazovém svahu opuštěného údolí, který tvoří i omezení pohřbené přehloubené brázdy. Od nejnižších míst tohoto přehloubeného koryta stoupá báze terasy plynule opačným směrem, tedy k hraně současného levého údolního svahu Sázavy. Povrch terasových náplavů se nacházel

nejvýše při vrstevnici 356 m a byl při levém svahu zakrytý až 8 m mocnými svahovými písčitými hlínami, které byly v minulosti těženy pro cihelnu na protějším břehu Sázavy. V nejvyšší poloze (365,2 m) byly zde zaznamenány vrtem VZ102 15,8 m mocné písky, spočívající ve 349,4 m na rulovém eluviu (Král 1969, Václavek 1970). Jedná se patrně o relikt náplavů II. terasy, přičemž v úrovni maximální akumulace dosáhly terasové písky na úroveň dnešního úzkého rulového hřbetu při levém svahu údolí Sázavy. Lze však předpokládat, že tehdejší rulový reliéf byl podstatně vyšší a nacházel se dále na SV od dnes opuštěného údolí. Zde tehdy probíhalo malé údolí pravého přítoku Sázavy, do něhož se tato řeka přemístila nejdříve z domahořského údolí (z úrovně povrchu terasy IIIa). Později, v době vzniku terasy IIIb, opustila Sázava údolí u Budy. Při vývoji současného zákrutu jv. od Zruče nad Sázavou došlo k destrukci (posunutí) levého nárazového svahu do dnešní polohy při pravém okraji opuštěného domahořského údolí. Tento názor na dvoufázové přemístění toku Sázavy v úseku Horka – Domahoř podporuje mj. i výšková poloha původní výplně opuštěného údolí, která se 300 m z. od bývalého statku Domahoř stále dosud nachází téměř v úrovni maximální akumulace, tedy ve 356 m n. m.

Terasové sedimenty domahořského údolí byly podle sedimentologických analýz tvořeny převážně písky, zastoupenými cca 60–80 % celkové hmoty uloženin, štěrky se podílely 13 %, jíl a prach 7 %. Převládaly středně hrubé písky (64 %) nad hrubozrnnými (10 %) a jemnými (6 %), složené převážně z křemenů (44–83 %), dále ze slídy, živců, žul aj. Písčité štěrky jsou složeny kromě převládajících křemenů (38–52 %) a rul (37–45 %) z žul (5–16 %), živců (2–5 %), železivců, pegmatitů a amfibolitů (Rybář 1958, Král 1969, Hušner 1970, Václavek 1970). Největší mocnost terasových uloženin je 28,7 m (povrch 358,45 m, báze 329,75 m) a byla prokázána vrtem VZ1 (Rybařík 1968, upraveno):

Nadmořská výška povrchu: 359,45 m

0,2 m	ornice
1,0 m	hnědé, jemně a středně písčité hlíny
3,6 m	hnědé, silně hlinité jemné až střední písky
6,7 m	hnědé slabě hlinité, slabě jemně slídnaté střední písky se slabě zpevněnými železitými konkrecemi (1–2 cm)
17,0 m	světle hnědé velmi slabě hlinité až čisté střední až hrubé písky s menším podílem (až 10 %) valounů a úlomků křemene, rul, pegmatitů a amfibolitů (0,4–3,0 cm), ojedinělé slabě zpevněné železité konkrece
21,1 m	světle šedé až šedohnědé čisté střední až hrubé písky, slabě slídnaté, s cca 5 % středně opracovaných štěrků křemene, rul a pegmatitu (0,4–2,5 cm)
22,5 m	světle šedé až šedobílé čisté střední až hrubé písky, slabě slídnaté, s nepatrným podílem středně opracovaných úlomků křemene, pegmatitu a rul (0,5–3,5 cm)

25,0 m světle hnědé střední až hrubé písky, slabě slídnaté, s malým množstvím středně opracovaných úlomků křemene, pegmatitu, aplitů, rul a amfibolitů (do 5 cm)
27,1 m světle hnědé jílovitohlinité střední až hrubé písky s ojedinělými středně až silně opracovanými úlomky křemene, pegmatitu a rul (0,4–2,0 cm)
29,7 m šedohnědé až hnědé hlinitojílovité střední až hrubé písky s cca 10–20 % silně opracovaného drobného štěrku křemene, pegmatitu, rul, kvarcitu, aplitu a amfibolitů a cca 10 % hrubého štěrku
30,0 m úlomky a drtě biotitických rul (skalní podklad).

V sz. části opuštěné pískovny byly v roce 2001 poblíž meziúdolního hřbítku odkryty středně hrubé až hrubozrnné písky, horizontálně a šikmo zvrstvené, spočívající na 40 cm mocné poloze tmavě rezavě hnědého písku, místy stmeleného v železivec. Pod touto polohou vycházel světle šedý, sypký písek, s ojedinělými zrny a valounky (1–2 cm) křemenů, živců a rul. Dno pískovny, při úpatí levého svahu zamokřené (nad přehloubenou brázdou), se zde nachází 12–13 m nad hladinou Sázavy.

Obě úrovně III. terasové skupiny se zachovaly na protějším, pravém břehu řeky při v. okraji Zruče nad Sázavou (foto 5). Terasové sedimenty byly zaznamenány četnými vrty (Štěrba 1976): terasa IIIa má povrch nejvýše na plošině s kótou 355 a její snížený povrch v zástavbě v sz. sousedství se nachází ve 340–346 m (terasa IIIb). Až 14 m mocné, převážně středně zrnité písky (místy jílovité) se štěrkem, na spodu s hrubšími štěrky, mají pararulovou bázi nejhlouběji ve 330–332 m. Část nárazového svahu starého údolního zákrutu se zachovala v s. části lokality. Jeho další pokračování představuje za údolím Ostrovského potoka (s reliktem sedimentů terasy IIIb) příkrý pravý svah výsepního oblouku údolního zákrutu Sázavy jz. od zámku naproti Zářečí (říční km 105).

V jádru následujícího pravostranného údolního zákrutu v nové části Zruče nad Sázavou (jz. od zámku) nebyly sedimenty III. terasy zaznamenány, i když zdejší plošina ve 340–350 m leží v úrovni povrchu této terasy.

Nejrozsáhlejší a geomorfologicky nejvýraznější úsek opuštěného údolí Sázavy představuje nápadná sníženina u Chabeřic, sv. od dnešního údolí mezi říčním km 100–94 (foto 7, obr. 12). Zmíněná deprese, kterou vede železniční trať, je od současného sázavského údolí v okolí ústí Želivky (říční km 98,9) oddělena rulovými hřbety s vrcholy 375 m a 381 m a s příkrými skalnatými svahy spadajícími k nivě Sázavy. Opuštěné údolí má podstatně přímější a kratší průběh (délka 3 km) než současný tok Sázavy (6 km). Zatímco jv. část opuštěného údolí je poměrně málo postižena mladší destrukcí, jeho střední a sz. úsek byl silně pozměněn erozí dvou potůčků, a to zejména u Čížova a Holšic. Údolní rozvodí u železniční zastávky Chabeřice ve 347 m (28 m nad hladinou Sázavy) se nachází v mírně snížené poloze proti předpokládanému povrchu terasy IIIa. Nejvyšší poloha sedimentů

byla zaznamenána ve 350–351,5 m sz. od Chabeřic (vrt V 25). Podle údajů staršího inženýrskogeologického průzkumu (Kůta 1956), zhodnocených ve studii Záruby a Rybáře (1961), bylo pararulové podloží říčních uloženin zastiženo v nejnižší úrovni ve 322–325 m (3–6 m nad hladinou Sázavy), a to v jv. části lokality mezi Čížovem a Chabeřicemi (vrty V 21 a V 22). Terasová báze je v příčném profilu asymetrická: nejnižší místa sledují pravý (s.) okraj přehloubené deprese, tedy její výsepní část. Největší mocnost sedimentů (25,7 m) byla zaznamenána ve vrtu V 18 (Kůta 1956). Hrubozrnné jílovité písky obsahují vrstvy štěrkopísků s valouny (většinou subangulárními) a úlomky z křemenů, kvarcitů, pararul, žul, aplitů a pegmatitů, ojediněle z amfibolitů. Štěrky jsou obvykle 4–8 cm velké, maximálně 12–15 cm. Větší křemenné a kvarcitové valouny byly na povrchu obroušeny v hrance, např. u Chabeřic (Záruba, Rybář 1961) a poblíž železniční zastávky Chabeřice (ve 350–352 m). Terasové uloženiny výplně opuštěného údolí byly v minulosti těženy pro místní potřebu v několika dnes rekultivovaných pískovnách (Záruba, Rybář 1961): u Chabeřic (hluboké 6 m), Čížova (povrch ve 335 m, hluboké 7,5 m) a u Holšic (ve 346–348 m).

Charakter fluviálních sedimentů v místech největší mocnosti terasy ukazuje dokumentace vrtu V 18 (Kůta 1956) umístěného cca 500 m zjz. od Chabeřic (upraveno):

Nadmořská výška povrchu: 349,32,45 m

0,2 m	šedohnědá humózní hlína
1,6 m	hnědá jílovitá silně písčitá hlína
2,6 m	hnědý, silně hrubozrnný zahliněný písek s ojedinělými valouny křemene (8 cm) a úlomky ruly
6,0 m	dtto, jílovitý písek s valouny křemene (1–4 cm, max. 8 cm) a hojnějšími úlomky ruly
8,0 m	šedožlutý hrubozrnný písek se zrny křemene, živce, muskovitu a biotitu a s ojedinělými úlomky a valouny křemene (2 cm, max. 7 cm)
9,5 m	hnědý, velmi hrubozrnný jílovitý písek až drobný štěrčík s úlomky a valouny křemene (2 cm, max. 8 cm)
14,0 m	žlutohnědý hrubozrnný jílovitý vytříděný písek s ojedinělými úlomky a valouny křemene a hornin krystalinika (1–3 cm, max. 6 cm)
22,0 m	narezivělý hrubozrnný jílovitý písek s valouny a úlomky hornin (1–3 cm, max. 6 cm)
26,5 m	žlutohnědý hrubozrnný s ojedinělými úlomky hornin (3 cm, max. 7–10 cm)
27,3 m	dtto, s velmi hojnými zbytky rozvětralé ruly (2 cm) a křemene (15 cm)
28,3 m	rulový detrit s velmi hojnými zbytky rozvětralé ruly (2 cm, max. 15 cm)
28,9 m	rozvětralá rula s žilkou pegmatitu (mocnou 2 cm).

Na dnešním geomorfologickém charakteru dna opuštěného údolí se „podepsaly“ mladší erozí Chabeřický potok na JV a hlavně „čížovský“ potůček uprostřed a Holšický potok na SZ, kde se stará sníženina spojuje se současným údolím Sázavy. Čížovská „brána“, průlomová deprese v rulovém hřbetu využívaná zmíněným potůčkem, vznikla zřejmě již v době erozní fáze před akumulací sedimentů III. terasy.

Údolní rozvodí sz. od Čížova ve 340–341 m (23–24 m nad hladinou Sázavy) odpovídá povrchu terasy IIIb. Ve vrtu ČVSK 2 asi 200 m sz. od Čížova (povrch 341,28 m) byly zastiženy 7 m mocné písky se štěrky, aniž bylo dosaženo podloží (Passer 1967b). Dno opuštěného údolí je zde jen 100–150 m široké. Na geologické mapě 1 : 50 000, list 13-34 Zruč nad Sázavou, jsou na tomto rozvodí již 350 m sz. od Čížova značeny moldanubické pararuly. Za této geologické situace by přehloubená brázda (nejnižší poloha báze) na dně opuštěného údolí musela směřovat u Čížova k JZ, zmíněným průlomem čížkovské brány k dnešnímu blízkému údolí Sázavy, a úsek sz. od Čížova by vznikl až v závěrečných fázích akumulace sedimentů III. terasy. Tomu však neodpovídají údaje uvedeného vrtu ČVSK 2, pokud je ovšem správně lokalizován a objektivně popsán. Vrt V 1326 (Kolman 1968), situovaný ve sníženém povrchu III. terasy (?) 0,5 km z. od Holšic, zachytil bázi asi 10 m mocných písčitých štěrků zhruba ve výši 320 m, což odpovídá nejnižší poloze báze III. terasy. Denudovaný povrch náplavů (asi 330 m) leží již v úrovni IV. terasy. Rozsah fluviálních sedimentů opuštěného údolí s. od Čížova a z. od Holšic, vyznačený na schematické mapce Záruby a Rybáře (1961), je značně přeceněný. Mnohde jde totiž o zarovnané rulové podloží, např. na pravém břehu Sázavy 800 m zjz. od Holšic (lokalita Na skalce ve 340–345 m).

Charakterizované chabeřické údolí má v příčném profilu tvar rozevřené úvalovité sníženiny, zahloubené 30–50 m do úrovně výrazných plošin (reliktů údolního pediplénu?) v s. okolí (380–400 m). Tyto plošiny, ležící mírně nad předpokládaným povrchem nejstarší kvartérní terasy (I), vznikly zřejmě na konci pliocénu nebo v nejstarším pleistocénu, a to v době před počátkem zahlubování sázavského údolí. Zvlněný povrch rozvodního hřbetu, s dílčími vyvýšeninami na S a s relikty staršího zarovnaného povrchu, leží ve 450–470 m. Rulové hřbety, oddělující chabeřické údolí od dnešního sázavského údolí ve 360–381 m, převyšují dno opuštěného údolí pouze o 20–30 m.

V úrovni povrchu terasy IIIa byly zastiženy terasové sedimenty při jz. okraji Kácova (Čihák, Šilhan 1988), s povrchem v 341 m (29 m nad hladinou Sázavy) a s bází ve 338,5 m, popř. níže než 336 m (foto 10). Na počátku levého nárazového svahu údolního zákrutu asi 2 km z. od Kácova, tj. v poloze podobné okolí Zruče nad Sázavou, byly vrty zjištěny patrně terasové sedimenty. Ve vrtu J 4 (Franěk 1989) byly pod 2,9 m mocnými deluviálními hlínami zastiženy 17,1 m (?) mocné hlinité písky se štěrky (do 3 cm), spočívající ve 324,25 m na zvětralých rulách. Povrch sedimentů ve 341,35 m (31 m relativní výšky) navazuje v podélném profilu na povrch terasy IIIa. V podobné poloze byl zaznamenán povrch terasových uloženin i ve vrtech

J 61 a J 62. Vrt HV 2 zastihl povrch náplavů ve 336 m (22 m relativní výšky) a bázi ve 323 m (Kopecký 1989). V s. okolí vrtů se nachází plošinka v místě rekreačních objektů, s povrchem ve 338 m, tedy jen nepatrně nižším v porovnání s povrchem terasy IIIa. Ve vrtech J 58 a J 59 byly zaznamenány hlinité písky s valouny s povrchem 329–330 m (20–21 m nad řekou.), tj. v úrovni terasy IIIb, které Franěk (1989) pokládá za mindelské. Z geomorfologického hlediska je charakterizovaná lokalita značně problematická a na geologické mapě 1 : 50 000, 13-34 Zruč nad Sázavou, jsou v těchto místech značeny moldanubické pararuly.

Mezi Kácovem a městem Sázava protéká řeka hlubokým údolím s četnými zákruty a meandry. V tomto 29 km dlouhém úseku (mezi říčními km 85–56) nebyly lokality III. terasy zaznamenány, a to ani v jesepních částech údolních zákrutů a meandrů. Teprve v jádru mohutného údolního meandru s městem Sázava, kde řeka mění směr toku z celkově severního trvale na západní, patří k terase IIIb malá lokalita v. od železniční stanice. Tato lokalita terasy IIIb má povrch ve 305–306 m (31–32 m nad hladinou řeky) a bázi ve 297 m, krytou až 8 m mocnými zahliněnými písky s drobnými valouny a úlomky ruly (Luštincová 1969). Povrch plošiny leží nejvýše ve 309 m a tato terasa IIIb sousedí na S se IV. terasou, která má bázi ve stejné úrovni.

Sedimenty terasy IIIa byly zastiženy vrty na levém břehu Sázavy u Hvězdonic, vjv. od železniční stanice (Passer 1967b), s povrchem v 306–307 m n. m. (32–33 m nad řekou). Snížený povrch ve 303–305 m a bází ve 300 m odpovídá terase IIIb. Ve vrtech byly zastiženy jemnozrnné (při bázi středně zrnité) písky se štěrkem (2–5 cm, při bázi 10–25 cm). Nedokonale opracované valouny jsou tvořeny převážně křemenem, méně žulou, pegmatitem a metabazity. Morfologicky se jedná o mírný svah, takže existence III. terasy je zde sporná, i když výrazný vyšší svah je podobný nárazovým svahům zákrutů s náplavy III. terasy v okolí Zruče nad Sázavou. Geologická mapa 1 : 50 000, 13-33 Benešov, zde uvádí proterozoické metamorfované horniny.

Další lokalitu terasy IIIa představuje výrazná plošina u Kamenného Újezdce, mezi říčními km 13,0–11,0 (obr. 17). Její povrch je krytý četnými štěrky a mírně stoupá z 274 m směrem k SV až na 280 m (55 m nad hladinou). Zde na písčité štěrky nasedají deluviální písčité hlíny, a to při sklonu 3–5° až po vrstevnici 290 m. (Geologická mapa 1 : 50 000, 12-44 Týnec nad Sázavou, vymezuje tuto lokalitu jako fluviální písčité štěrky günzu až do 290 m!) Granodioritové podloží vystupuje v jz. cípu plošiny asi ve 273–274 m. Ostře zahloubené postranní údolíčko odděluje charakterizovanou lokalitu od malého výskytu písčitých štěrků na Z, v okolí kapličky (274 m) při silnici do Jílového. Asi 5 m mocné sedimenty odpovídají již spíše terase IIIb. Kamenoújezdeckou terasu klade Červinka (1999) do mindelu a Štěpančíková (2003) ji jako terasu IV paralelizuje s letenskou terasou Vltavy z mindelu 2 (Záruba-Pfeffermann 1943).

Kamenoújezdecká terasa se nachází nad údolním zářezem již v úseku zvětšeného sklonu hladiny. Z malých lokalit terasových sedimentů zde

leží v úrovni teras IIIa a IIIb pouze malé relikty u Krhanic s povrchem ve 283–284 m (41–42 m relativní výšky), u železniční stanice Krhanice, u Podělus, Prosečnice, Hostěradic a Rakous. Vzhledem k značně denudovaným zbytkům uloženin při údolní hraně nelze tyto výskyty v podstatě použít pro rekonstrukci průběhu terasových prvků v podélném profilu.

Po přerušení v soutěskovitém údolí pod Medníkem (416 m) je terasa IIIa vyvinuta v denudačních reliktech nad hranou příkrého pravého svahu od Pikovic až po soutok s Vltavou. Malé plošinky mezi roklemi nad železniční zastávkou Petrov u Prahy mají povrchy ve 275 m (74 m nad nevzdutou hladinou) a jejich písčité štěrky jsou většinou mocné jen 2–3 m. Pouze sv. od železniční zastávky vycházejí na údolním svahu podložní proterozoické břidlice ve 265 m. Hrana příkrého údolního svahu se skalními stěnami leží nad železniční zastávkou Petrov-Chlomek ve 262–264 m (65–67 m nad někdejší nevzdutou hladinou Sázavy).

Výrazně denudovaná lokalita terasových štěrků terasy IIIa cca 1 km v. od ústí Sázavy leží ve 268–273 m a její s. pokračování při silnici z obce Sázava do Petrova má povrch ve 272 m (76 m nad původní nevzdutou hladinou) a bázi asi ve 269 m. Na složení štěrků (až 20 cm) se podílí převážně křemen, dále granitoidy a horniny jílovského pásma; na povrchu se místy objevují rovněž četné úlomky podložních břidlic. Reliéf nad údolní hranou s výskyty terasy IIIa představuje údolní pediment se zřetelně konkávním svahem pod pahorky z. od Petrova (foto 17). Charakterizované lokality sázavské terasy IIIa navazují při Vltavě na kralupskou terasu (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, popř. IIIA, Záruba et al. 1977).

V pozoruhodné geomorfologické poloze se udržela malá lokalita sedimentů terasy IIIb na úzkém meziúdolním hřbetu Sekanka s kótou 267,4 m nad soutokem Sázavy s Vltavou (obr. 19). Asi 200 m dlouhá a jen 50 m široká akumulace terasy IIIb při hraně strmého svahu sázavského údolí se „opírá“ o poněkud vyšší hřbet na Z, nad hranou skalnatého pravého svahu údolí Vltavy. Svrchnoproterozoické břidlice, které tvoří meziúdolní ostroh, jsou prokřemenělé a vyztužené úzkými pruhy metamorfovaného bazaltu (spilitu, základní geologická mapa 1 : 25 000, 12-423 Davle). Zatímco v jz. sousedství lokality má hřbet s kótou 267,4 m plošinný povrch, na SSZ odděluje úzký hřbítek s kótou 256,6 m úpatní plošinku od údolí Vltavy. Tato nápadná plošinka ve 245–250 m patrně představuje exhumované a snížené podloží terasových sedimentů, které byly prakticky úplně odstraněny těžbou v bývalé pískovně. Dno pískovny se v roce 1998 nacházelo ve 249 m (53 m nad původní nevzdutou hladinou), horní hrana stěny zasahovala do 265 m. Písky odkryté při dně pískovny připomínaly přemístěné eluvium granitoidů. Četné dobře opracované zbytkové štěrky čerstvého vzhledu pocházejí z hornin z povodí dolní Sázavy (břidlice, granitoidy, jílovské pásmo). Tato lokalita představuje relikt výsepní části malého zákrutu pleistocenního údolí Sázavy, kterou Záruba-Pfeffermann (1943) zařadil jako ekvivalent vinohradské terasy (IIb), resp. později jako úroveň IIIB (Záruba et al. 1977).

Shrnutí

III. terasová skupina je geomorfologickým projevem, výskytem i mocností sedimentů hlavním souborem fluviálních tvarů v terasovém systému Sázavy. Její výskyty jsou až na několik nevýznamných a problematických lokalit na dlouhém středním toku omezeny v podstatě jen na dva geomorfologicky a vývojově odlišné úseky:

a) úsek kratší části středního toku mezi stvořidelským průlomem a okolím soutoku se Želivkou s vyrovnaným sklonem současné hladiny
b) úsek nejdolejšího toku pod Týncem nad Sázavou s nápadně zvětšeným sklonem hladiny.

V údolí pod smrčenským sklonovým stupněm vznikly mimořádně mocné akumulace sedimentů terasy IIIa (chabeřické, až kolem 25 m), zachované v úplné mocnosti v kratších opuštěných údolních úsecích, a to v důsledku přemísťování koryta při nejvyšší úrovni akumulace. V náplavech této chabeřické terasy vznikla nižší erozní nebo vložená terasa IIIb (budská), s povrchem asi o 8 m nižším než je povrch hlavní terasy (kolem 30 m nad hladinou řeky). Při vývoji této terasy se uvádí příčinný vztah k existenci sklonového stupně v melechovském masivu, který vyvolal mohutnou klimatickou agradaci (Záruba, Rybář 1961). Na vzniku tohoto mimořádného geomorfologického jevu se však mohly podílet i tektonické pohyby poklesového charakteru v širší oblasti hlavních lokalit neogenních sedimentů sázavského povodí.

Terasový systém dolní Želivky (Hušner 1972) dokazuje, že se nejedná o izolovaný hydrodynamický proces. Dominantní soutická terasa (III.) vykazuje podobnou stavbu jako chabeřická terasa na Sázavě. Je vyvinuta rovněž pod stupněm ve sklonu v úseku dlouhém kolem 50 km, s povrchem ve 20–30 m a bází 5–10 m nad nivou. Maximální akumulace náplavů (až 22 m) se i zde zachovala v opuštěných úsecích přehloubeného koryta většinou v jádrech meandrů. V sedimentech soutické terasy rovněž vznikla nižší erozní úroveň (IIIa) s relativní výškou povrchu 15–19 m.

Převládající písčité uloženiny chabeřické terasy svědčí o vyrovnaných sklonových poměrech při sedimentaci terasy. Výjimkou je počátek akumulace, kdy větší sklon koryta při terasové bázi vyvolal akumulaci hrubších štěrků. Je pozoruhodné, že v úseku dlouhém 15 km nebyly pod stvořidelským průlomem zaznamenány žádné mocnější uloženiny III. terasy, stejně jako na téměř stokilometrovém úseku středního a dolního toku Sázavy. Otázkou zůstává průběh báze III. terasy, pro jejíž rekonstrukci v tomto dlouhém úseku chybějí terénní indicie. Povrch terasy IIIa navazuje na Vltavě na povrch kralupské terasy (Ib, resp. IIIA) a její báze by mohla polohou odpovídat podloží vltavské terasy Karlova náměstí – IIIb (Záruba, Rybář 1961). Uloženiny chabeřické terasy jsou však ve srovnání se spodními terasami Vltavy podstatně více zvětralé, a proto velmi pravděpodobně starší.

Na nejdolejším toku Sázavy se III. terasa zachovala nad údolním zářezem, a to v úseku zvětšeného sklonu hladiny. Povrch stupně IIIa výrazně diverguje směrem po proudu z přibližně 30 m na počátku sklonového

stupně na 75 m v soutokové oblasti. Zatímco povrch terasy vykazuje vyrovnaný a mírný sklon, měla její báze na dolním toku patrně již zvětšený sklon, který byl postupně vyrovnáván akumulací postupující z vltavského údolí. Lze předpokládat, že akumulace sedimentů vyplňovala ve větší mocnosti přehloubenou brázdu v místě dnešního údolí a při následující erozní fázi byla tato výplň odnesena. Lokality reliktů III. terasy mohou představovat sedimenty ze závěrečné akumulační fáze, kdy řeka rozšířila své údolí boční erozí do stran, což naznačuje i malá mocnost sedimentů těchto lokalit.

Sázavská terasa IIIa přechází v soutokové oblasti do kralupské terasy Vltavy (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, IIIA, Záruba et al. 1977). Jediný výskyt sázavské terasy IIIb s mocnou pokrývkou sedimentů při ústí do Vltavy byl zařazen do vltavského terasového systému jako vinohradská terasa (IIa, Záruba-Pfeffermann 1943, resp. IIIB, Záruba et al. 1977). Na několika lokalitách říčního terasového systému Vltavy (včetně Berounky) a Labe byla prokázána jednotná akumulace obou těchto teras, tedy podobně jako na středním toku Sázavy.

IV. terasa (týnecká)

IV. terasa, vyvinutá již v údolním zářezu Sázavy, byla rozlišena v izolovaných reliktech v úseku mezi okolím Ledče nad Sázavou a Kamenným Přívozem (mezi říčními km 125–12). Prvním výskytem této terasy je denudovaný relikt štěrků v jádru meandrovitého zákrutu 3 km zsz. od Ledče nad Sázavou, s povrchem kolem 12 m nad hladinou řeky.

Ke IV. terase lze zařadit malou plošinku se štěrky nad železniční zastávkou Chřenovice, s povrchem kolem 15 m nad hladinou Sázavy. Ve stejné relativní výšce se nachází denudovaný relikt fluviálních sedimentů uvnitř meandru Sázavy u osady Hamry, mezi říčními km 118–117, a denudovaná plošinka se štěrky jv. od Vlastějovic s povrchem 13–14 m nad řekou (říční km 115).

V úzkém oblouku údolního meandru mezi Vlastějovicemi a Březinou vytváří IV. terasa úzkou plošinku s hrubými štěrky nad bývalým brodem. Snížený povrch terasy se nachází asi 15 m nad hladinou řeky, rulové podloží vystupuje zhruba v 10 m nad řekou. V geologické mapě 1 : 50 000, 13-34 Zruč nad Sázavou, patří tato lokalita (v přeceněném rozsahu) ke střední terase stáří mindel – riss. Některé snížené povrchy v sedimentech III. terasy u Horek, Budy a Zruče nad Sázavou ve 242–245 m odpovídají úrovni povrchu IV. terasy (obr. 3). Jedná se o druhotně snížené uloženiny chabeřické (IIIa), popř. budské (IIIb) terasy, a to buď erozí Sázavy nebo přítoků. Proto také nebyly tyto snížené povrchy vyznačeny na mapě, ale pouze na podélném profilu terasami.

Samostatnou lokalitu IV. terasy představuje plošinka se štěrky pod ústím Želivky j. od Čížova (říční km 97,5) s povrchem ve 334 m (16 m nad hladinou) a s bází, zastiženou vrty ve 332 m, popř. níže než 326 m (vrt ČVR 2, Passer 1967b). Denudovaný zbytek uloženin patrně III. terasy z. od Holšic, s povrchem asi ve 330 m, odpovídá povrchu IV. terasy, zatímco

báze (cca 320 m) je v úrovni podloží náplavů III. terasy (vrt V 1326, Kolman 1968).

Malé výskyty meandrových úrovní IV. terasy byly rozlišeny na levém břehu řeky u Posadovického Mlýna a na pravém břehu u železniční zastávky Střechov (povrch 16–18 m nad hladinou Sázavy pod jezem). Zde byly některé větší valouny přemodelovány v hrance.

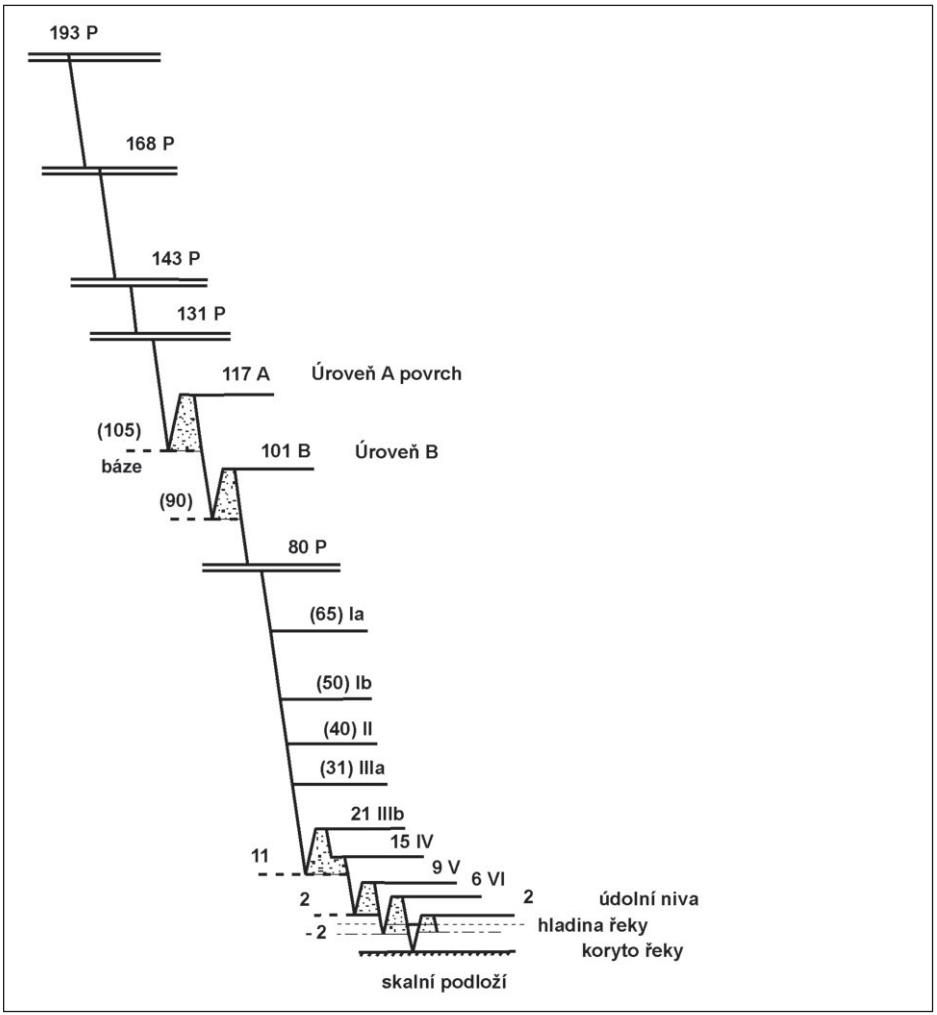
Výrazná lokalita IV. terasy vznikla v Kácově, kde jako úzká plošina zaujímá jádro starého sídla i část novější zástavby od náměstí po hřbitov a směrem k řece spadá nápadným svahem. Tato poměrně dokonalá terasová forma má povrch ve 322–327 m (11–16 m nad hladinou) a pararulová báze byla zastižena četnými vrty ve 314–318 m. Maximální mocnost zaznamenaná vrty byla 7 m (324–317 m, Hašlar 1959, Passer 1967b aj.). Ve výkopu poblíž školy (asi 226 m), 2 m hlubokém, byly v roce 2001 odkryty hrubozrnné a středně hrubé hlinité písky s rozptýlenými štěrky z křemenů a rul. Povrch terasové plošiny přechází konkávním profilem typu pedimentu do vyššího svahu na pararule.

Malý zbytek uloženin IV. terasy se zachoval v meandru řeky v městě Sázava v. od železniční stanice (říční km 56, Luštincová 1969); povrch se nachází ve 300–302 m (15–17 m nad hladinou) a báze ve 297 m (obr. 4). Ve stejné úrovni byl zaznamenán drobný výskyt IV. terasy nad ohybem silnice v z. části Černých Bud. Na geologické mapě 1 : 50 000, 13-33 Benešov, jsou obě uvedené lokality klasifikovány jako středopleistocenní.

Další malá plošinka se sedimenty IV. terasy byla zaznamenána na levém břehu Sázavy v. od železniční stanice Hvězdonice, a to nad říčním km 43,7. Povrch ve 291 m n. m. leží 17 m nad hladinou řeky a báze byla zastižena ve 283 m (Passer 1967b). V úrovni povrchu IV. terasy se nachází také úzký pruh mírného svahu se štěrky v zákrutu Sázavy u Zbořeného Kostelce ve 270–275 m (12–17 m nad hladinou Sázavy).

Geomorfologicky výraznou plošinu kryjí štěrkopísky IV. terasy v mocnosti 3–4 m vnitřní část údolního zákrutu řeky v Týnci nad Sázavou (obr. 17). Povrch ve 273 m převyšuje hladinu řeky o 19 m, granodioritová až tonalitová báze byla zaznamenána ve vrtech ve 269 m. Ve stavebním výkopu pro stavbu domu s hloubkou 4 m byly v roce 2001 odkryty chaoticky uložené, rezavě hnědé jílovité písčité štěrky (foto 15). Většinou nedokonale opracované valouny o velikosti převážně do 10 cm, nejvýše 20 cm, byly složeny z křemenů, granitoidů, gaber, amfibolitů, břidlic a rohovců; posledně uvedené horniny jsou značně zvětralé. V hloubce 3,5–4,0 m vystupovalo eluvium granodioritu, přičemž báze terasy se nacházela asi 14 m nad hladinou Sázavy. Tato významná lokalita IV. terasy je na geologické mapě 1 : 50 000, 12-44 Týnec nad Sázavou, zařazena do mindelu.

V úseku zvětšeného sklonu hladiny pod Týncem nad Sázavou byly zjištěny pouze ojedinělé malé denudační relikty sedimentů IV. terasy: na levém břehu zsz. od Podělus (povrch asi 270 m, 20 m nad hladinou) a sz. od Krhanic u vojenského muzea (264–268 m, 23–27 m relativní výšky), na pravém



Obr. 4 – Schéma vývoje údolí Sázavy u města Sázava (vysvětlivky u obr. 3, str. 43)

břehu mezi Kamenným Újezdcem a Kamenným Přívozem (kolem 265 m, 40 m nad hladinou). Na posledních 11 km toku, v soutěskovitém údolí, se IV. terasa nezachovala. Přesto lze IV. týneckou terasu Sázavy spolehlivě paralelizovat s letenskou terasou Vltavy – IIb (Záruba-Pfeffermann 1943), resp. IV (Záruba et al. 1977).

Shrnutí

Sázavská IV. terasa byla v akumulační formě zjištěna v podstatě jen v úseku vyrovnaného sklonu hladiny středního toku mezi Ledčí nad Sáza-

vou a Týncem nad Sázavou. V rekonstruovaném podélném profilu probíhá zhruba souběžně s dnešní hladinou, tj. s povrchem v 15–20 m a bází většinou v 10–15 m nad řekou. Vzhledem k návaznosti na letenskou terasu Vltavy (IIb, Záruba-Pfeffermann 1943, resp. IV, Záruba et al. 1977), její rekonstruovaný průběh v úseku sklonového stupně nejdolejšího toku vykazuje výraznou divergenci směrem po toku, a to zhruba o 35 m na 20 km toku. To znamená, že povrch letenské terasy leží kolem 55 m nad nevzdutou hladinou Vltavy. Mocnost terasových sedimentů je v celém sledovaném úseku celkem konstantní, a to kolem 5 m. Terasové lokality se zachovaly téměř pouze v jesepní poloze údolních meandrů a zákrutů. Proto nemohou dnes zjištěné mocnosti reprezentovat největší tloušťky uloženin, které byly vázány pravděpodobně na výsepní polohy, odkud byly při pozdějším vývoji údolí zcela odneseny.

V. terasa (městečská)

Sázavská V. terasa (městečská) sleduje tok řeky v úseku vyrovnaného sklonu hladiny mezi oběma sklonovými stupni, tj. mezi Ledčí nad Sázavou a Týncem nad Sázavou (mezi říčními km 127–20). Pouze výjimečně vstupuje i do údolí nejdolejšího toku Sázavy po Krhanice. Nejvýše proti toku byla patrně městečská terasa zaznamenána v údolním zákrutu asi 2 km zsz. od Ledče nad Sázavou. Její povrch byl zachycen vrty ve 351 m a báze ve 347 m, tj. 7 m a 3 m nad hladinou řeky (Dittrichová 1989). V meandru v. od Budčic a ssv. od Kounic byly v úrovni V. terasy zaznamenány 3–5 m mocné písky a štěrkopísky s povrchem asi 4–5 m nad údolní nivou (Adler 1977). Západně od této lokality, v budčickém zákrutu, je ve stejné úrovni malá snížená plošinka se štěrky v relativní výšce 6–7 m nad řekou.

Rozsáhlejší výskyt sedimentů V. terasy sleduje pravý břeh Sázavy mezi Březinou a železniční zastávkou Horka nad Sázavou (mezi říčními km 109–112). V. terasa je zde zachována v sousedství III. terasy. Uloženiny odkryté v úrovni dna opuštěné pískovny u železniční zastávky Horka nad Sázavou jsou tvořeny světle šedými různě zrnitými písky až drobnými štěrčíky, šikmo zvrstvenými a sypkými. Povrch ve 336 m leží 9 m nad nevzdutou hladinou Sázavy, báze uloženin byla zastižena ve 334–327 m, tj. nejnižší poloha je v úrovni hladiny řeky (Rybařík 1968). Vrty byly situovány v sedimentech III. terasy, takže tuto lokalitu V. terasy lze považovat za vloženou terasu v náplavech III. terasy. Vyšší poloha báze ve 332–334 m v j. části lokality představuje již amfibolitové podloží boku přehloubené brázdy na pravém břehu Sázavy. Povrch V. terasy jv. od bývalé pískovny se nachází ve 337–338 m.

Ve Zruči nad Sázavou patří k V. terase písčité štěrky v údolním zákrutu s. od Domahoře s povrchem ve 333 m (8 m nad hladinou Sázavy) a bází ve 329 m (Štěrba 1976), v Zářečí s povrchem ve 332 m a bází ve 327 m (Štěrba 1979) a v protějším údolním zákrutu u železniční zastávky Zruč nad Sázavou.

Plošinka s četnými štěrky jjz. od Čížova s povrchem na kótě 327 m odpovídá úrovni V. terasy. Denudovaný malý relikt terasových sedimentů u že-

lezniční zastávky Střechov (pod tratí) s relativní výškou 6–8 m je vzhledem k povrchu V. terasy v mírně snížené poloze.

V mohutném údolním meandru u Kácova se udržel malý zbytek náplavů V. terasy pod školou. Výkop v hraně úzké terasové plošinky, hluboký 2,8 m, odkryl v roce 2001 středně hrubý až drobný písčitý štěrk a štěrkopísek s polohami hrubozrnného písku. Štěrky s převládající velikostí 2–7 cm, vzácně 10–15 cm, jsou převážně z křemenů, méně rul, žul a amfibolitů. Štěrky poměrně čerstvého vzhledu jsou zpravidla subangulární, časté jsou i v náznacích ohlazené úlomky. Hrana asi 50 m široké plošinky leží 6,5 m nad hladinou Sázavy. Sedimenty V. terasy, mocné 3,8 m a s povrchem ve 319 m n. m. (9 m nad hladinou), byly zastiženy vrtem na levém břehu řeky u přeložky silnice naproti ústí Losinského potoka (Čihák, Šilhan 1988). K V. terase patrně patří i 4 m mocné písčité štěrky v zákrutu Sázavy asi 1,3 km z. od železniční stanice Kácov.

V hluboce zařízlutém meandrovitém údolí mezi ústím Blanice a městem Sázava se V. terasa zachovala jen výjimečně, a to v jesepních částech údolních zákrutů a meandrů. Úzké pruhy lokalit byly zaznamenány v meandrech u Rataj nad Sázavou a Přívlak a v zákrutu u Budína; vzhledem k pokryvu deluviálních uloženin však nelze vyloučit ani jejich příslušnost k VI. terase.

Výraznou plošinu vytváří V. terasa v údolním meandru s městem Sázava, a to v s. okolí železniční tratě (mezi říčními km 57–54). Plošina je mírně ukloněná směrem k řece z 293–291 m (9–7 m relativní výšky) na 289–287 m, kde přechází do povrchu VI. terasy (obr. 15). V řadě vrtů byly zastiženy většinou 3,0–5,5 m (ojediněle až 8,5 m) mocné písky se štěrkem a písčité štěrky (s valouny křemene a hornin krystalinika o velikosti 3–10 cm, max. 30 cm), s bází převážně ve 287–289 m a nejníže ve 282–283 m (Luštincová 1969, Čechová 1969, Dvořák 1971a). Nejnižší poloha báze (cca v úrovni hladiny řeky) je zřejmě vyvinuta v mělké přehloubené brázdě. Ve vrtu V 18 (povrch 290,38 m) bylo skalní podloží 10,2 m mocných terasových písků (při bázi se štěrkem), krytých 1,80 m mocnou polohou písčité hlíny, zastiženo na kótě 279,38, tj. v úrovni báze sedimentů údolního dna (Dvořák 1971a). Místy jsou terasové sedimenty zakryty až 2,5 m mocnou polohou písčité hlíny. Skalní podloží terasy tvoří zvětralý moldanubický svor až pararula.

Malý výskyt uloženin patrně V. terasy se nachází v zákrutu Sázavy v Pyskočelech, jv. od ústí Vlkančického potoka (povrch ve 288–290 m). Stejná úroveň se zachovala v zákrutu u Zlenice s denudovaným povrchem asi ve 278–280 m a bází ve 274–275 m. Povrch je mírně ukloněný k řece a většinou je krytý deluviálními hlínami. U Čerčan byly zastiženy štěrkovité písky V. terasy s povrchem ve 275–279 m. Sedimenty jsou zakryty deluviálními písčitými hlínami o mocnosti kolem 1 m.

Výraznou plošinu vytváří V. terasa v zákrutu Sázavy u Městečka, mezi říčními km 31,5–29,0 (obr. 16). Povrch terasy, krytý četnými dobře opracovanými štěrky o velikosti do 15 cm, max. 20–50 cm, se nachází ve 274–277,5 m (11–13,5 m nad hladinou Sázavy). Vyšší úroveň granodioritové báze je ve

274,5–275,7 m (mocnost písků se štěrky 2–3 m) a nižší poloha báze leží ve 269,0–270,6 m (mocnost písků se štěrkem je 4–5 m, Passer 1967a). Charakterizovaná plošina je oddělena na J od povrchu VI. terasy nevýrazným stupněm, vysokým kolem 5 m. Tato terasa vybíhá k SZ úzkým pruhem přes Městečko při silnici do Nespek (276 m).

Sedimenty V. terasy lemují v asi 100 m širokém pruhu plošinu VI. terasy u Vrabčího Brodu. Mírně ukloněný povrch ve 271–273 m (10–12 m nad hladinou) kryjí četné valouny o velikosti do 7 cm, místy až 15 cm, z křemenů, žul, rul, amfibolitů. Malá lokalita V. terasy u Ledců při vrstevnici 270 m je patrně denudačním zbytkem náplavového kužele Ledeckého potoka při ústí do Sázavy.

Štěrky na povrchu velmi mírně ukloněné plošiny ve staré části Zbořeného Kostelce ve 267–270 m (9–12 m nad hladinou) prozrazují příslušnost k V. terase. Geologická mapa 1 : 50 000, 12-44 Týnec nad Sázavou, tento výskyt stratigraficky zařazuje do mindelu, tedy do stejné úrovně jako vyšší IV. terasu v Týnci nad Sázavou.

V týneckém údolním zákrutu se zbytek uloženin V. terasy udržel naproti Brodcům jako úzký lem při v. okraji IV. terasy. Jedná se o snížený denudační zbytek náplavů s bází ve 262 m, krytý deluviálními sedimenty a antropogenně pozměněný. Uměle upravená plošinka u autobusového nádraží ve 266–268 m leží v úrovni povrchu V. terasy.

V úseku zvětšeného sklonu hladiny od Týnce nad Sázavou až po soutok s Vltavou nebyla zjištěna žádná lokalita V. terasy. Sázavská městečská V. terasa odpovídá vltavské skupině spodních teras IIIa, IIIb (Záruba-Pfeffermann 1943), případně dejvické V. terase (Záruba et al. 1977).

Shrnutí

V. (městečská) terasa, zachovaná v dlouhém úseku středního toku mezi oběma sklonovými stupni hladiny, vykazuje směrem po proudu mírnou divergenci s hladinou Sázavy: povrch ze 7–9 m na 11–13 m a báze ze 2–3 m na 5–7 m.

V širším okolí Zruče nad Sázavou se báze V. terasy často shoduje s polohou skalního podloží sedimentů III. terasy, a to i v úsecích mimo opuštěná údolí chabeřické terasy. Z toho lze usuzovat, že v erozní fázi před akumulací sedimentů městečské (V.) terasy zde dosáhla eroze toku po skončení akumulace týnecké (IV.) terasy pouze úroveň báze III. terasy.

Štěrkovité písky, vzácně písčité štěrky, jsou většinou mocné kolem 5 m a s výjimkou města Sázavy (mocnost 10,2 m) nebyla ani ve vrtech zaznamenána mocnost větší než 8 m. Tyto sedimenty mají čerstvý vzhled a jsou často kryty tenkou polohou deluviálních hlín. Malé lokality V. terasy jsou vyvinuty v jesepních částech údolních zákrutů a meandrů.

VI. terasa (poříčská)

Podobně jako V. terasa je i VI. terasa vyvinuta v údolí Sázavy v úseku vyrovnaného sklonu hladiny od Ledče nad Sázavou po Týnec nad Sázavou, tj. mezi říčními km 128 a 20. Nejvýše proti toku byla tato terasa zastižena v jesepní části údolního zákrutu v Ledči nad Sázavou-Podole (říční km 128). Ve vrtech byly zastiženy 4–5 m mocné písky se štěrky s povrchem ve 351–352 m, tedy asi 2 m nad povrchem údolní nivy (Marek 1980).

V meandru z. od Vlastějovic, mezi říčním km 113–112, lemují náplavy VI. terasy v jesepní poloze údolní nivu (relativní výška kolem 4 m). Na uvedenou lokalitu navazuje výskyt na pravém břehu pod Březinou, kde se úzká plošinka se štěrky nachází 2–3 m nad povrchem údolní nivy.

VI. terasa v jesepní části údolního zákrutu Sázavy při jv. okraji Zruče nad Sázavou (jz. od železniční stanice) má povrch ve 329–331 m (4–6 m nad hladinou řeky) a pararulové podloží je ve 323–325 m (Štěrba 1976 aj.). Povrch písčitých štěrků VI. terasy v zákrutu ve Zruči nad Sázavou-Zářečí se nachází ve 327–329 m a báze ve 320–326 m (Štěrba 1979). Ke stejné úrovni patří patrně 6 m mocné písčité štěrky v jesepní části zákrutu Sázavy v okolí železniční zastávky Zruč nad Sázavou: povrch je ve 327 m a báze ve 321 m (Štěrba 1987). V úrovni povrchu VI. terasy (326 m) se nachází vyšší povrch údolní nivy pod chabařovickým jezem (říční km 100).

K VI. terase patří i malá plošinka při ústí Želivky, s povrchem fluviálních sedimentů ve 323 m a bází ve 316 m. V podobné poloze se nachází větší lokalita říčních uloženin v údolním zákrutu sz. od Čížova, u Mařanova Mlýna (povrch ve 323 m, 5 m nad hladinou) a na pravém břehu j. od Čížova (322–324 m).

Povrch VI. terasy v zákrutech nad a pod Posadovickým Mlýnem je v 321–320 m a v. od Soušic ve 317 m (říční km 91,6). Zde byl povrch štěrkopísků (mocných 3,2 m) zastižen pod 2,2 m mocnou polohou sprašové hlíny ve 317,6 m a jejich báze ve 314,3 m (Hušner et al. 1968). Na pravém břehu otevřeného zákrutu u Kácova-Malé Strany je povrch štěrkopísků VI. terasy s deluviálními uloženinami při železniční trati ve 318–319 m n. m. V kápovském zákrutu sleduje VI. terasa v úzkém pruhu oblouk koryta s nivou mezi silničním mostem a železniční stanicí. V sondě V 20 (povrch 316,7 m) byly pod 1,3 m mocnou polohou písčité hlíny zastiženy asi 3 m mocné písčité štěrky a ve vrtu V 3 u železniční stanice byly pod 1,4 m písčité hlíny prokázány písčité štěrky, mocné 4,1 m (báze 311 m, Čihák, Šilhan 1988). V podobné poloze se nachází také mírně ukloněný povrch VI. terasy u Pelíškova Mostu (314 m) a u Borotína.

Poměrně rozsáhlý výskyt VI. terasy byl zaznamenán na pravém břehu Sázavy v okolí železniční zastávky Soběšín, mezi říčními km 81,3 a 79,8. Na povrchu výrazné plošiny ve 309–310 m (4–5 m nad hladinou) se nacházejí rozptýlené valouny a úlomky křemene a rul. Pararulové až svorové podloží sedimentů bylo zastiženo asi ve 303 m. Terasové uloženiny jsou při úpatí svahu zakryty pláštěm deluviálních sedimentů a u pily i náplavovým kuželem malého potoka. Ke stejné úrovni lze zařadit i nepatrný zbytek štěr-

kopísků v soutokovém úhlu mezi Sázavou a Blanicí (2,5 m nad povrchem nivy) a větší lokalitu na levém břehu Sázavy pod Čejkovicemi s povrchem 6 m nad hladinou.

Úzké výskyty patrně VI. terasy v jesepních částech zákrutů a meandrů v relativních výškách okolo 5 m nad hladinou byly v mapě vyznačeny např. nad a pod Českým Šternberkem, u Rataj nad Sázavou, Ledečka, Přívlak a Budína. Tyto lokality, zachycené i na geologické mapě 1:50 000, 13-33 Benešov, nebylo možné většinou potvrdit vzhledem k neexistujícím odkryvům a k chybějící vrtné dokumentaci. Jedná se pravděpodobně o denudační zbytky terasových náplavů, zpravidla zakryté deluviálními sedimenty, popř. povodňovými hlínami.

Výrazné lokality VI. terasy vznikly ve dvojitém meandru Sázavy u stejnojmenného města a Černých Bud (obr. 15). V sázavském meandru VI. terasa navazuje na vyšší V. terasu a směrem k řece přechází do povrchu údolní nivy. Povrch terasy leží ve 287–289 m (5–7 m nad hladinou), pararulová až svorová báze byla zastižena vrty ve 280–283 m (Dvořák 1971a, 1989, Huml 1987, Chrt 1990, Vilímovský 1973, 1975).

V následujícím údolním meandru u Černých Bud vytváří VI. terasa poměrně rozsáhlou plošinu (širokou kolem 250 m) mezi silnicí a údolní nivou, mezi říčními km 54,5–52,5. Povrch písků se štěrkem a písčitých štěrků, místy zakrytý navážkou, leží ve 285–287 m, báze (většinou migmatitizovaná pararula) byla zachycena řadou vrtů převážně ve 278–280 m, nejníže ve 276,5 m a nejvýše ve 283 m (Dvořák 1971b).

V hlubokém údolí Sázavy mezi městem Sázava-Černými Budy a Zlenicí se uloženiny VI. terasy zachovaly zpravidla jen útržkovitě v jesepních částech zákrutů: u železniční zastávky Plužiny, nad ústím Vlkančického potoka, naproti ústí potoka Propast, u železniční stanice Samechov a patrně i při ústí Seradovského potoka.

V Choceradech se sedimenty VI. terasy zachovaly v úzkém pruhu při údolní nivě zejména v jz. části obce. Ve výkopu pro stavbu rodinného domu byly v roce 1999 odkryty písčité štěrky, mrazem zvířené, a štěrkovité písky. Mírný svah zde přechází plynule do povrchu údolní nivy. Povrch terasy leží asi 5–6 m nad hladinou Sázavy. Uloženiny VI. terasy se zachovaly na pravém břehu sz. od Hvězdonic, a to z. od dálnice (povrch ve 283 m, báze ve 278 m) a níže po toku u Javorníku.

Na levém břehu Sázavy je VI. terasa vyvinuta v laterální poloze mezi Lštěním a Čerčany (mezi říčními km 35,5–32,0). Povrch 3–8 m mocných štěrkopísků a písčitých štěrků, krytých deluviálními a povodňovými hlínami, klesá z 274–275 m u Lštění na 270–271 m jz. od Čerčan. Báze byla při ústí Benešovského potoka zastižena v nejnižší poloze na kótě 262 m (Buľko 1988, Tyšl 1991). Tato nejhlubší zjištěná úroveň granodioritového podloží se nachází v úrovni báze sedimentů údolního dna Sázavy. V místech bývalé štěrkovny poblíž železniční stanice Čerčany byl zaměřen povrch na kótě 270 m, báze ve 262 m (Němčík 1967).

Výraznou nadnivní plošinu zaujímá VI. terasa v meandrovitém zákrutu s. od Poříčí nad Sázavou (obr. 16). Její povrch se nachází na V ve 271–270 m a na Z ve 268 m, tj. 5–6 m nad nevzdutou hladinou řeky. Báze 4–6 m mocných štěrkovitých písků a písčitých štěrků byla zastižena vrty ve 264 m (Passer 1967a). Úzká niva a koryto Sázavy odděluje od této lokality plošinu VI. terasy sz. od Poříčí nad Sázavou, s povrchem ve 269–267 m (foto 13). V s. pokračování uvedené lokality je plošina na pravém břehu řeky mezi Městečkem a Nespeky. Povrch VI. terasy se zde nachází ve 269–266 m a báze byla zaznamenána ve 260,5 m (Patzák 1962).

Mezi Nespeky a Týncem nad Sázavou byla VI. terasa zastižena na levém břehu řeky u Vrabčího Brodu (povrch 6–7 m nad řekou) a z. od Ledců (povrch 264–261 m). V týneckém zákrutu se náplavy VI. terasy zachovaly v jesepní části při údolní nivě, a to s povrchem 262–263 m a bází ve 258 m. V úseku zvětšeného sklonu pod Týncem nad Sázavou patří k VI. terase pouze úzká plošinka na pravém břehu řeky jv. od Krhanic v 6–7 m nad hladinou řeky (říční km 16–17).

Poříčská (VI.) terasa Sázavy odpovídá zřejmě veltruské terase IIIc na Vltavě (Záruba-Pfeffermann 1943), resp. téže terase označované jako VI. terasa (Záruba et al. 1977). Paralelizaci s vltavským terasovým systémem však znesnadňují tyto skutečnosti: a) poměrně dlouhý úsek nejdolejšího toku Sázavy bez odpovídajících terasových výskytů, b) obtížná rekonstrukce VI. a VII. terasy Vltavy v podélném profilu v úseku mezi ústími Sázavy a Berounky, kde výškový rozdíl povrchů obou teras činí pouze 2–3 m (Záruba et al. 1977). Přikláníme se k paralelizaci poříčské terasy Sázavy s veltruskou terasou Vltavy z těchto důvodů: a) poříčská terasa je na Sázavě vyvinuta v úseku středního toku, který se nachází ve výrazně visuté poloze vzhledem k údolnímu dnu Vltavy, b) zmíněný úsek středního toku Sázavy se vyznačoval malou intenzitou hloubkové eroze řeky, c) sedimenty VI. terasy Sázavy mají v porovnání s mladšími fluviálními uloženinami nápadně starší vzhled, a to včetně vyššího stupně zvětrávání.

Shrnutí

VI. (poříčská) terasa Sázavy se zachovala na řadě lokalit většinou malého rozsahu ve zhruba 110 km dlouhém úseku středního toku s vyrovnaným sklonem hladiny. Často se jedná o problematické výskyty v jesepních částech údolních zákrutů a meandrů, které přecházejí plynule do povrchu údolní nivy. Hlavní lokality, ověřené také vrty, se zachovaly na větších plochách ve městě Sázava, v Sázavě-Černých Budech a v údolních kotlinkách v okolí Čerčan, Poříčí nad Sázavou a Týnce nad Sázavou. Povrch VI. terasy směrem po proudu mírně diverguje se současnou hladinou, a to z 3–4 m na 6–8 m. Písčité štěrky a štěrkopísky této terasy mají mocnosti kolem 5 m, maximálně však 7–8 m. Báze terasy se nachází přibližně v úrovni říční hladiny, popř. údolní nivy, tedy mírně pod úrovní nejnižší polohy báze III. terasy u Zruče nad Sázavou. To znamená, že v erozní fázi mezi akumulacemi V. a VI. terasy

bylo zde sázavské údolí prohloubeno cca jen na předpokládanou úroveň báze III. terasy. Na několika místech vrty prokázaná poněkud nižší poloha báze představuje zřejmě lokální přehloubení přibližně do úrovně podloží náplavů údolního dna. Existenci společné báze VI. terasy s bází uloženin údolního dna (VII. terasy) však nelze podložit přesvědčivými důkazy. Výskyty poříčské terasy, představující kromě soutokového území Sázavy s Vltavou poslední morfologicky výraznou terasovou úroveň sázavského údolí, jsou často kryty deluviálními uloženinami, materiálem náplavových kuželů potůčků a ve snížených partiích také holocenními povodňovými sedimenty. Na geologických mapách 1 : 50 000 jsou lokality poříčské terasy stratigraficky řazeny převážně do svrchního pleistocénu (würmu). V terasovém systému Vltavy odpovídá poříčská terasa Sázavy patrně veltruské terase řazené do rissu 2, popřípadě do warthe (Záruba-Pfeffermann 1943, Záruba et al. 1977).

VII. terasa (pikovická)

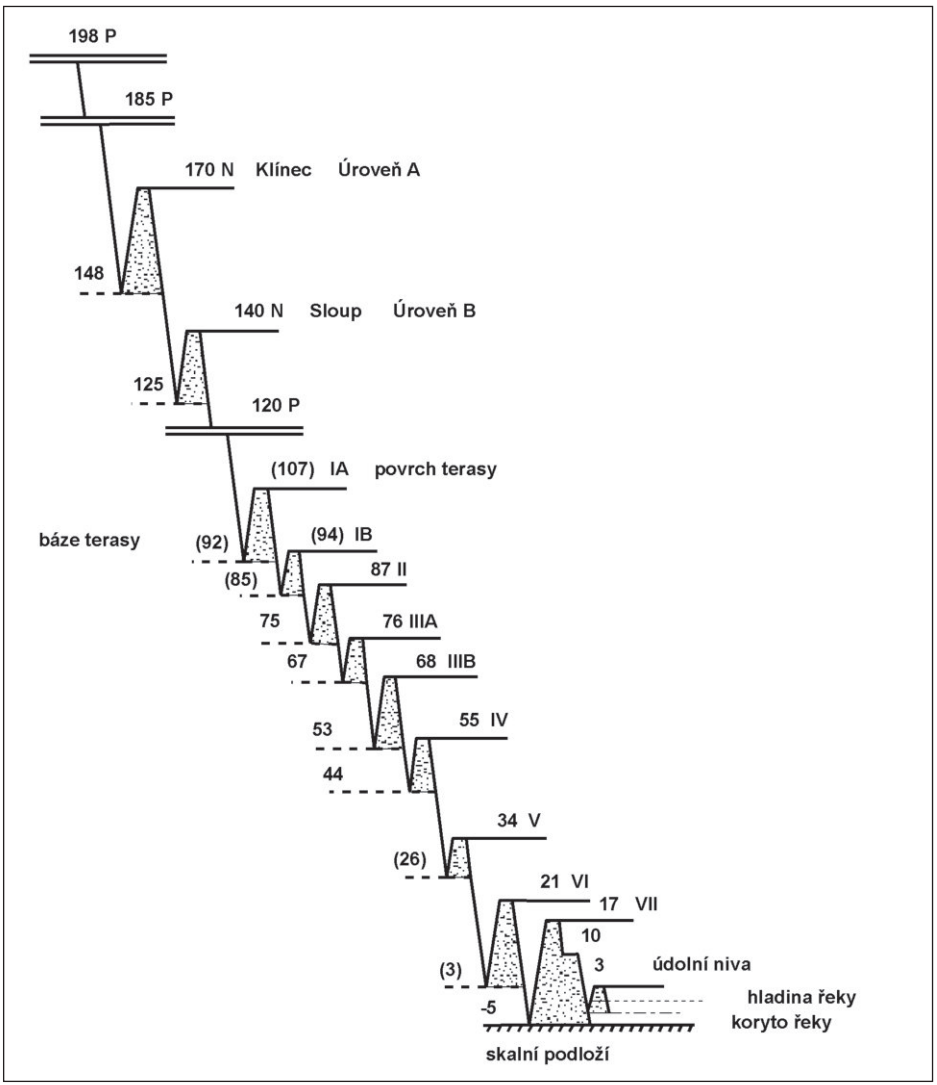
Jediná výrazná lokalita vyšší úrovně VII. terasy Sázavy (VIIa) se nachází v s. části Pikovic, s povrchem ve 210 m, tedy 10 m nad nevzdutou hladinou řeky (obr. 19). Terasové sedimenty jsou zde zakryty uloženinami náplavového kužele při vyústění erozních rýh a krátkých údolíček. Geologická mapa 1 : 25 000, list 12-423 Davle, označuje tento výskyt jako fluviální písčité štěrky mladého rissu a na geologické mapě 1 : 50 000, 12-42 Zbraslav, je tato lokalita zařazena do skupiny fluviálních písčitých štěrků rissu. V terasovém systému Vltavy navazuje pikovická terasa na maninskou terasu (IVa), která zde má podle Zárubova podélného profilu (Záruba-Pfeffermann 1943) povrch v cca 215 m (19 m nad nevzdutou hladinou, obr. 19). To je asi o 5–6 m výše než předpokládaný nejvyšší povrch pikovické terasy. V pozdější studii výše uvedený autor označuje tuto údolní úroveň jako VII. terasu, stratigraficky odpovídající würmu (Záruba et al. 1977).

Akumulační plošina v s. sousedství pikovické terasy s vyšším povrchem ve 204–205 m n. m. odpovídá nižší úrovni VII. terasy (VIIb) a její nižší povrch při řece ve 202–203 m patří již k údolní nivě. Terasový stupeň VIIb, jehož povrch leží 4–5 m nad nevzdutou hladinou Sázavy, má bázi 5–7 m mocných hrubých až balvanitých štěrků na proterozoických břidlicích ve 197 m n. m.

V erozním úseku nejdolejšího toku Sázavy se VII. terasa nezachovala a podle rekonstruovaného terasového systému v podélném profilu se její sedimenty v tomto úseku zvětšeného sklonu hladiny postupně směrem proti proudu vykliňují a splývají s dnešním údolním dnem. Na středním toku Sázavy nebyla VII. terasa jako geomorfologická úroveň rozlišena, protože její sedimenty patrně tvoří štěrkopískovou a štěrkovou výplň současného údolního dna pod pokrývkou holocenních povodňových sedimentů.

Údolní niva

Údolní niva je vyvinuta jako nejmladší úroveň terasového systému průběžně v sázavském údolí. Výjimkou jsou oba úseky zvětšeného sklonu, kde se údolní niva zachovala případně jen útržkovitě a s malými mocnostmi sedimentů. Podobně jako na jiných českých řekách (obr. 5) se také na Sázavě akumulační výplň údolního dna člení na dvě stratigraficky i zrnitostně



Obr. 5 – Schéma vývoje údolí Vltavy v úseku mezi soutoky se Sázavou a Berounkou (vysvětlivky u obr. 3, str. 43)

Tab. 1 – Neogenní sedimenty a kvartérní terasy Sázavy a Vltavy

Zarovnané povrchy, neogenní sedimenty a kvartérní terasy	Světlá nad Sázavou	Ledeč nad Sázavou	Zruč nad Sázavou
Zarovnaný povrch, denudační plošina	108 98 61	147 131 90	150 124 94
Úroveň A bojišťská	88/?	135/120 115/110	113/(110) 105/103
Úroveň B radvanická	47/?		
Údolní hrana	35	83	
Terasa Ia střechovská	32/?		(63)/?
Terasa Ib hvězdonická			(47)/?
Terasa II českošternberská	(13)/?	36/31	39/23?
Terasa IIIa chabařická	7/?	29/24	31/4
Terasa IIIb budská			24/4
Terasa IV týnecká		13/(5)	17/0–7
Terasa V městečská		7/3	9/2–0
Teras VI poříčská		4/–1 až –3	4/0 až –4
Terasa VII pikovická		?/–3	?/–4

Pozn.: Čísla odpovídají relativním výškám povrchu a báze příslušné terasy (v metrech), přibližné hodnoty v závorkách jsou zpravidla odvozeny z podélného profilu terasami Sázavy (obr. 23).

odlišné polohy (podrobněji viz např. Ložek 2003): bazální písčité štěrky a štěrkovité písky pleistocenního stáří a nadložní jemnozrnnější povodňové sedimenty (převážně hlíny a písky) holocenního stáří.

V úseku nad melechovským průlomem dosahuje mocnost uloženin údolního dna hodnoty 4–5 m. Menší mocnosti písčitých štěrků (2–3 m) vzhledem k úseku pod melechovským průlomem (kolem 5 m) vysvětluje Hrubeš (1995) existencí melechovského masivu, který jako zvedající se bariéra tlumil procesy hloubkové a zpětné eroze koryta Sázavy nad smrčenským stupněm.

V dlouhém úseku vyrovnaného sklonu hladiny mezi oběma sklonovými stupni (tj. v melechovském masivu a na nejdolejším toku) umožnily početné vrty spolehlivě charakterizovat ráz sedimentů a výškové údaje povrchu a skalního podkladu sedimentů údolního dna.

Jihovýchodně od Ledče nad Sázavou, u bývalého kamenolomu (na říčním km 131), byly zaznamenány 2,5–4,0 m mocné písčité jíly, spočívající na písčitých štěrcích 2–4 m mocných. V Ledči nad Sázavou byly mezi říčními km 130–127 v řadě vrtů zastiženy 2–4 m mocné písčité hlíny, písčité jíly a hlinité písky, a dále podložní písčité štěrky a štěrkovité písky, mocné 2,5–5 m. Báze údolního dna v tomto úseku klesá z 347 m na 343 m n. m.

Západně od Chřenovic (říční km 115–116) jsou sedimenty údolního dna 4–7 m mocné (povodňové sedimenty 2,0–3,5 m), s bází ve 334–335 m. Podobné

Ústí Želivky do Sázavy – Kácov	Sázava-Černé Budy	Poříčí nad Sázavou – Týnec nad Sázavou	Soutok Sázavy s Vltavou – Měchenice (Záruba et. al. 1977 aj.)
183 110 70–97	144 131 119	160 128 95–105	185 120
	118–112/(105)		169/146 Klínec 144/(123)
	101/(90)		
66	84	77–90	105–155
62/54	(67)/?	(66)/?	IA (105)/(91)
47/45	(54)/?	(53)/?	IB (95)/?
(37)/(22)	(39)/?	(41)/?	II 87/73
31/3	(32)/?	(35)/?	IIIA 75/(67–72)
24/3	21/11	(25)/?	IIIB 68/53
15/3	15/(11)	19/15	IV 55/43
9/5	9/2–0	11/6	V (33)/(25)
5/1	6/0 až –4	7/2 až –3	VI 21/3
?/–4	?/–4	?/–2 až –3	VII 17/–5

údaje byly zaznamenány i u Březiny (báze 327 m) a u jezu v Budě; holocenní uloženiny jsou zde 1,8 m mocné, písčité štěrky až 5,1 m (říční km 109).

Ve Zruči nad Sázavou jsou sedimenty údolního dna mocné 5–7 m a u z. okraje města na říčním km 102,5 jen 3–4 m. V okolí Kácova, mezi říčními km 89–86, jsou náplavy údolního dna mocné 4–6 m (holocenní sedimenty 1–3 m) a u Českého Šternberka na 75. km až 5 m (povodňové sedimenty 2,6–3,1 m). U města Sázavy a Černých Bud jsou uloženiny údolního dna 4,0–7,5 m mocné, z toho nadložní hlíny a písky 1,5–3,0 m (foto 12).

Při ústí Vlkančického potoka (říční km 49) a potoka Propast (říční km 48,5) jsou sedimenty údolního dna jen 3,5–5,0 m mocné a ve Hvězdonicích (říční km 42,0–40,5) 4–8 m (báze 268 m). U Javorníku (říční km 36) se na akumulační výplni údolního dna podílejí jílovité hlíny (1,8 m) a podložní štěrkopísky (3 m), u Lštění jsou sedimenty údolního dna mocné 4–7 m. Podobná mocnost byla zaznamenána v řadě vrtů i v Červanech a blízkém okolí. Kolem 5–6 m jsou mocné náplavy údolního dna u Poříčí nad Sázavou a mezi Městečkem a Nespeky. V Týnci nad Sázavou byla zaznamenána mocnost sedimentů údolního dna jen 4–5 m, a to zřejmě vzhledem k začátku úseku zvýšeného sklonu hladiny.

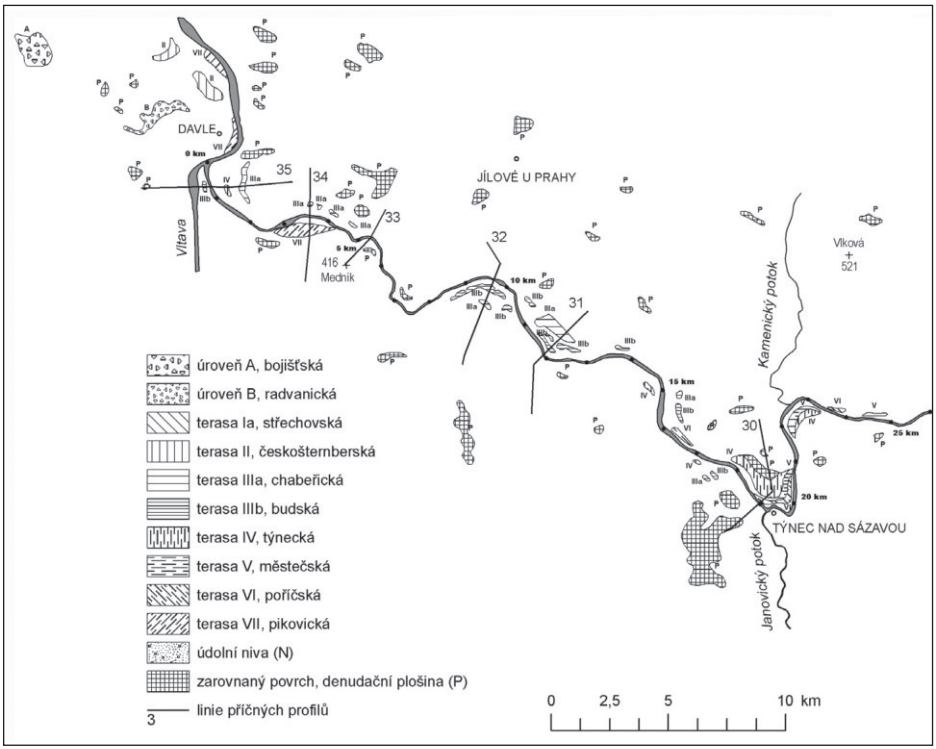
V erozním údolí nejdolejšího toku Sázavy se náplavy údolního dna zachovaly jen v nepatrných reliktech a mocnostech, místy v korytě vystupuje

skalní podloží (srv. obr. 24). V krátkém úseku se objevuje údolní niva na nejdolejším toku u Pikovic (mezi říčními km 4 a 3), a to s ověřenou mocností sedimentů 4,5–7,6 m (foto 18).

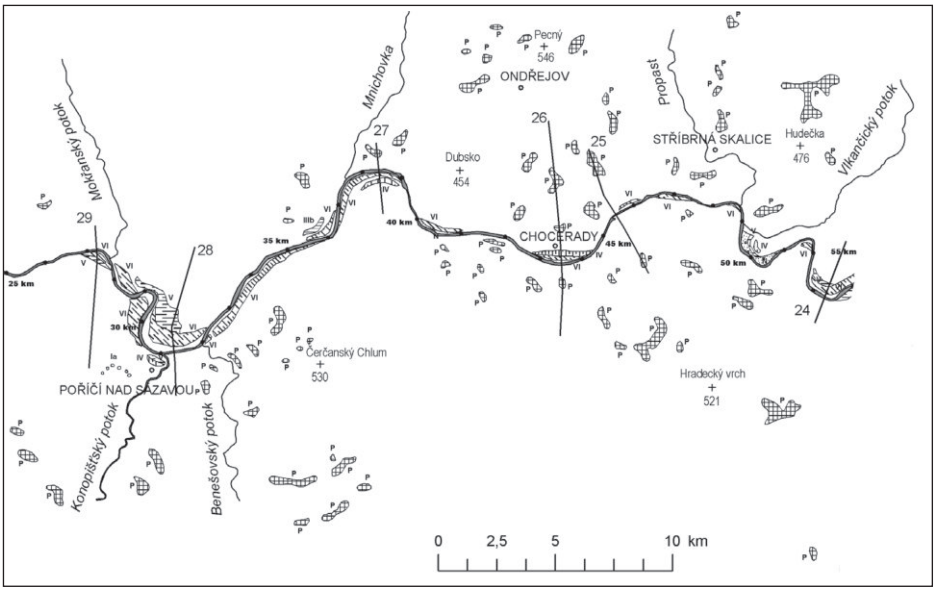
Shrnutí

Údolní niva je vyvinuta v celém sledovaném úseku sázavského údolí, avšak kromě úseků se zvětšeným sklonem hladiny v melechovském masivu (říční km 140–135) a na nejdolejším toku pod Týncem nad Sázavou (říční km 17–5), kde se niva zachovala jen útržkovitě. Povrch údolní nivy, tvořený zpravidla 1–3 m mocnou polohou holocenních povodňových sedimentů (hlín, písků, jílů), se nachází většinou 1–2 m nad nevzdutou hladinou. Údolní niva vytváří místy dvě úrovně – nižší kolem 1 m nad hladinou, a vyšší, ojediněle až 2,5–3 m nad řekou. Vyšší povrch nivy bývá zvýrazněn rozplavenými svahovými sedimenty nebo nánosy plochých náplavových kuželů. Podložní štěrkovité písky převážně pleistocenního stáří (weichsel, popř. eem) jsou většinou 3–6 m mocné. Povrch údolní nivy v podélném profilu poněkud vyrovnává drobné anomálie ve sklonu říční hladiny, průběh báze vykazuje vyrovnaný sklon odpovídající rovnovážnému profilu (Krejčí 1939). Podélný profil naznačuje mírný nárůst mocností sedimentů údolního dna mezi 80.–32. km a jejich redukci zejména na počátku zvětšeného sklonu hladiny dolního toku (od 22. km).

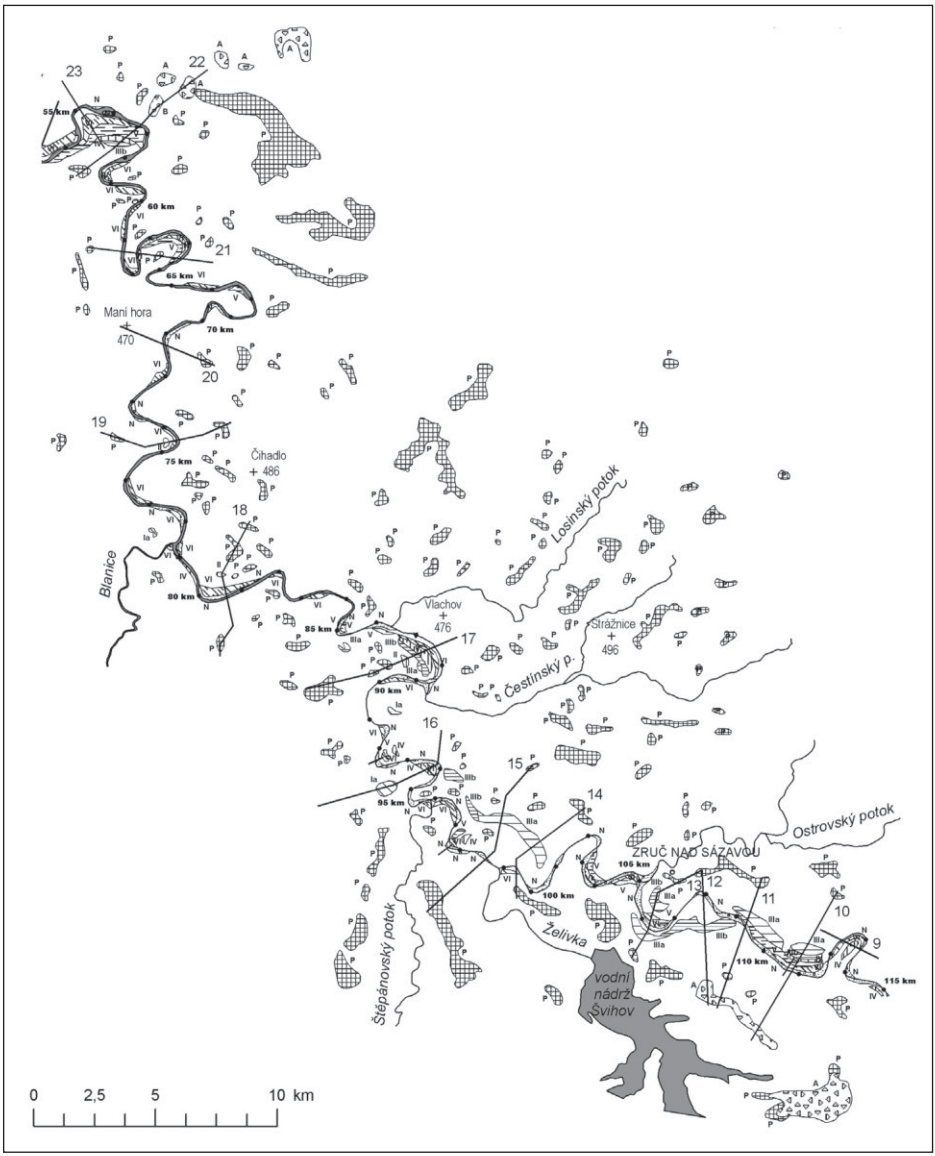
Rozměry údolní nivy odpovídají převládajícímu eroznímu rázu sázavského údolí (foto 2 a 28, obr. 24). Kromě úseků se zvětšeným sklonem hladiny, kde často niva chybí, je v úsecích s vyrovnaným sklonem hladiny vyvinuta obvykle v šířce pouhých několika desítek metrů (většinou do 100 až 150 m). Větší šířky dosahuje niva při ústí větších přítoků, v některých údolních meandrech a zákrutech, nebo v údolních kotlinkách: u Havlíčkova Brodu 200–400 m, u Světlé nad Sázavou až 250 m, u Kácova při ústí Losinského potoka 150–250 m, u města Sázavy a při ústí Vlkančického potoka 150–250 m, u Poříčí nad Sázavou a u Pikovic až 200 m. Jak vyplývá z uvedených údajů, říční niva v údolí Sázavy nedosahuje ve sledovaném úseku nikde šířky ani 500 m.



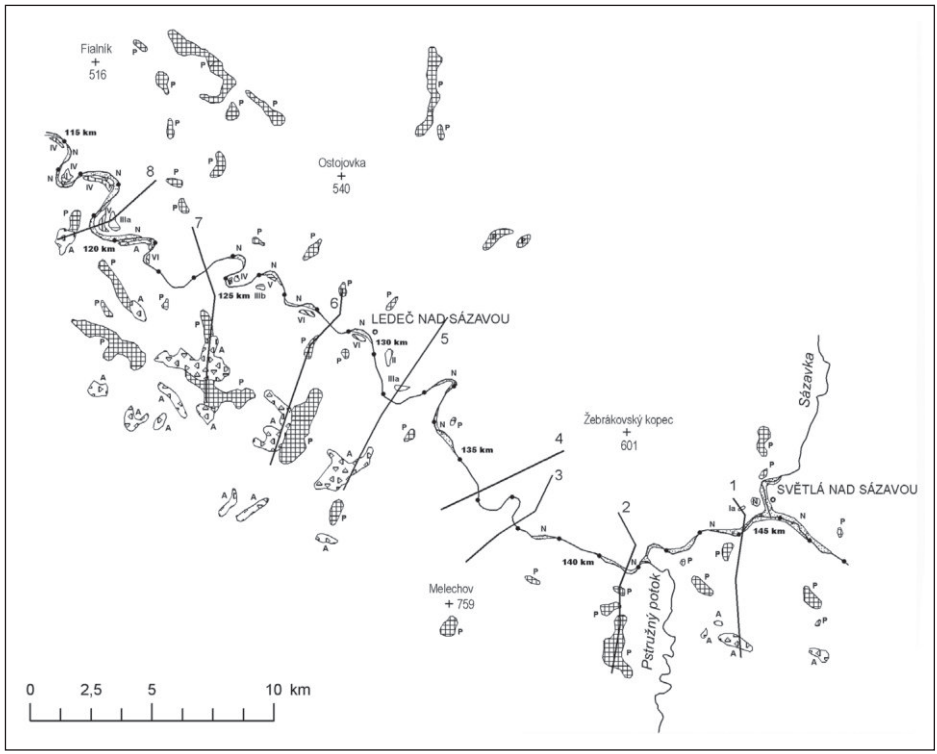
Obr. 6a – Mapa říčních teras, neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů střední a dolní Sázavy – 1. část



Obr. 6b – Mapa říčních teras, neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů střední a dolní Sázavy – 2. část (vysvětlivky v části 1)



Obr. 6c – Mapa říčních teras, neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů střední a dolní Sázavy – 3. část (vysvětlivky v části 1)



Obr. 6d – Mapa říčních teras, neogenních sedimentů a zarovnaných povrchů střední a dolní Sázavy – 4. část (vysvětlivky v části 1)

8. Mladotřetihorní vývoj údolí Sázavy

8.1. Diskuze názorů na mladotřetihorní odvodňování povodí Sázavy

Podobně jako většina českých řek bylo i povodí Sázavy v mladších třetihorách odvodňováno odlišnými směry než v současnosti. Pro řešení této problematiky má zásadní význam analýza morfostrukturních poměrů a lokalit fluviálně-limnických sedimentů neogenního stáří. Tyto uloženiny se zachovaly v rozvodních oblastech, tj. v místech relativně nejméně zasažených mladšími destrukčními procesy. Paleohydrografickou problematikou povodí horní Sázavy, tj. předpokládaným tokem Jihlavy k Sázavě a nejhořejšího toku řeky k Oslavě, se zde nezabýváme.

Vyslovit jednoznačný názor na uspořádání vodní soustavy v povodí Sázavy v neogénu není možné, neboť pro takové stanovisko nejsou na rozdíl od povodí Berounky a Orlice přesvědčivé důkazy (Balatka, Sládek 1962; Balatka, Loučková 1992; Vaníčková 2005, 2007; Vaníčková, Kalvoda 2006). Zmíněné relikty patrně spodnomiocenních sedimentů (Malkovský 1975, 1979), vyskytující se v podstatě pouze ve dvou (popř. třech?) oblastech značně od sebe vzdálených, poskytují jen do jisté míry základ pro řešení otázek mladotřetihorního vývoje říční sítě v povodí Sázavy. Je třeba si uvědomit, že od doby vzniku mladotřetihorních sedimentů uplynulo velmi dlouhé období asi 24 až 16 milionů let (Klomínský et al. 1994), v němž diferencované neotektonické pohyby vyvolaly silné erozně-denudační procesy. To vedlo nejen k odnosu zvětralinové pokrývky a části skalního podkladu, ale i souvrství neogenních sedimentů. Někdejší paleogenní zarovnaný povrch (peneplén) s pláštěm fosilních zvětralin byl přeměněn v mladší (neogenní) reliéf typu etchplén, popř. pediplén, a mladé tektonické pohyby položily základ k morfografické variabilitě krajiny (srv. např. Demek 1964, 2004; Král 1985; Červinka 1997, 2002). Významnou roli při tom sehrála i různá odolnost hornin skalního podkladu vůči zvětrávání a erozně-denudačním pochodům.

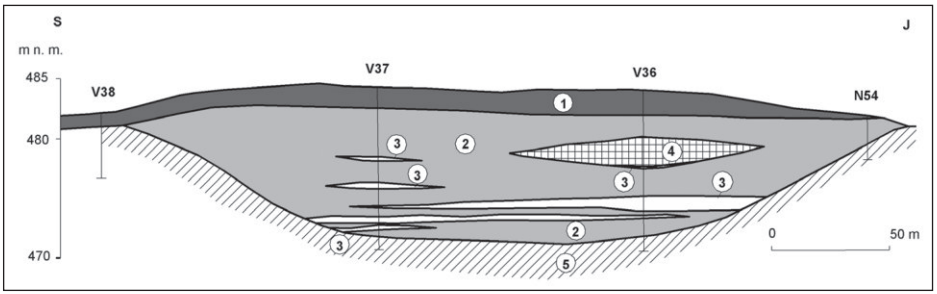
Na způsob odvodňování povodí Sázavy v neogénu existují v podstatě dva rozdílné názory – starší, reprezentovaný zejména Danešem (1913) a Novákem (1930, 1932b), a mladší, tlumočený Malkovským (1975, 1976, 1979), popř. Ložkem et al. (2004). Starší názor na třetihorní odvodňování povodí střední a dolní Sázavy (obr. 20), naznačený Danešem (1913) a podrobně

rozvedený Novákem (1930, 1932b), vycházel z analýzy půdorysu vodní sítě, studia geomorfologických (hlavně morfografických) poměrů a ze známých výskytů třetihorních sedimentů, včetně reliktních štěrků. Předpoklad odvodňování k S vycházel z celkového s. sklonu povrchu území na levém břehu řeky, a to spolu s převládajícími poledníkovými směry hlavních levostranných přítoků Sázavy, zejména Želivky a Blanice. Podle Nováka (1932b) směřovaly v mladších třetihorách v povodí střední Sázavy k S tři samostatné toky – horní Sázava od Světlé nad Sázavou (který označujeme jako „Světelská řeka"), Želivka – „Řeplická řeka" a Blanice – „Nechybská řeka".

Průběh koryta třetihorní horní Sázavy byl od Světlé nad Sázavou naznačen přibližně tokem dnešní dolní Sázavky (ovšem v protisměru) po Leštinu u Světlé a dále přes blízké sázavsko-labské (klejnarské) rozvodí na Novou Ves u Leštiny, přes klejnarsko-doubravské rozvodí a Vlkaneč k dnešní Čáslavské kotlině. Dlouhý horní tok Sázavky směru VJV–ZSZ (Jiříkovský potok) byl hlavním (pravostranným) přítokem této řeky. Naznačený průběh tzv. Světelské řeky do určité míry podporují lokality „fluviolakustrinních štěrků a písků a jílů" terciérního stáří (geologická mapa 1 : 50 000, 13-43 Golčův Jeníkov). Jsou to výskyty jz. od Bačkova (cca 530 m), v okolí Leštiny u Světlé (v rozvodní sníženině okolo 470 m) a u Kozohlod (asi ve 415 m). Kromě toho se zde vyskytují i „roztroušené valouny" (cit. geologická mapa) u Sázavky (asi 512 m), sv. od Leštiny u Světlé (nad vrstevnicí 490 m) a v okolí Vlkanče (kolem 435 m).

Třetihorní Želivka směřovala podle Nováka (1932b) jako Řeplická řeka přes dnešní želivsko-sázavské rozvodí u Ledče nad Sázavou (viz kap. 7), tj. v pokračování js. směru údolí mezi Ježovem a jz. okolím Kožlí. Dále tato řeka tekla podél dnešního údolí Sázavy po Vlastějovice a odtud na Bohdaneč, Řeplice, blízkou rozvodní sníženinu s rozptýlenými křemennými štěrky ve 489 m na Kutnohorskou plošinu a přes Červené Janovice do dnešní Čáslavské kotliny a středního Polabí.

Neogenní Blanice jako Nechybská řeka Nováka (1932b) tekla od místa svého dnešního ústí k S ve směru pozdějšího sázavského údolí po město Sázavu (tj. sledovala průběh blanické brázdy) a odtud pokračovala do zřetelného klínovitého výběžku morfostrukturní sníženiny s křídovými sedimenty při kouřimském zlomu na Kutnohorskou plošinu a do oblasti dnešního středního Polabí (foto 11). Směrovým pozůstatkem třetihorní Blanice je kromě zmiňovaného úseku sázavského údolí dnešní Kouřimka – Vavřinec a jeho levostranný přítok pramenící u Smrku 5 km sv. od Sázavy u Samopše. Štěrkové pozůstatky Nechybské řeky, uváděné Novákem (1930) z okolí Radlic a Krymlova na v. okraji Černokostelecké pahorkatiny, jsou zřejmě rozpadlé permokarbonské slepence a brekcie. Při dalším vývoji, patrně počátečním v procesu sjednocování povodí Sázavy, došlo ke spojení Želivky s Blanicí (snad ve směru dnešního údolí Sázavy v úseku Vlastějovice – ústí Blanice). Spojené vody ještě nějaký čas proudily od města Sázavy k S (Novák 1932b) a později došlo k připojení horní Sázavy přes smrčenský průlom k systému



Obr. 7 – Profil lokalitou miocenních sedimentů Bojiště u Ledče nad Sázavou. Výplň mělké sníženiny. 1 – písčitojílovitá hlína, 2 – písky, 3 – štěrkovité písky, písčité štěrky, 4 – hlinité písky, jemnozrnné písky, 5 – písčitohlinité eluvium žuly.
Upraveno podle J. Krále (1971, Geofond FZ 5170).

Želivka-Blanice. K možnosti odvodňování povodí dolní Sázavy rovněž k S se Novák (1932b) staví na rozdíl od Daneše (1913) spíše skepticky. Připouští sice pravděpodobný js. tok v místech dnešní Mnichovky, který však podle něho nezasahoval daleko na území j. od dnešního údolí Sázavy.

Názor na případné odvodňování povodí dolní Sázavy k S by mohly podpořit rovněž poledníkové směry větších levostranných přítoků Sázavy – Benešovského, Konopišťského a Janovického potoka. Je pozoruhodné, že uvedené potoky mají na pravém břehu Sázavy své směrové protějšky: Benešovský potok (příp. s Konopišťským potokem) Mnichovku, Konopišťský potok – Křivoveský (Mokřanský) potok, Janovický potok – Čakovický (Kamenický) potok. Za zmínku stojí také skutečnost, že uvedené dvojice směrově blízkých potoků spojuje vždy údolní úsek Sázavy příbuzného směru: Benešovský potok (příp. spolu s Konopišťským potokem) a Mnichovku spojuje údolí Sázavy mezi Čerčany a Zlenicí, Konopišťský a Křivoveský potok údolí Sázavy mezi Poříčím nad Sázavou a Nespeky, Janovický a Čakovický potok spojuje údolí Sázavy mezi Týncem nad Sázavou a Zbořeným Kostelcem.

Uvedené pravostranné přítoky dolního toku Sázavy pramení dnes v rozvodní oblasti mezi Sázavou a Vltavou, a to ještě na území Středočeské (Benešovské) pahorkatiny. Možnost odvodňování povodí dolního toku Sázavy k S podporuje dále výskyt neogenních sedimentů při rozvodí poblíž Jesenice, kde mocné písky vyplňují stará údolí (brázdy) v relativní výšce až kolem 175 m nad hladinou Sázavy. Ke změně v odvodňování mohlo dojít klenbovitým (antiklinálním) výzdvihem rozvodní oblasti a prohybovým (synklinálním) poklesem v zóně dnešního sázavského údolí ve svrchním miocénu až pliocénu, a to ve smyslu názoru Moschelesové (1930) o tektonických pohybech o velké amplitudě.

Povodí Sázavy tvořilo tedy v neogénu podle popsaného pojetí několik dílčích povodí: kromě nejhořejšího toku s předpokládaným odvodňováním k Oslavě to byla Světelská Sázava, Želivka, Blanice a povodí dolního toku.

Zatímco mezi Světelskou Sázavou a Želivkou leželo výrazné rozvodí na vystupující morfostruktuře Melechova a Žebrákovského kopce, bylo rozvodí mezi neogenní Želivkou a Blanicí zřejmě morfologicky méně vyhraněné. Mezi povodími Blanice a dolního toku se rozkládal vyšší reliéf sv. výběžku Benešovské pahorkatiny, místy vrchovinného rázu a bez významnějších levostranných přítoků. Ke sjednocení povodí jednotlivých třetihorních toků v povodí Sázavy v dnešním rozsahu (obr. 22) docházelo postupným vývojem sázavského údolí (Novák 1932b): nejprve údajně došlo ke spojení toku Želivky s Blanicí, následně k připojení Světelské Sázavy přes bariéru nižší okrajové části Melechova k systému Želivka-Blanice. V poslední etapě nastal obrat tehdejší střední Sázavy u dnešního stejnojmenného města k Z, tedy do současného směru dolního toku. Hlavním impulzem k náčepným procesům předchůdkyň Sázavy byly spíše než rozdíly v odolnosti hornin nesporně neogenní tektonické pohyby.

Počátek vývoje údolí dolní Želivky časově spadá, podobně jako u Sázavy, do doby akumulace neogenních, převážně miocenních sedimentů (Malkovský 1975, 1979), které byly zachovány v oblasti želivsko-sázavského meziříčí v širším okolí Ledče nad Sázavou a Zruče nad Sázavou. Hlavní lokality miocenních sedimentů představují výplně mělkých depresí, směrově navazujících na údolí Želivky. Údolí Želivky, blízké současnému průběhu, bylo založeno jako široká úvalovitá údolní sníženina v pliocénu. Hlavní pochody etapovitého zahlubování želivského údolí probíhaly v kvartéru, a to s největší intenzitou v erozní fázi mezi II. a III. terasou. kdy bylo údolí prohloubeno o 25–30 m.

Podle názoru Malkovského (1975, 1979), vyjádřeném graficky na schematické mapce, tekla Sázava ve spodním miocénu (v akvitánu až burdigalu) z okolí Ledče nad Sázavou již v dnešním směru k Z (obr. 21). Od pozdějšího místa soutoku s Vltavou pokračovala na Klínec a povodím Berounky k SZ směrem proti toku dnešní řeky na Křivoklátsko. Zde byl zřejmě soutok s plzeňskou a brdskou Berounkou a spojené vody pokračovaly přes Rakovnicko k jezeru severočeské pánve (viz Pešek, Spudil 1986). Uvedení autoři naopak předpokládají třetihorní odvodňování dolní Berounky podobně jako v současnosti k V až S. Sedimenty v okolí města Sázavy údajně zanechal pravostranný přítok Sázavy z oblasti dnešního středního Polabí. Podmínky pro sedimentaci neogenních uloženin byly podle našeho názoru podmíněny existencí lokálních tektonických depresí starších morfostrukturních regionů.

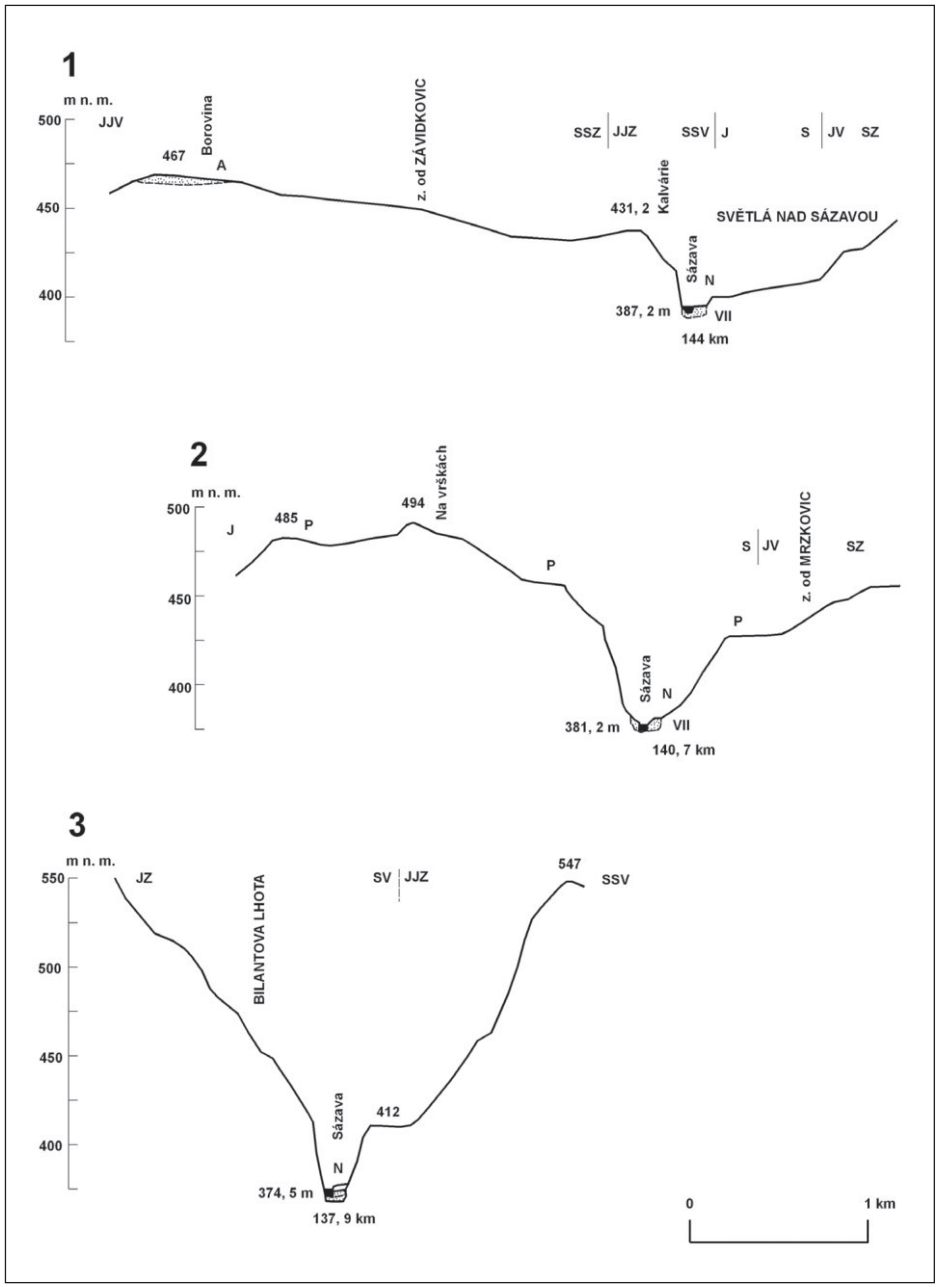
Přijmeme-li tento popsaný názor Malkovského (1975, 1979) o neogenním odvodňování podstatné části povodí Sázavy k jezeru severočeské pánve, můžeme se pokusit o stanovení absolutní výškové polohy území neogenních sedimentů jako určitého vodítka pro posouzení úlohy mladších tektonických pohybů. Za předpokladu, že hladina jezera severočeské pánve ležela ve spodním miocénu v nadmořské výšce 50 m, byla by nadmořská výška reliéfu neogenních sedimentů u města Sázavy při rekonstruované délce

toku asi 180 km cca 200 m (při průměrném sklonu 0,8 ‰), popř. 160 m (při sklonu 0,6 ‰). Absolutní výšku povrchu miocenních uloženin v okolí Ledče nad Sázavou (délka toku asi 250 km) by bylo možno odhadnout na 250 m (při průměrném sklonu 0,8 ‰), popř. na 200 m (při sklonu 0,6 ‰). Při výšce hladiny jezera severočeské pánve 100 m n. m. by uvedené údaje byly o 50 m vyšší. Dnešní relativní výška povrchu miocenních sedimentů je u města Sázavy maximálně 118 m (403 m n. m.) a u Ledče nad Sázavou 135 m (486 m n. m.). Z předpokládaných údajů výškové polohy uloženin je zřejmé, že uvedené regiony neogenních sedimentů musely být v mladších obdobích kenozoika vyzdviženy přibližně o 150–190 m (u města Sázavy), resp. o 190–240 m (u Ledče nad Sázavou), a to při nadmořské výšce hladiny jezera severočeské pánve okolo 100 m. Uváděné údaje o neotektonickém výzdvihu lokalit neogenních sedimentů v Posázaví mohou být pouze pracovní hypotézou, neboť nejsou známy hodnoty mladší denudace a odnosu zvětralinového pláště z těchto oblastí.

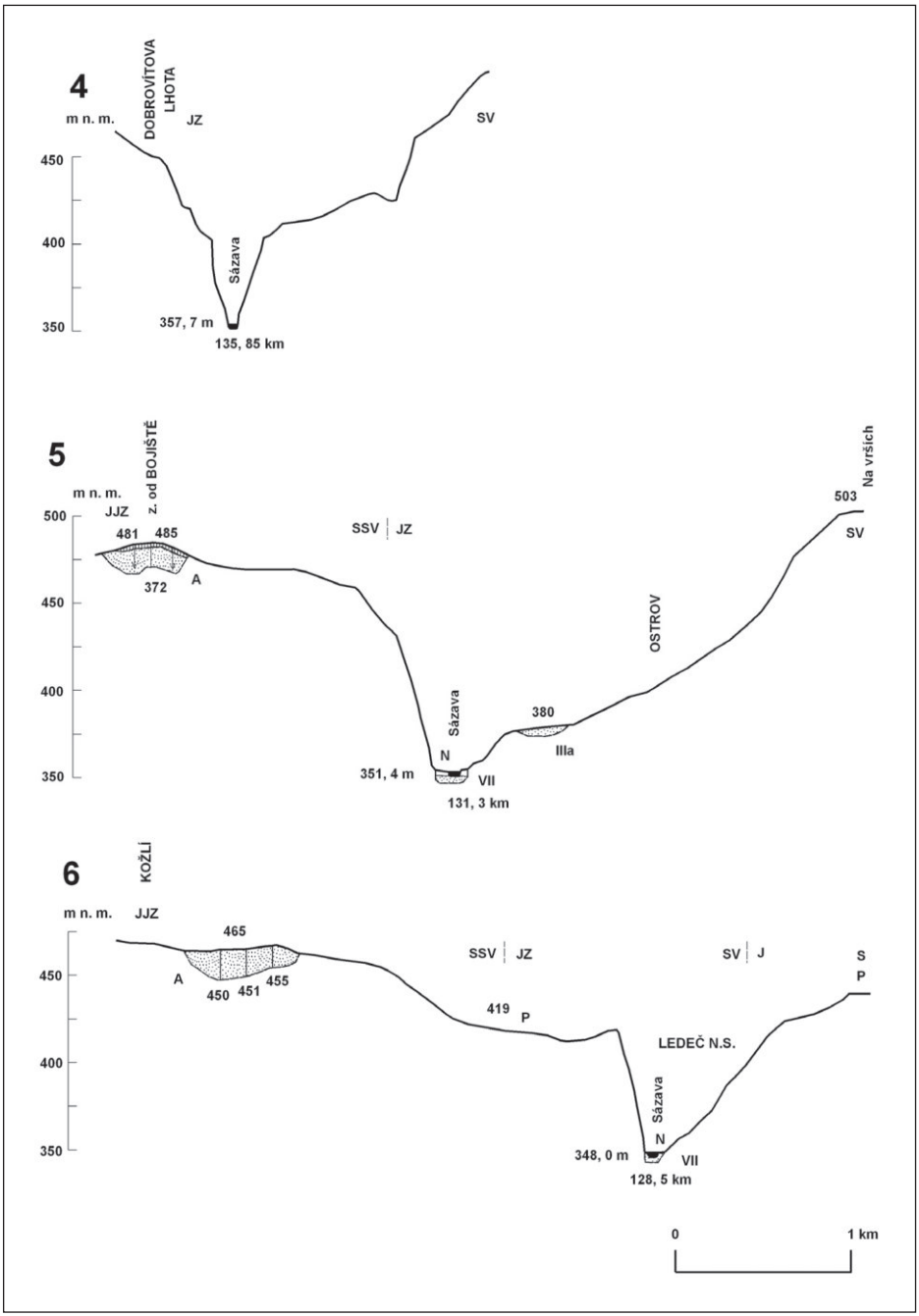
Názor Malkovského (1975, 1979) na směr třetihorního toku Sázavy lze považovat za poněkud spekulativní, neboť není podložen přesvědčivými důkazy. Dosud nebylo (paleontologicky ani jinak) prokázáno stáří neogenních uloženin v Posázaví, ani nebyl dosud proveden podrobný petrografický rozbor sedimentů, který by prokázal jejich zdrojovou oblast. Určitým argumentem pro podporu představy Malkovského je polohová návaznost sedimentů u Ledče nad Sázavou na uloženiny u města Sázavy a částečně i na lokalitu Klínec. Tento argument však lze použít za předpokladu, že uvedené oblasti nebyly zasaženy mladými, výrazně diferencovanými tektonickými pohyby a že tyto sedimenty jsou stejného stáří.

Zmínka v souborném příspěvku Ložka et al. (2004) o vývoji českých řek v kenozoiku vnáší trochu světla do dosud nevyřešené problematiky třetihorního odvodňování Sázavy. Výsledky výzkumu těžkých minerálů a geochemických charakteristik křemenů v neogenních hlavačovských (rakovnických) fluviálních sedimentech totiž naznačují, že zdrojovým územím těchto uloženin mohla být též Českomoravská vrchovina. Tyto poznatky svědčí ve prospěch názoru Malkovského (1975, 1979) o neogenním toku střední a dolní Sázavy směrem k Z.

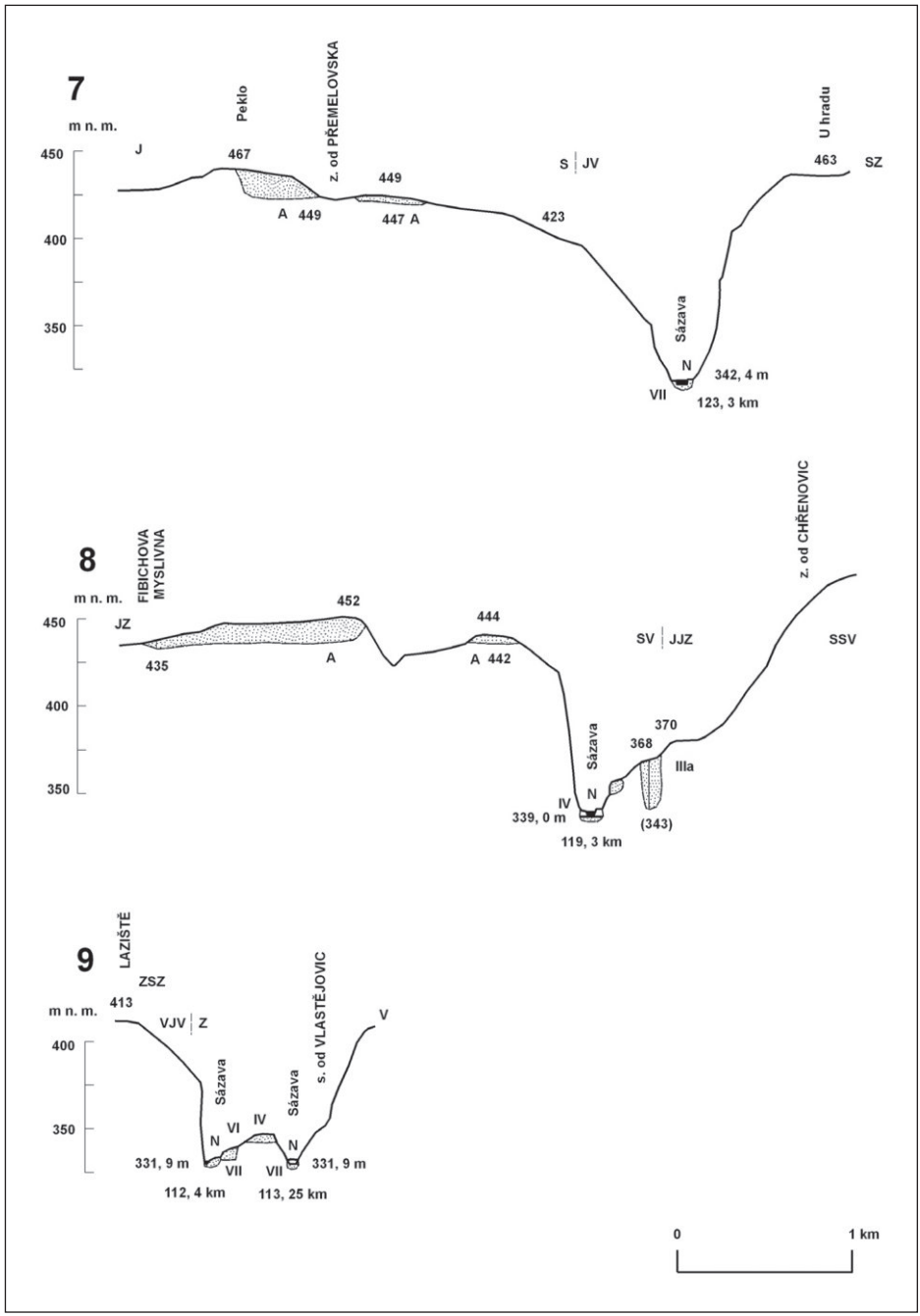
Rekonstrukce průběhu neogenního toku Sázavy však naráží na řadu překážek. Kromě dvou známých oblastí výskytu údajně spodnomiocenních uloženin (Malkovský 1975, 1979) nebyly při údolí střední a dolní Sázavy odpovídající sedimenty zjištěny. Jsou předkvartérní fluviální sedimenty v povodí Sázavy a Berounky stejného stáří? Miocenní toky protékaly převážně mělkými úvalovitými údolími a místní unášený materiál ukládaly vždy v nejbližších průtočných jezerních sníženinách. Ojedinělé lokality v povodí Berounky s extrémně velkými mocnostmi neogenních sedimentů (50–90 m) jsou zřejmě výsledkem lokálních synsedimentárních tektonických poklesů (srv. Pešek, Spudil 1986). Proto je obtížné si představit, že by se klastické sedimenty při nepatrném sklonu koryta mohly dostat z povodí Sázavy až



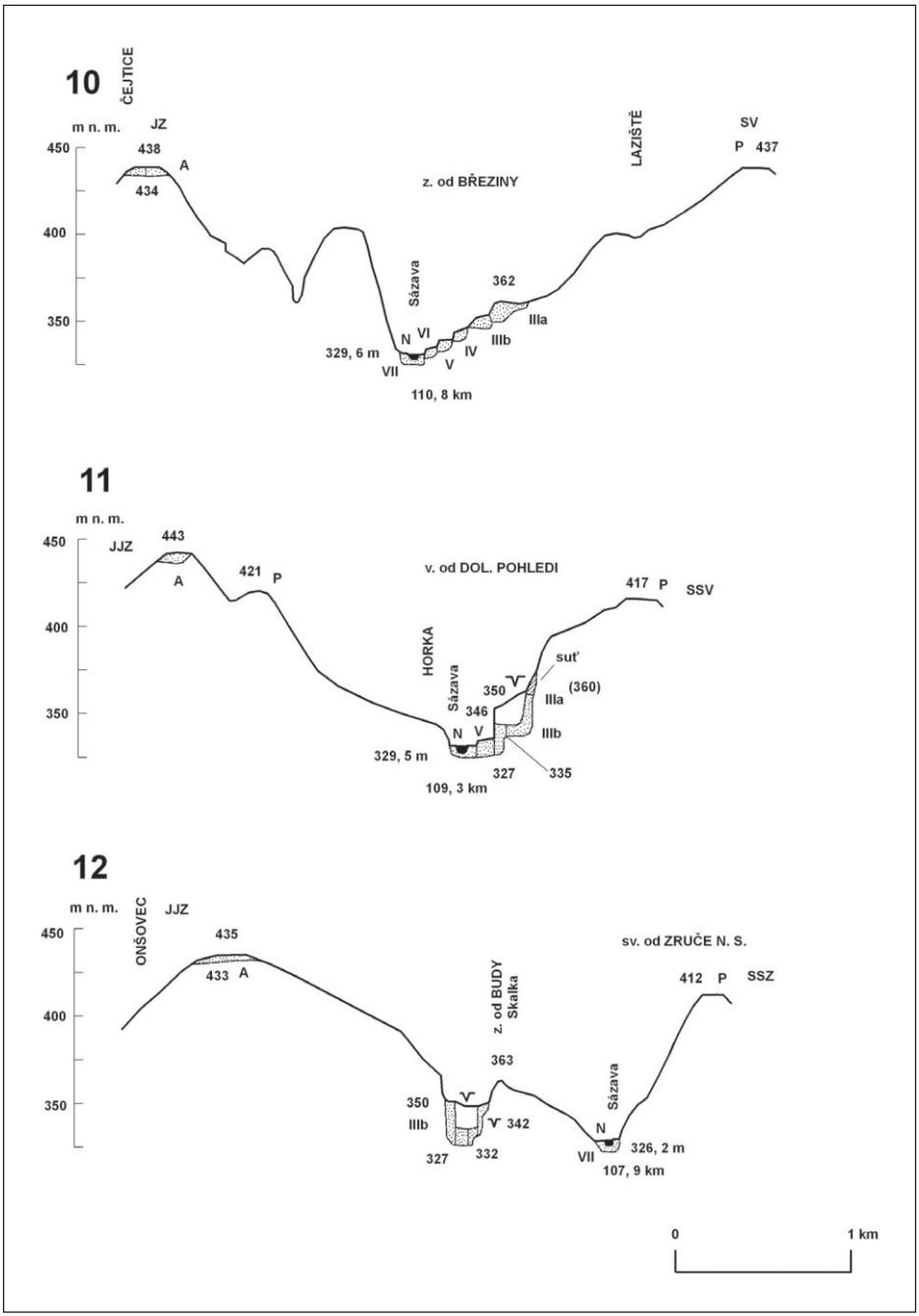
Obr. 8 – Příčné profily údolím Sázavy s říčními terasami a zarovnanými povrchy v úseku mezi říčním km 144,0–137,9.
A, B – neogenní sedimenty, Ia–VII – pleistocenní terasy, N – holocenní údolní niva, P – zarovnaný povrch, šikmá šrafa – svahové sedimenty; 10× převýšeno.



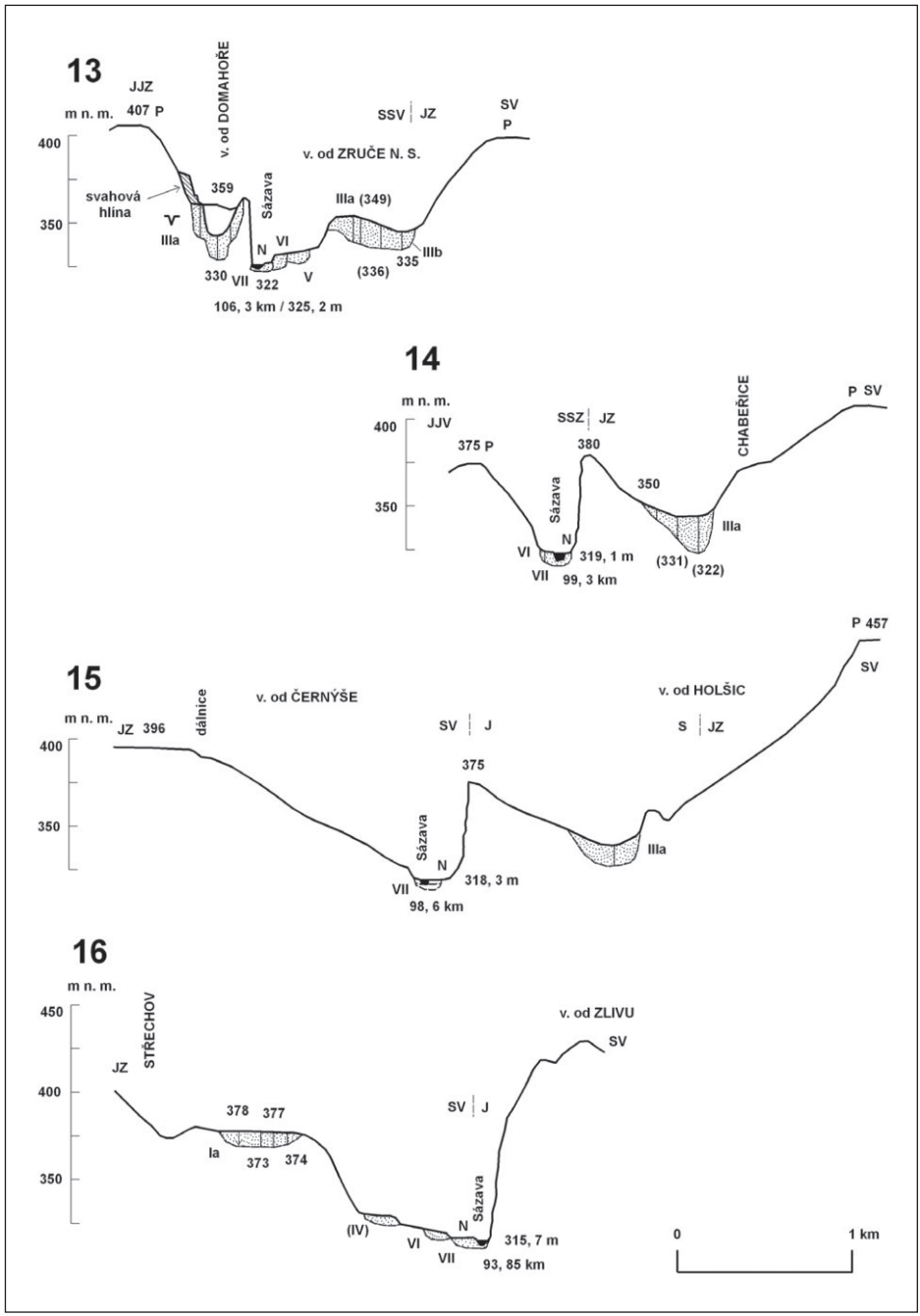
Obr. 9 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 135,85–128,5
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



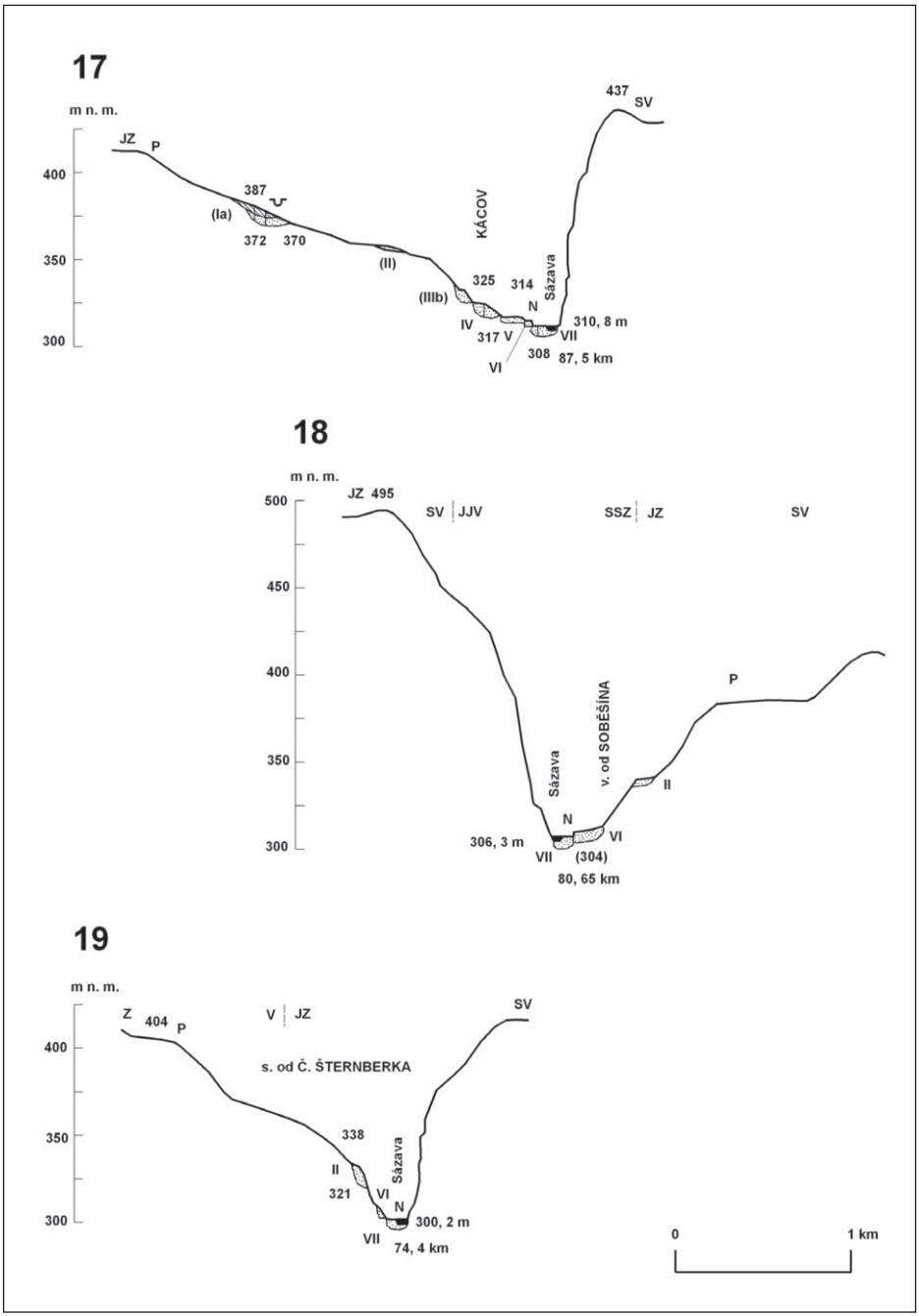
Obr. 10 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 123,3–112,4 (vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



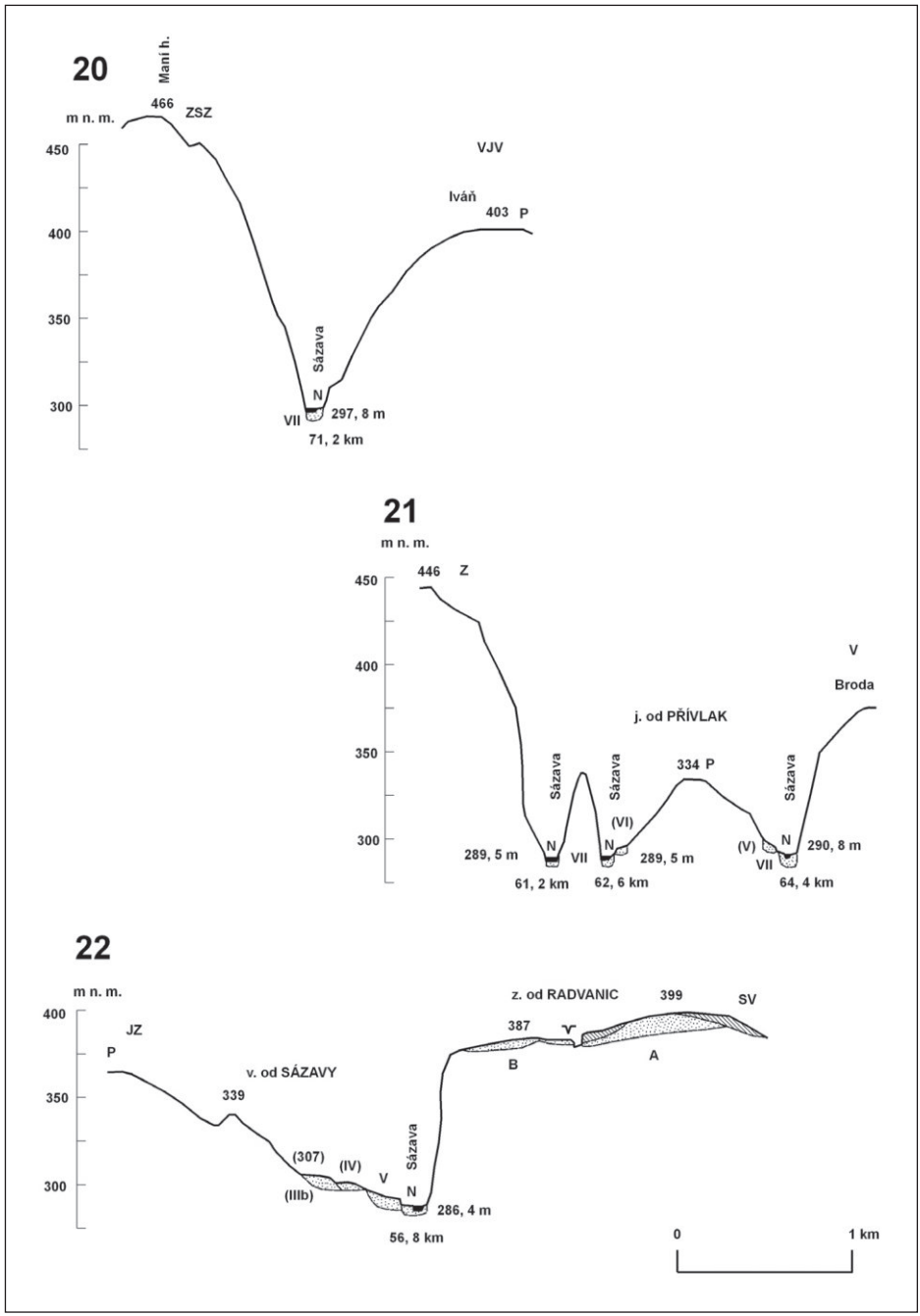
Obr. 11 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 110,8–107,9 (vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



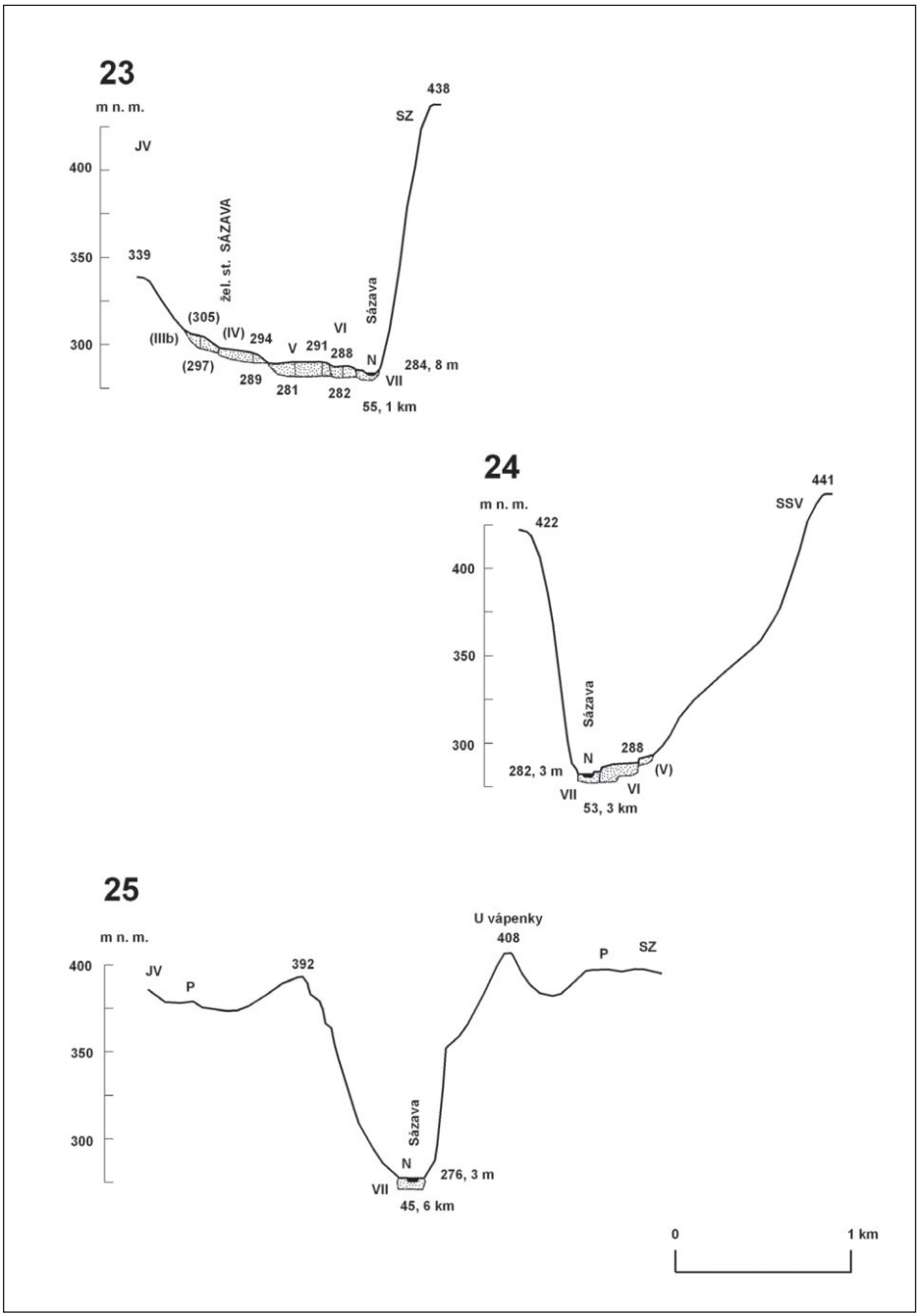
Obr. 12 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 106,3–93,85
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



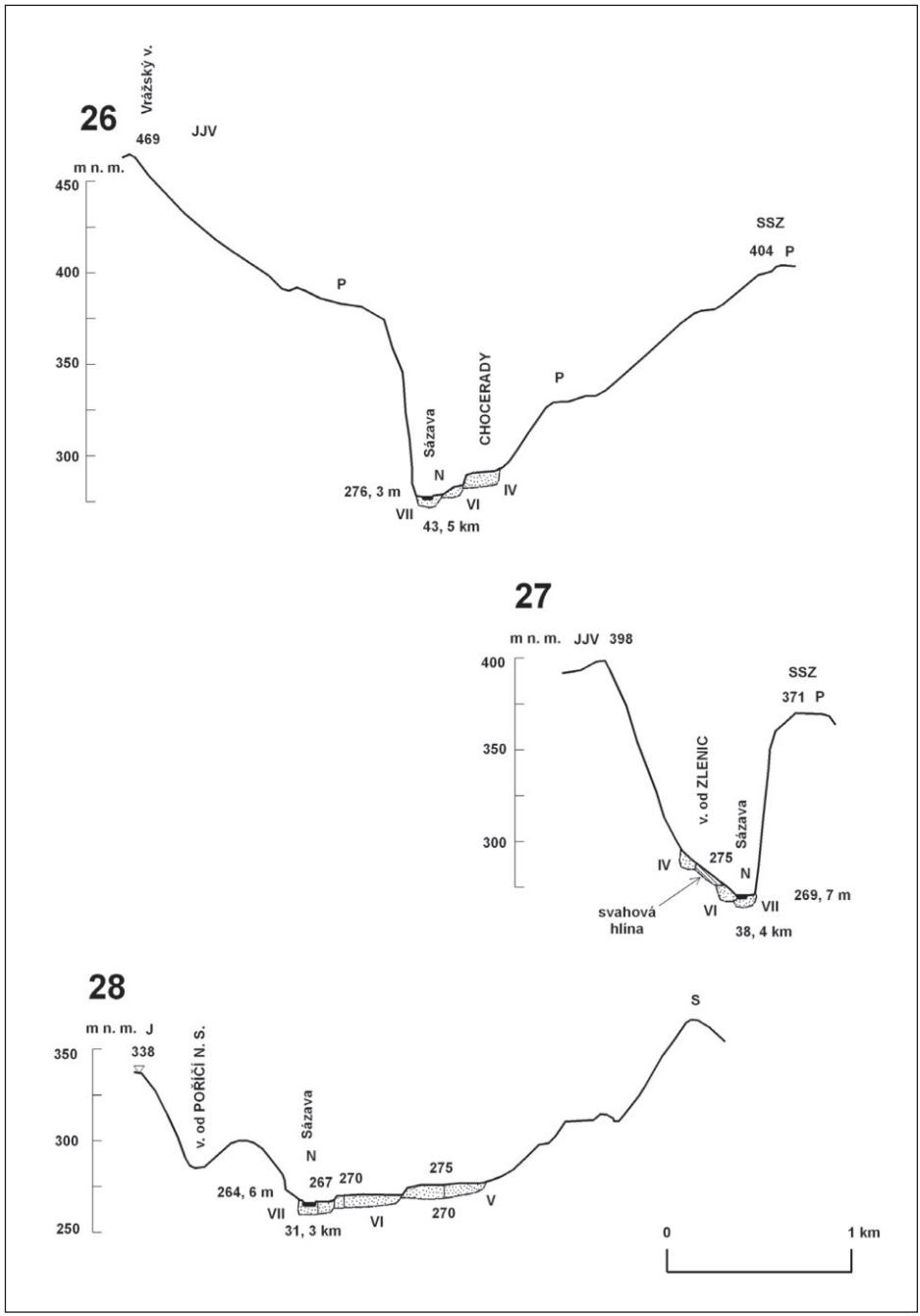
Obr. 13 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 87,5–74,4 (vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



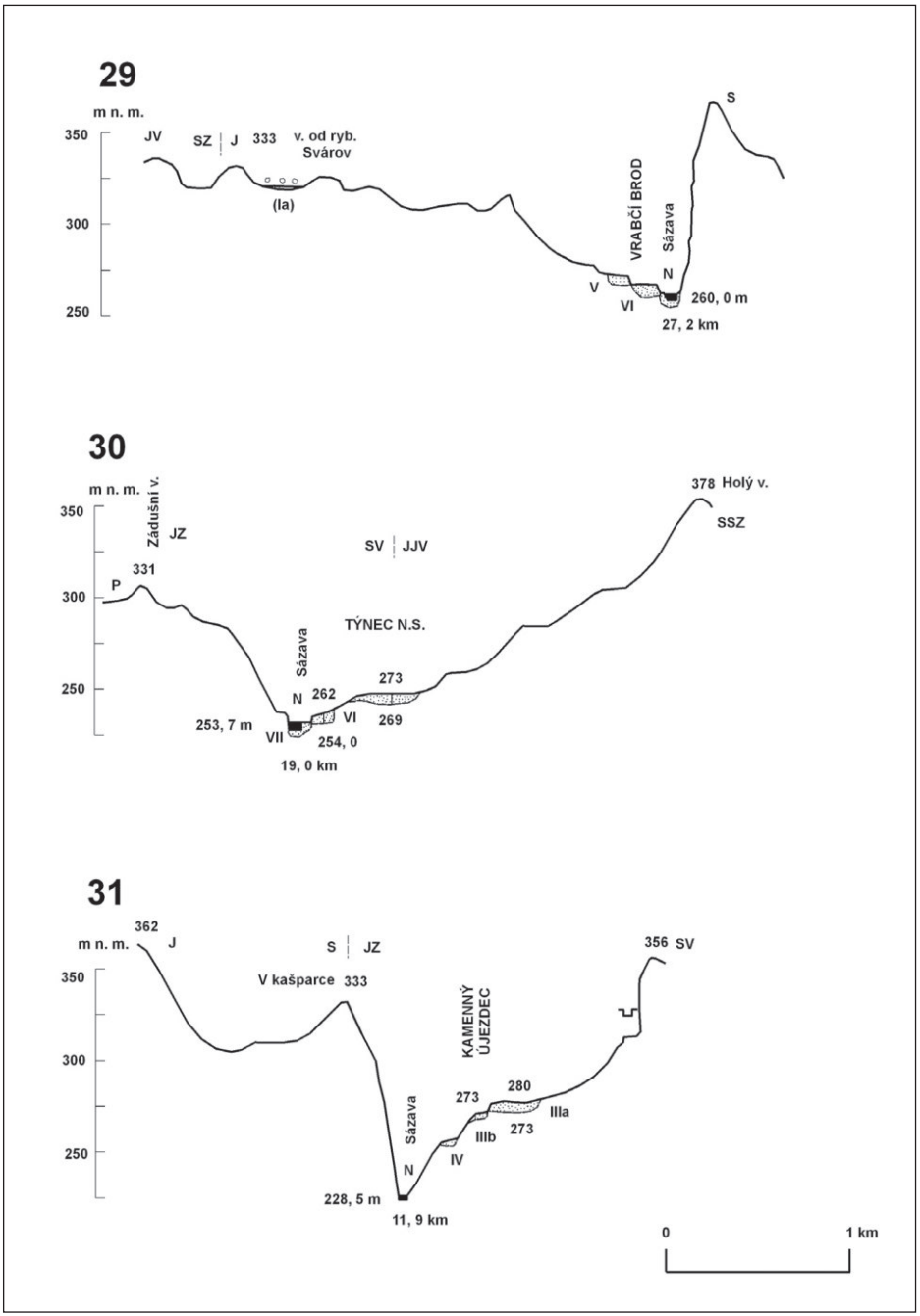
Obr. 14 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 71,2–56,8
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



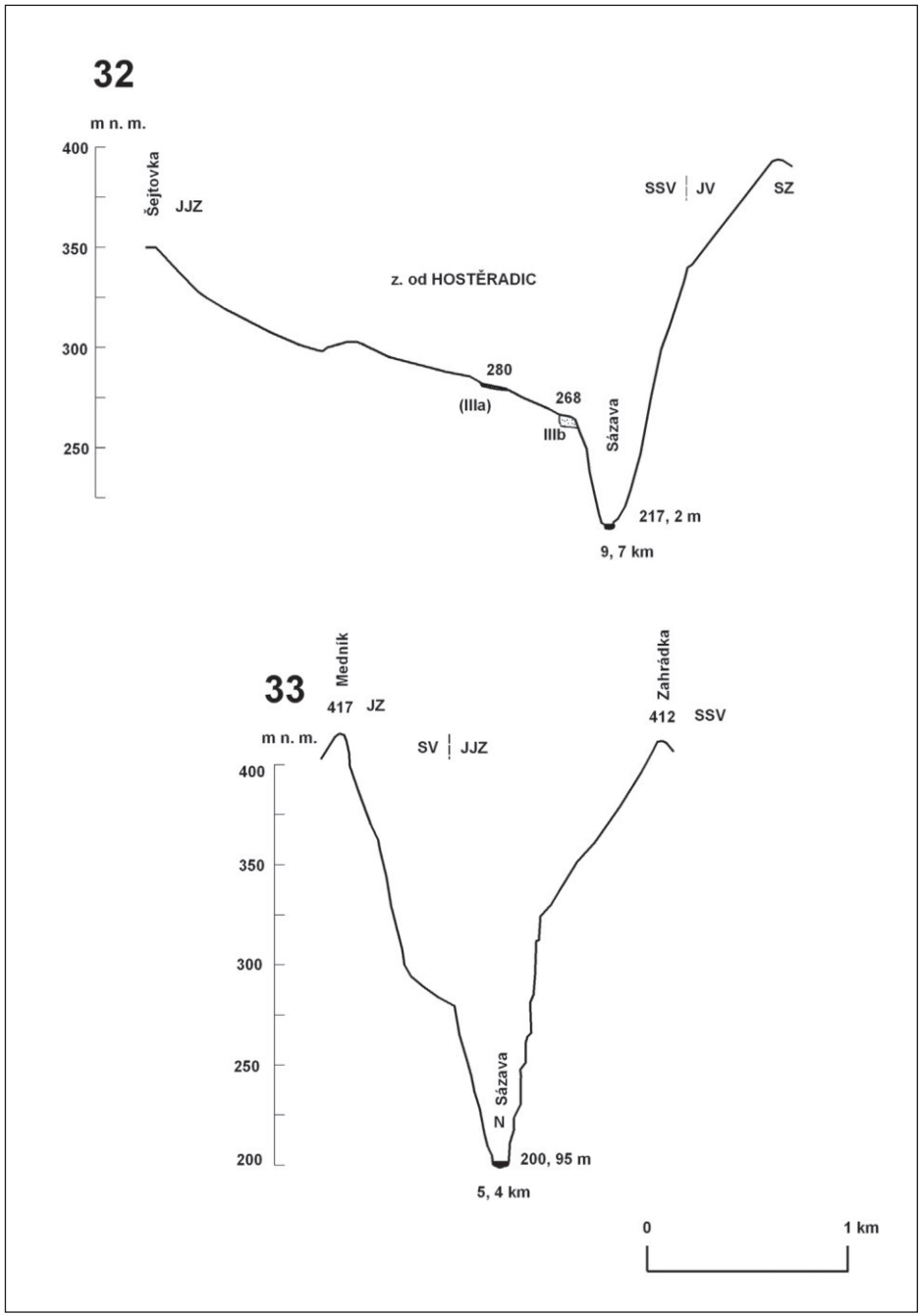
Obr. 15 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 55,1–45,6
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



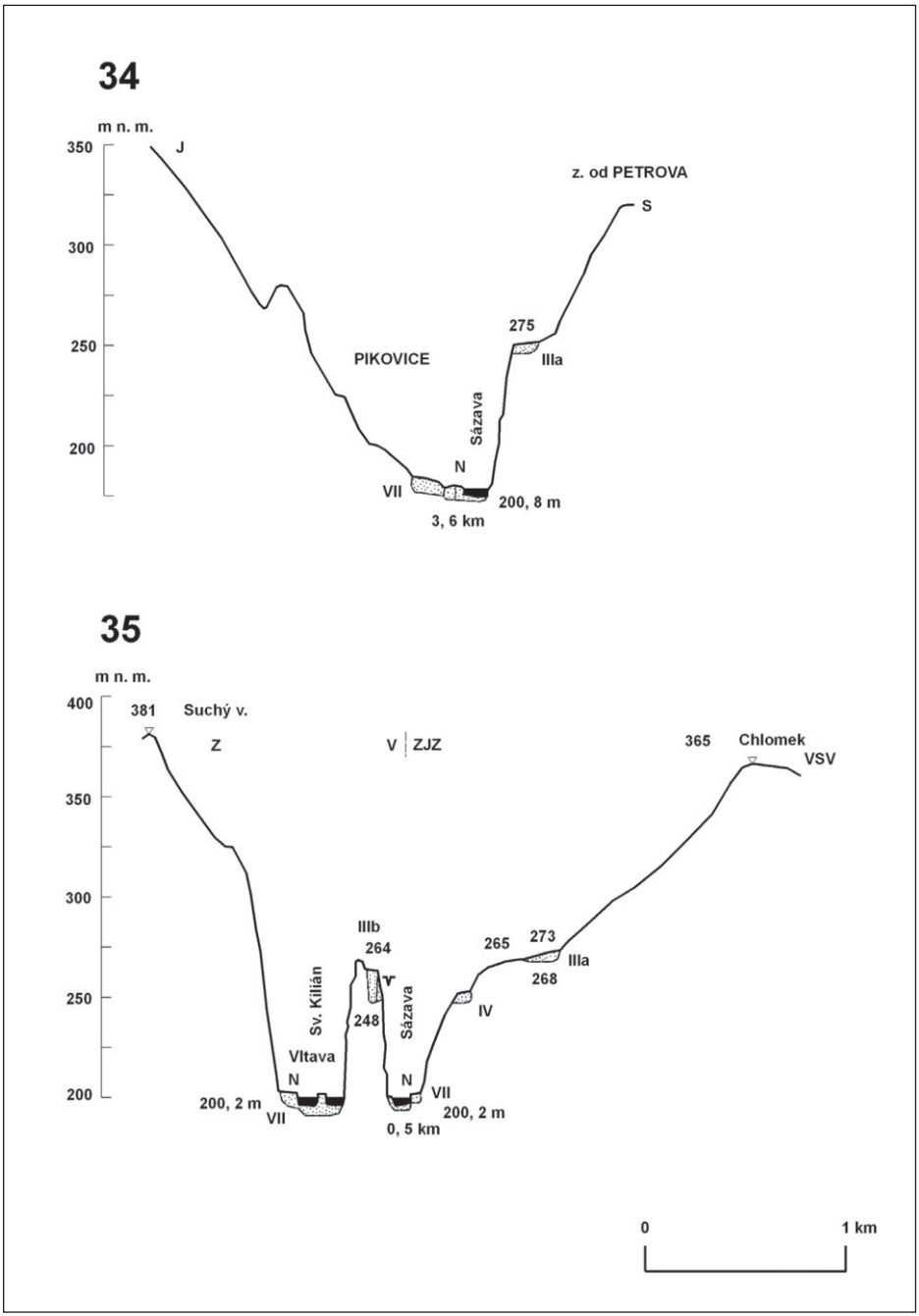
Obr. 16 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 43,5–31,3
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



Obr. 17 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 27,2–11,9
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



Obr. 18 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 9,7–5,4
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)



Obr. 19 – Příčné profily údolím Sázavy v úseku mezi říčním km 3,6–0,5
(vysvětlivky u obr. 8, str. 78)

do oblasti Rakovnicka. Kromě toho by mohly zjištěné substance v oblasti Rakovnicka pocházet i z povodí horního toku Mastníku. Toto povodí výrazně zasahuje na území moldanubických pararul v oblasti tzv. rozvodního středočeského prahu ve Votické vrchovině (podcelku Vlašimské pahorkatiny ve Středočeské pahorkatině). Rovněž povodí horní Úslavy a Úhlavy, zčásti i Radbuzy (zdrojnice miocenní Berounky) zasahovala až na území moldanubických hornin. Rekonstrukce odvodňování středního toku Sázavy v neogénu proto zůstává i nadále otevřeným problémem (srv. též Balatka 1992; Tyráček, Havlíček 2009). Nemohou být sázavské neogenní sedimenty (srv. Kodym et al. 1993, Müller et al. 1993) až svrchnomiocenního, popř. pliocenního stáří? Jedná-li se totiž o pliocenní uloženiny, pak by nepřicházela v úvahu paleohydrologická souvislost těchto lokalit s jezerem v Mostecké pánvi. Ani přítomnost hornin z Kouřimska a Kutnohorska v uloženinách nejstarších teras Vltavy v Praze (Záruba-Pfeffermann 1941) není dostatečným důkazem pro možnost odvodňování těchto oblastí údolím Sázavy k Vltavě.

Pozoruhodné názory na vývoj a stáří toku Labe na území Saska v mladším kenozoiku přináší studie Wolfa a Schuberta (1992). Tito autoři na základě analýzy těžkých minerálů a petrografického složení starých labských sedimentů (a zároveň vyhodnocením rozsáhlé literatury o mladokenozoické historii tohoto území, viz např. Benda et al. 1995, Bridgland 2000) prokazují existenci labského toku již od doby spodního miocénu. Přítomnost barrandienských hornin z povodí dolní Berounky v labských štěrcích na území Saska naznačuje, že pravděpodobně již ve svrchním miocénu bylo povodí Berounky odvodňováno stejným směrem jako v současnosti. Nálezy moldavitů v labských štěrcích na území Saska prokazují, že tyto sedimenty jsou mladší než 14,8 milionu let (střední miocén). Proto by měla být Vltava odvodňována stejným směrem jako dnes nejpozději od svrchního miocénu.

8.2. Vývoj reliéfu údolí Sázavy v mladším kenozoiku

Dlouhé období po sedimentaci spodnomiocenních (?) sedimentů, zahrnující střední a svrchní miocén a pliocén, se vyznačovalo střídáním etap tektonické stability a aktivity. V dobách tektonické stability vznikaly mladší zarovnané povrchy (denudační plošiny), většinou lokálního významu, zachované místy v několika výškových úrovních (viz níže). Vodní toky protékaly mělkými, úvalovitými údolími s malým sklonem koryt s výraznou převahou případné boční eroze nad potlačenou erozí hloubkovou (foto 9 a 21). Tomu odpovídala ve starších obdobích i malá výšková členitost reliéfu a podstatně nižší výšková poloha nad hladinou moře.

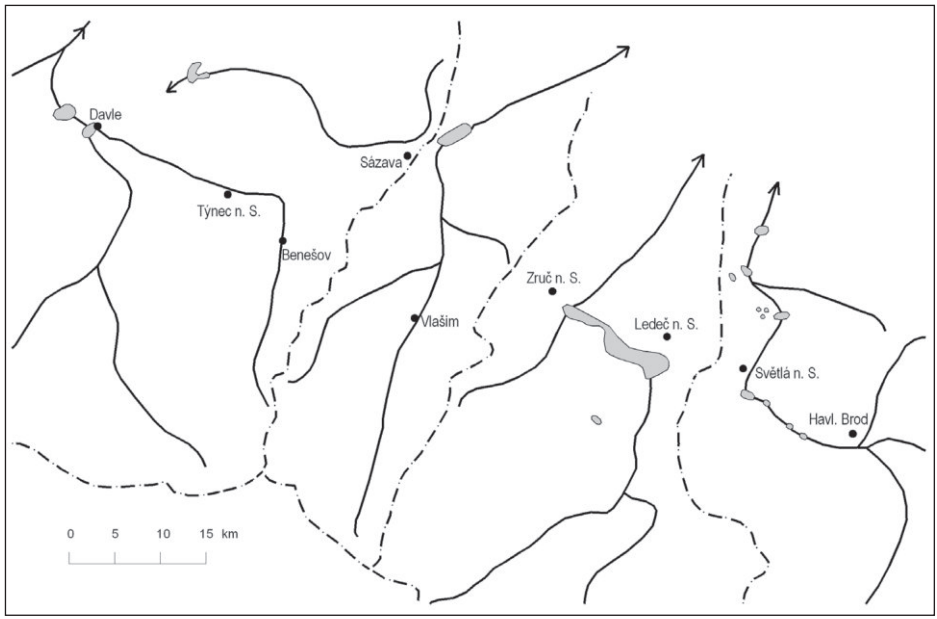
Z tohoto časového období se v povodí Sázavy až na nepatrné výjimky nezachovaly významnější fluviální, popř. limnické sedimenty. Výjimkou jsou dva malé výskyty fluviálních sedimentů, a to nad smrčenským průlomem u Vadína ve 442 m (47 m nad hladinou) a u Radvanic poblíž města Sázavy ve

387 m (101 m nad hladinou). Vadínská lokalita s rozptýlenými štěrky se nachází 30–50 m pod úrovní nejvyššího povrchu miocenních uloženin a výskyt u Radvanic pouze 17 m. Obě lokality jsou patrně předkvartérního (nejspíše pliocenního) stáří a nacházejí se již v úvalovité depresi bezprostředně nad vlastním údolním zářezem Sázavy. V době jejich vzniku tekla Sázava zřejmě již stejným směrem jako dnes.

Dno pliocenního (?) úvalovitého údolí bylo zahloubeno do úrovně povrchu miocenních sedimentů v horní části sledovaného úseku asi 50 m, u města Sázavy přibližně o 30 m a v soutokové oblasti Sázavy s Vltavou zhruba 60 m. Do přemodelovaných a tektonicky porušených zbytků paleogenního zarovnaného povrchu bylo pliocenní údolí zahloubeno nad melechovským průlomem převážně 90–100 m a nejvíce u Světlé nad Sázavou přes 110 m – nejvyšší zarovnaná úroveň je zde totiž kolem 550 m n. m. Na střední Sázavě činí zahloubení pliocenního údolí asi 100–140 m v okolí Ledče nad Sázavou (ploché temeno Melechova v 713 m n. m. se zvedá o více než 250 m nad dnem pliocenního údolí), v oblasti Českého Šternberka kolem 100 m (nejvyšší zarovnaný povrch ve 480–500 m n. m.), u Chocerad cca 125–145 m (zarovnaný povrch ve 490–520 m n. m.). Na dolním toku Sázavy v okolí Jílového dosahuje zahloubení pliocenního údolí asi 100–140 m (zarovnaný povrch je ve 350–490 m n. m.) a při Vltavě pod ústím Sázavy asi 60 m (hřbetová plošina Na rovném je v 388 m n. m.).

Mezi uvedenými nejvyššími výskyty zarovnaných povrchů regionálního charakteru (patrně zbytky sníženého paleogenního zarovnaného povrchu, popř. již svrchnomiocenního zarovnávání, např. foto 21 a 22) jsou zachovány nižší zarovnané povrchy (denudační plošiny) spíše lokálního významu, vystupující v několika výškových úrovních. Nejvyšší plošiny se na střední Sázavě zvedají o 20–40 m nad předpokládanou úrovní povrchu miocenních sedimentů, další zarovnané povrchy sledují s menším výškovým rozptylem úroveň miocenních uloženin a nejnižší plošiny leží při předpokládané úrovni povrchu patrně pliocenních sedimentů. Rozmístění a výškovou polohu plošinných povrchů (kromě některých nejvyšších úrovní) zachycuje podélný profil terasami (obr. 23). Přestože je profil 300× převýšený, je zřejmé, že vyznačené výskyty plošinných povrchů vytvářejí zřetelné úrovně, zejména v návaznosti na spodnomiocenní (?) sedimenty a (pravděpodobnou) pliocenní úroveň. Nejnižší plošiny v úvalovité předkvartérní depresi lze pokládat spolu s lokalitami nejbližší vyšší úrovně za typické údolní pediplény, popř. izolované výskyty údolních pedimentů (foto 24 a 25).

Určit rozsah vlivu neotektonických pohybů na současnou výškovou polohu lokalit (úrovní) zarovnaných povrchů je obtížné. Zajímavý je průkopnický názor Moschelesové (1930) o třetihorním založení údolí Sázavy v ose prohybové (synklinální) sníženiny. O celkovém výzdvihu sledovaného území ve svrchním miocénu a pliocénu nelze pochybovat. Časové zařazení příslušných etap mladších tektonických pohybů (mladších fází saxonské tektoniky) je však ve sledovaném povodí Sázavy obtížné. Jedná se tekto-

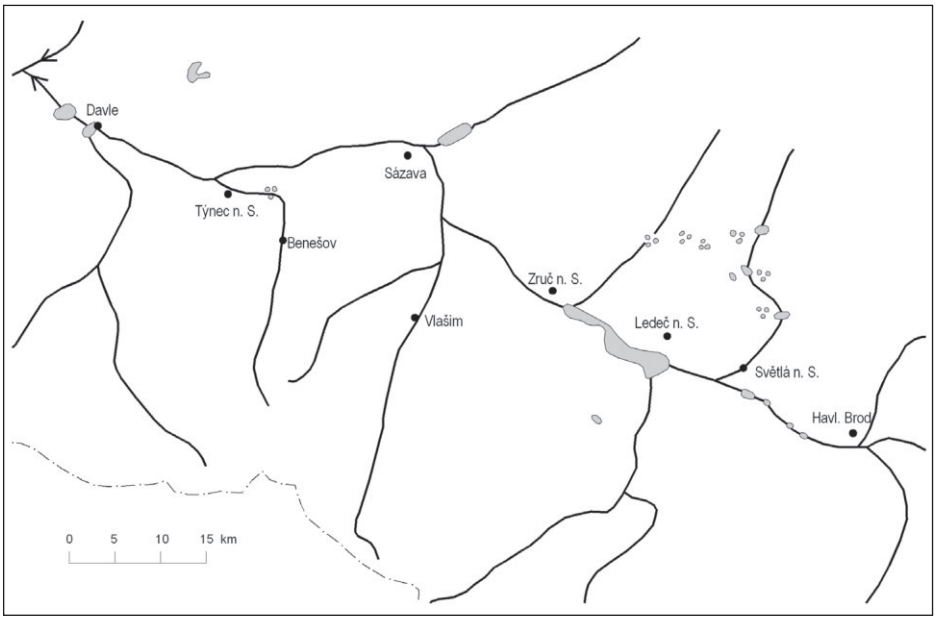


Obr. 20 – Říční síť v povodí Sázavy v mladších třetihorách (zejména v miocénu). Podle V. J. Nováka (1932b) a dalších autorů. Rekonstrukce B. Balatka (2007). Šedé plochy – oblasti a lokality mladotřetihorních (převážně spodnomiocenních) sedimentů, čerchovaně – pravděpodobný průběh rozvodnic, souvislé linie – pravděpodobné směry vodních toků.

nicky stabilní oblast Českého masivu (srv. Malkovský 1975, 1976, 1979), budovanou moldanubickým krystalinikem a variskými plutony (foto 23), téměř bez mladších pokryvných sedimentů.

Vznik neogenních sedimentů v povodí Sázavy byl podmíněn patrně lokálními tektonickými poklesy v mladosávské fázi a uplatnila se i menší geomorfologická odolnost hornin. Období středního a větší části svrchního miocénu se zde vyznačovalo tektonickou stabilitou, což je podstatná podmínka pro vývoj zarovnaných povrchů. Konec svrchního miocénu a pliocén se vyznačovaly větší intenzitou neotektonických pohybů, které vedly, podobně jako v jiných oblastech českého povodí Labe, k vývoji regionální říční sítě blížící se již současné podobě (foto 19 a 20). Ke sjednocení říční sítě došlo následkem tektonických pohybů a selektivně usměrněných destrukčních procesů patrně již na rozhraní miocénu a pliocénu (Balatka 1992; Balatka 1996; Kalvoda, Balatka 1995; Tyráček, Havlíček 2009), protože relikty pliocenních sedimentů jsou vyvinuty již při údolích současných toků.

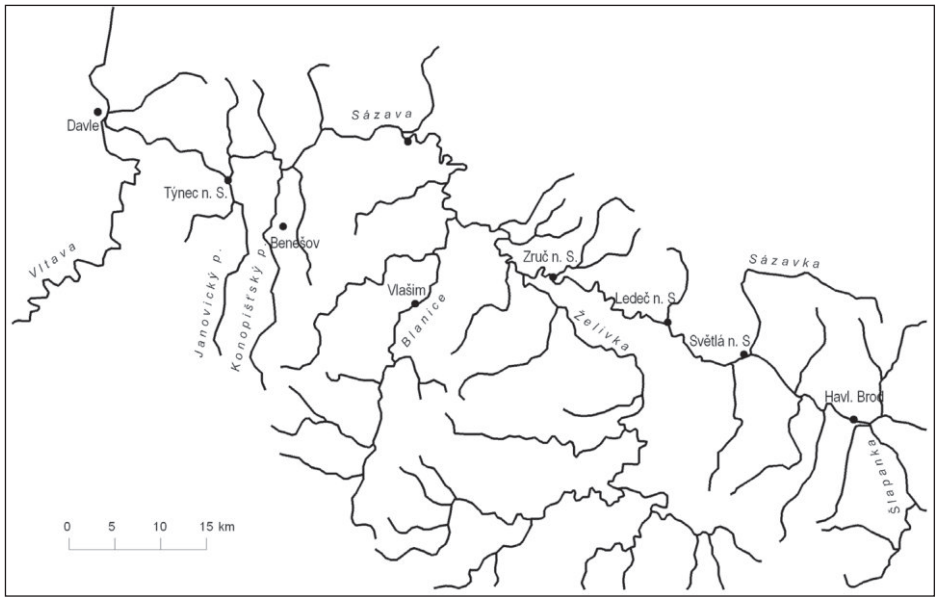
Značnou výškovou členitost reliéfu v pliocénu prokazuje také zrnitostní ráz patrně pliocenních fluviálních sedimentů, které se místy zrnitostí podstatně neliší od kvartérních uloženin. V pliocénu tedy byl dokončen vývoj



Obr. 21 – Říční síť v povodí Sázavy v mladších třetihorách (zejména ve spodním miocénu). Podle M. Malkovského (1975) a V. Ložka et al. (2004). Rekonstrukce B. Balatka (2007). Šedé plochy – oblasti a lokality mladotřetihorních (převážně spodnomiocenních) sedimentů, čerchovaně – pravděpodobný průběh rozvodnice, souvislé linie – pravděpodobné směry vodních toků.

toku Sázavy do současného směru, a to od svrchního miocénu patrně procesy postupného sjednocování dílčích povodí ve smyslu pojetí Nováka (1932b). V pliocénu se rovněž vytvořily paleogeografické podmínky pro vývoj údolí Sázavy v kvartéru: tok řeky v dnešním směru (foto 19 a 20), epeirogenetický výzdvih Českého masivu a nástup výrazných klimatických změn.

V údolí Sázavy vzniklo v kvartéru při etapovitém zahlubování celkem sedm akumulačních teras a další dvě podružné úrovně erozního nebo erozně-akumulačního původu (tab. 1). Terasy v geomorfologickém smyslu geneticky odpovídají střídání erozních a akumulačních fází ve vývoji údolí, podmíněných klimaticky (střídáním ledových a meziledových dob) a tektonicky (výzdvihem Českého masivu). Terasové povrchy a báze vytvářejí vyrovnané sklonové křivky, odpovídající rovnovážnému profilu toku v době jejich vzniku. Stavbu říčních teras názorně dokumentují příčné profily údolím Sázavy a podélný profil terasami (obr. 8–19 a 23). Podrobnější charakteristiky teras jsou uvedeny v kapitole 7.2. Tři nejvyšší terasy (I, II, III) vykazují vyrovnaný sklon povrchů v podélném profilu, kdežto báze III. terasy končí na sklonovém stupni v melechovském masivu. (Průběh báze I. a II. terasy nelze rekonstruovat pro omezený počet lokalit, a to navíc převážně s de-



Obr. 22 – Říční síť v povodí Sázavy. Současný stav.

nudovanými akumulačními pokrývkami.) Zmíněný sklonový ohyb vyvolal patrně spolu s netektonickými pohyby mimořádně mocnou akumulaci (agradaci) sedimentů III. terasy (až kolem 25 m), s bází jen kolem 3–5 m nad dnešní hladinou řeky a výjimečně až v úrovni hladiny. Znamená to, že při hloubkové erozi po akumulační fázi II. terasy bylo údolí na části středního toku (v širším okolí ústí Želivky) prohloubeno o 35–38 m, tedy nejvíce ze všech erozních období v pleistocénu. Tuto velmi nízkou polohu skalního podkladu, zaznamenanou v úseku dlouhém kolem 30 km, lze vysvětlit pravděpodobným relativním zaklesáváním příslušné oblasti za současného mírného vystupování granitového melechovského masivu. Hodnotu tohoto tektonického poklesu lze odhadnout na přibližně 15–20 m.

Agradace sedimentů III. terasy v širší oblasti Zruče nad Sázavou vyvolala významný geomorfologický proces: po dosažení maximální úrovně akumulace náplavů došlo na několika místech (včetně Želivky) k přeložení koryta do blízkých údolí přítoků. V takto vzniklých opuštěných údolních úsecích (nejdelší až 3 km) se zachovala akumulační výplň v úplné mocnosti, popř. místy snížená na úroveň povrchu terasy IIIb. Na periglaciální podmínky a existenci sklonového stupně ukazují hrubší uloženiny (štěrky) jen při terasové bázi a příměs suťových balvanů v převládajících písčitých sedimentech. Jemnozrnné uloženiny dokumentují vyrovnané sklonové poměry a zřejmě i mírné (relativní) poklesávání sedimentačního prostoru. Obdobná stavba odpovídající terasy (III., soutické) byla zaznamenána i v údolí dolní Želivky

(Hušner 1972). Analýza terasového systému potvrdila mimořádný význam opuštěných údolních úseků pro rekonstrukce průběhu říčních teras v podélném profilu (srv. Záruba, Rybář 1961) i pro metody studia vývoje údolí.

Dlouhý úsek středního toku Sázavy (80 km) pod zmíněnou agradací, který je bez významnějších lokalit III. terasy, neumožňuje provést přesnou rekonstrukci průběhu (zejména báze) III. terasy v podélném profilu. V akumulaci III. terasy vznikla kromě nejvyšší úrovně IIIa (s povrchem kolem 30 m nad současnou hladinou) při zahlubování údolí nižší erozně-akumulační terasa IIIb s povrchem v oblasti Zruče nad Sázavou o 6–8 m nižším. Tato terasa vytváří v dalším úseku středního toku ojedinělé lokality projevující se jako samostatná terasová úroveň. Rovněž IV. a V. terasa (místy i VI. terasa) nepronikly v oblasti Zruče nad Sázavou svými bázemi podstatně pod polohu skalního podkladu sedimentů III. terasy. Zmíněné terasy probíhají na středním toku celkem souběžně s dnešní hladinou (foto 29) a jen místy lze pozorovat nepatrnou divergenci ve směru toku.

Druhý výrazný ohyb sklonové křivky hladiny Sázavy na nejdolejším toku vznikl postupem čela zpětné eroze z údolí Vltavy při erozních fázích ve středním a svrchním pleistocénu. Začátek sklonového stupně se v mírnější podobě poprvé objevil u báze III. terasy, zatímco její povrch vykazoval ještě zcela vyrovnaný průběh. Úsek středního toku Sázavy s pozoruhodně vyrovnanou sklonovou křivkou (s menšími anomáliemi jen pod melechovským masivem) se nachází ve visuté poloze (asi o 40 m) vzhledem k údolnímu dnu Vltavy. Z rekonstruovaného podélného profilu terasami vyplývá (obr. 23), že úsek středního toku Sázavy mezi oběma sklonovými stupni nebyl již od staršího období sálského glaciálu (a pod melechovským stupněm od elsteru) podstatněji prohlubován.

Geomorfologická analýza reliéfu údolí Sázavy upozornila na odlišný morfografický ráz i průběh údolních úseků, podmíněný kvartérním vývojem údolí. Významným morfologickým jevem jsou opuštěné údolní úseky na středním toku Sázavy (viz kap. 7), a to zejména u Zruče nad Sázavou a Chabeřic. Tyto relikty staršího uspořádání říční sítě jsou zachovány také v dalších oblastech České vysočiny, např. na území České křídové tabule a Mostecké pánve (Balatka 1993). Přemísťování koryt vodních toků bylo vyvoláno změnou polohy místních erozních bází v průběhu velmi variabilních erozně denudačních a akumulačních procesů. Změny intenzity těchto reliéfovorných procesů souvisely jak s netektonickými pohyby a s různou odolností podložních hornin, tak se změnami klimatických podmínek v mladším kenozoiku. Relativní výška údolního dna nad hladinou přemístěného toku se u opuštěných údolí řek České vysočiny (Labe, Vltavy, Jizery, Ohře, Berounky, Sázavy, atd.) pohybuje od několika metrů do 75–80 m. V údolí Sázavy je morfologicky nejzřetelnější opuštěný úsek u Chabeřic asi 3 km dlouhý a 400 m široký a je vyplněn až 28 m mocnými písčitými štěrky. Báze těchto sedimentů leží jen 4 m nad hladinou Sázavy při ústí Želivky a jejich povrch je 32 m nad řekou.

Na počátku středního pleistocénu, tedy v době vzniku I. a II. terasy, si údolí Sázavy ještě místy zachovalo pliocenní (a staropleistocenní) tvar s úvalovitým, i když místy podstatně zúženým příčným profilem. Hloubku mladšího výrazného údolního zářezu naznačuje poloha údolní hrany poměrně vzácných přímých úseků údolí Sázavy. Mezi Havlíčkovým Brodem a z. okolím Světlé nad Sázavou se údolní hrana nachází v konstantní nadmořské výšce kolem 425 m (20–40 m nad hladinou), mezi Ledčí nad Sázavou a Zručí nad Sázavou leží ve 425 m (83 m relativní výšky) a 400 m (70 m relativní výšky), u Českého Šternberka ve 375–390 m (75–90 m relativní výšky), v okolí města Sázavy ve 350–370 m (60–85 m relativní výšky), u Poříčí nad Sázavou 325–350 m (65–90 m relativní výšky), u Luk pod Medníkem 280 m (70 m relativní výšky). Nejvyšší poloha údolní hrany odpovídá hloubce zaříznutí údolí od počátku kvartéru, nižší údaje však vypovídají o intenzitě eroze sázavského údolí až ve středním pleistocénu.

I přes převládající erozní ráz vykazuje údolí Sázavy v jednotlivých úsecích řadu geomorfologických odlišností, které jsou podmíněny vývojem v různém morfostrukturním prostředí. Dnešní údolí Sázavy má v několika úsecích úvalovitý ráz, zejména mezi Havlíčkovým Brodem a Světlou nad Sázavou, mezi Březinou a Holšicemi, u Chocerad a Hvězdonic. Místy vznikly malé údolní kotlinky, v rozsáhlejších údolních zákrutech až meandrech v příčném profilu zřetelně asymetrické (např. u Kácova, města Sázavy, Poříčí nad Sázavou a Týnce nad Sázavou). Také přímý úsek mezi Lštěním a Čerčany má tvar asymetrické brázdy. Zúžené erozní údolní úseky řeka vyhloubila v melechovském průlomu, mezi ústím Blanice a městem Sázavou, mezi ústím potoka Propast a Chocerady, pod Hvězdonicemi a v okolí Kamenného Přívozu (Červinka 1999). Nejvýraznější soutěskovitý úsek se skalními stěnami vznikl na nejdolejším toku Sázavy v odolných horninách jílovského pásma. Bezprostředně před soutokem s Vltavou má údolí Sázavy zúžený neckovitý až kaňonovitý tvar, a to s údolní hranou pod sníženým povrchem III. terasy.

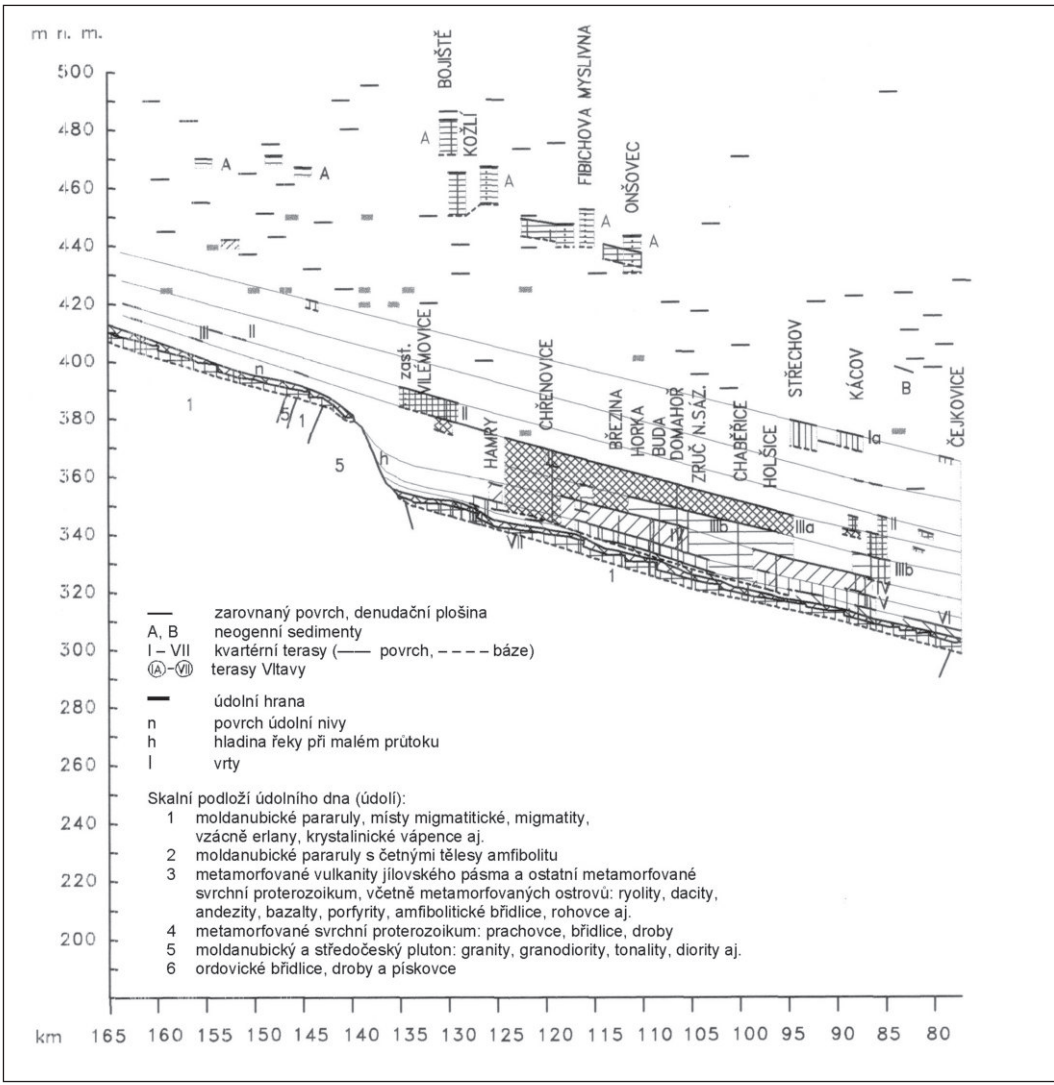
Některé údolní úseky Sázavy svými směry odpovídají třetihorním směrům vodních toků zejména podle názoru Nováka (1932b) na neogenní odvodňování. Údolí Sázavy sz. směru mezi Havlíčkovým Brodem a Světlou nad Sázavou by mohlo odpovídat třetihornímu toku horní Sázavy k údolí dnešní Sázavky. Údolí Sázavy mezi Ledčí nad Sázavou a Vlastějovicemi sleduje zhruba předpokládaný průběh neogenní Želivky a úsek od soutoku s Blanicí po město Sázavu, sledující po v. straně průběh blanické brázdy, je pozůstatkem toku třetihorní Blanice (srv. obr. 20 a 22). Směrově přímý úsek údolí Sázavy mezi Lštěním a Poříčím nad Sázavou by mohl odpovídat průběhu třetihorního toku Benešovského (a Konopišťského?) potoka k dnešní Mnichovce, ovšem v protisměru k Sázavě a Mnichovce. Úsek sázavského údolí mezi Týncem nad Sázavou a Zbořeným Kostelcem, spojující místa soutoku Janovického a Čakovického potoka se Sázavou, by mohl průběhem odpovídat třetihornímu toku Janovického potoka k Čakovickému (Kame-

nickému) potoku. Uvedené možnosti směrově zděděných úseků na dolním toku Sázavy jsou zčásti spekulativní, neboť kromě neogenních sedimentů v okolí Jesenice a směrů vodních toků není tento názor dostatečně podložen důkazy.

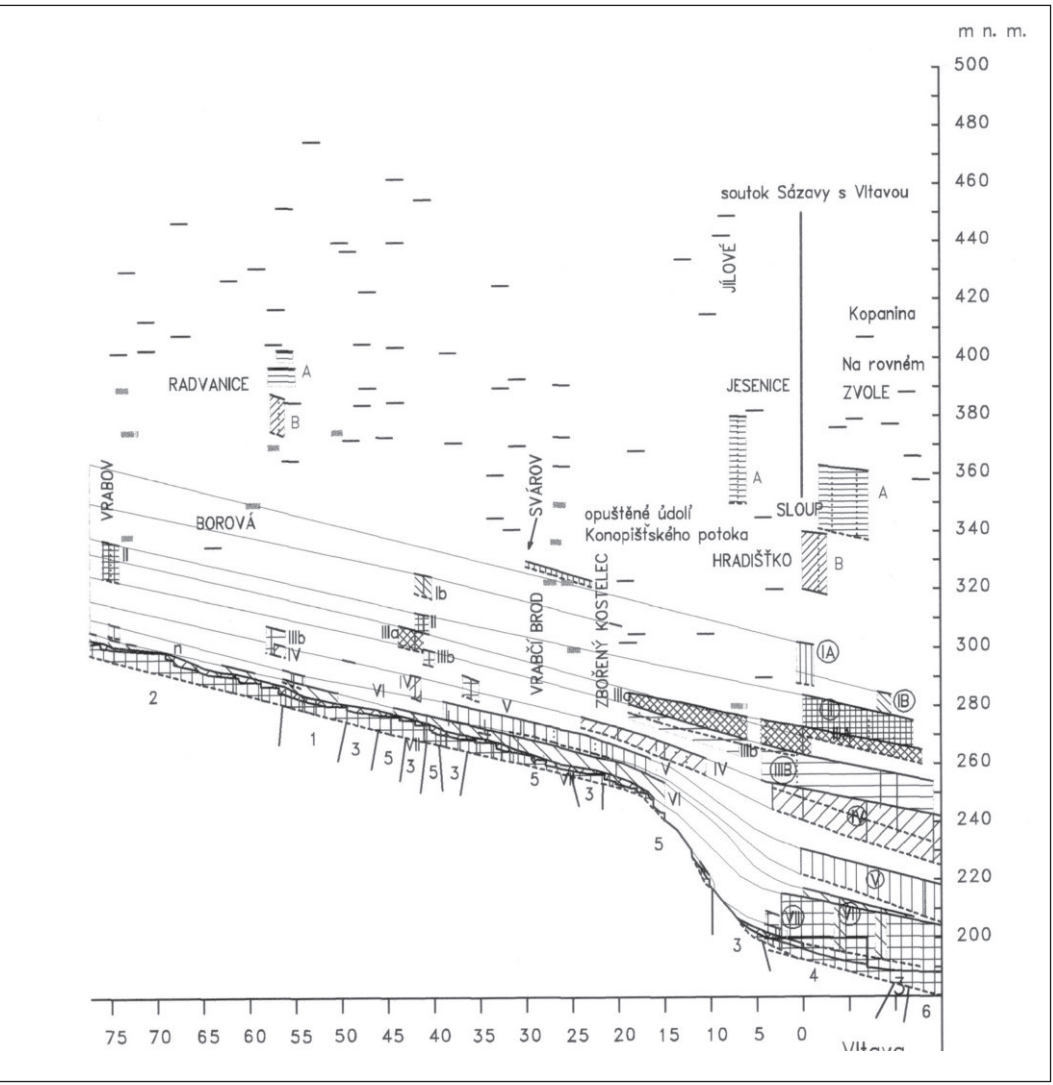
Významným problémem v povodí Sázavy je otázka vzniku a vývoje charakteristických údolních (zaklesnutých) meandrů a zákrutů (foto 28). Ve velkém počtu jsou tyto údolní tvary vyvinuty od okolí Ledče nad Sázavou po město Sázavu a nejdokonalejší tvary údolních meandrů vznikly mezi ústím Blanice a městem Sázavou. Morfometrickými charakteristikami a parametry vybraných sázavských meandrů ve středním Posázaví se zabývala Pilecká (1997). Základní otázkou je, proč vznikl v uvedeném úseku středního toku Sázavy tak velký počet meandrů a zákrutů (kolem 20) ve srovnání s jejich nepatrným zastoupením na dolním toku (6) a zejména na horním toku mezi Havlíčkovým Brodem a okolím Světlé nad Sázavou (2)? Nabízí se úvaha o možném příčinném vztahu k vývoji údolí řeky od počátku mladších třetihor (srv. Novák 1932b). Úsek nad melechovským průlomem má poměrně starobný ráz, s malou intenzitou hloubkové a boční eroze v kvartéru. Naproti tomu meandrovitý střední tok pod zmíněným průlomem je vývojově zcela odlišný. Údolní meandry Sázavy zde byly založeny zřejmě jako volné zákruty v širokém a nepatrně skloněném údolním dnu v pliocénu a nejstarším kvartéru, tedy ještě před začátkem erozního zahlubování údolí, k němuž došlo zejména v erozních fázích od I. do III. terasy.

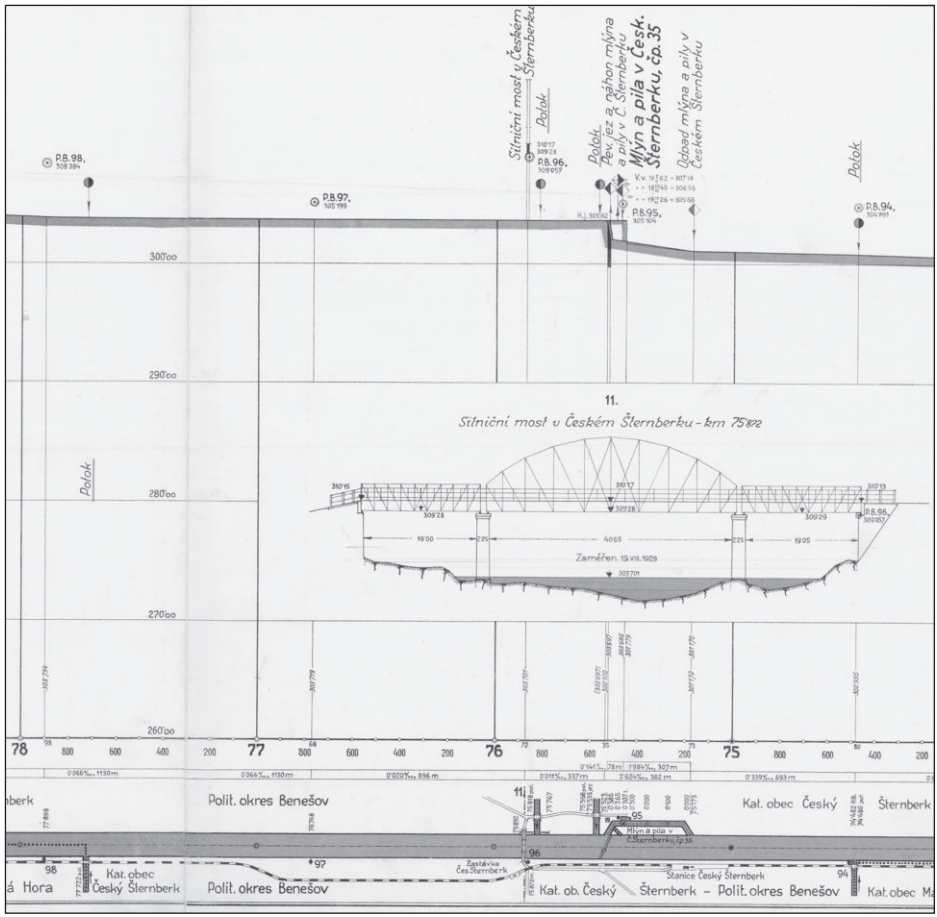
K největšímu údolnímu zářezu a tím i k vývoji údolních ohybů došlo v erozním období mezi povrchem II. terasy a bází III. terasy, kdy bylo údolí střední Sázavy prohloubeno o téměř 40 m, což představuje výrazně největší rozsah etapovité hloubkové eroze během celého kvartéru. Po mohutné akumulaci sedimentů III. terasy, která vyplnila v největší mocnosti výsepní části zákrutů a meandrů (přehloubené brázdy), došlo v následující erozní fázi k etapovitému vyklizování sedimentů, vzniku nižších teras a ke zvýraznění nárazových svahů. Na poměrně rychlý vývoj údolních meandrů tzv. vnuceného typu ukazuje (až na ojedinělé výjimky) nepřítomnost teras v jejich jesepních částech. V jádrech otevřených zákrutů tzv. vývojového typu vznikly naopak malé lokality III. a hlavně V. a VI. terasy. Jedná se však jen o okrajové zbytky svrchních partií původních terasových akumulací. Maximální mocnosti sedimentů ve výsepních částech meandrů, tedy při úpatí nárazových svahů, byly v erozních obdobích mezi akumulacemi příslušných teras řekou podstatně redukovány a odneseny.

Z historicko-genetického hlediska je pozoruhodné, že asi 80 km dlouhý úsek sázavského údolí s početnými zákruty a meandry, odpovídá povodí středního toku Sázavy, v němž došlo podle Nováka (1932b) k největším změnám odvodňování během terciéru. Jedná se o údolní úsek spojující obě hlavní lokality mladotřetihorních sedimentů. Tento úsek údolí Sázavy se zároveň nachází v blízkosti významných morfostrukturních jednotek, kterými jsou blanická brázda a zřetelná terénní sníženina v. od kouřimského zlomu.

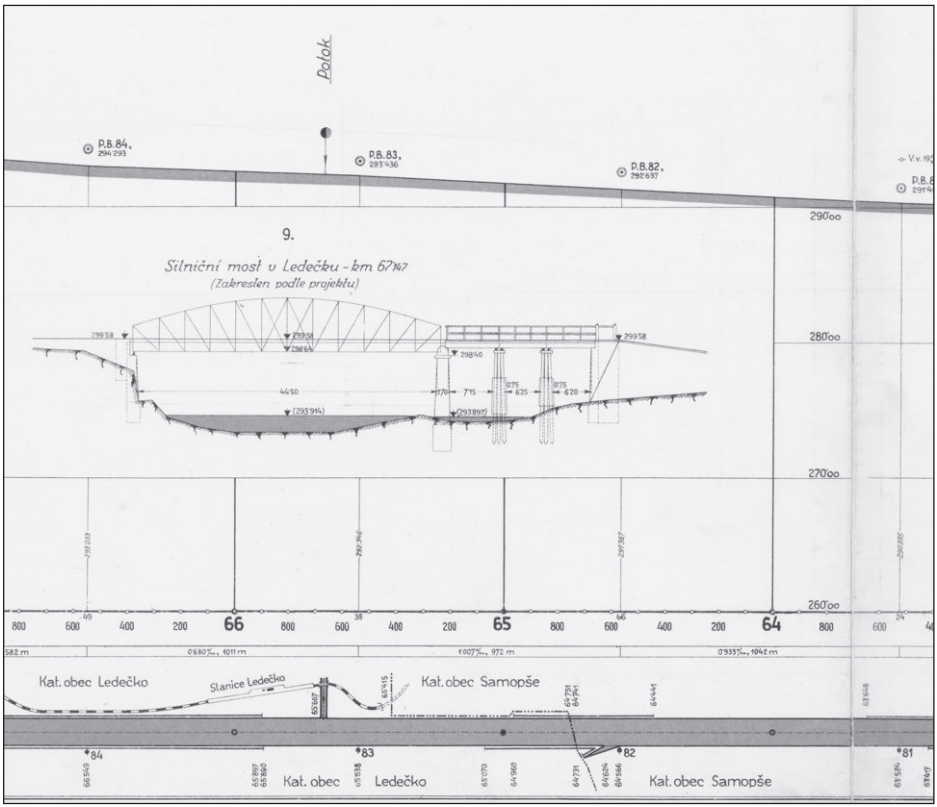


Obr. 23 – Podélný profil terasami a neogenními sedimenty Sázavy mezi Havlíčkovým Brodem a soutokem s Vltavou, s vyznačenými lokalitami zarovnaných povrchů

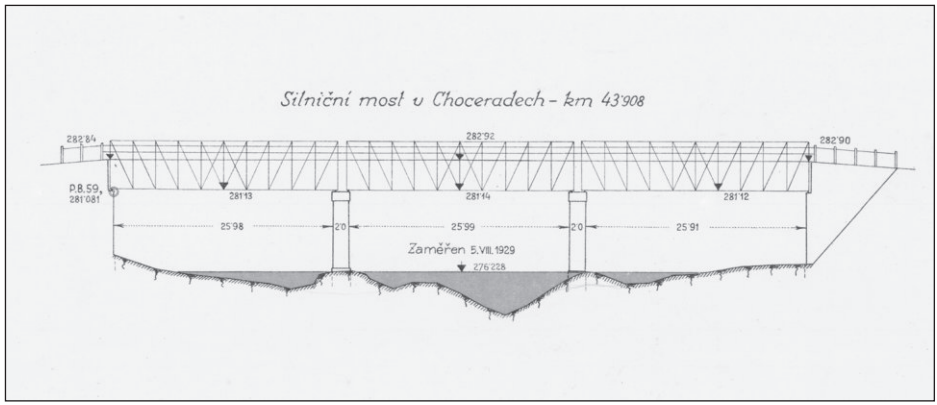

m n. m.
500
480
460
440
420
400
380
360
340
320
300
280
260
240
220
200
soutok Sázavy s Vltavou
JÍLOVÉ
Kopanina
Na rovném
ZVOLE
JESENICE
RADVANICE
VRABOV
BOROVÁ
SVÁROV
opuštěné údolí
Konopišťského potoka
SLOUP
HRADIŠŤKO
VRABČÍ BROD
ZBOŘENÝ KOSTELEC
75 70 65 60 55 50 45 40 35 30 25 20 15 10 5 0
Vltava



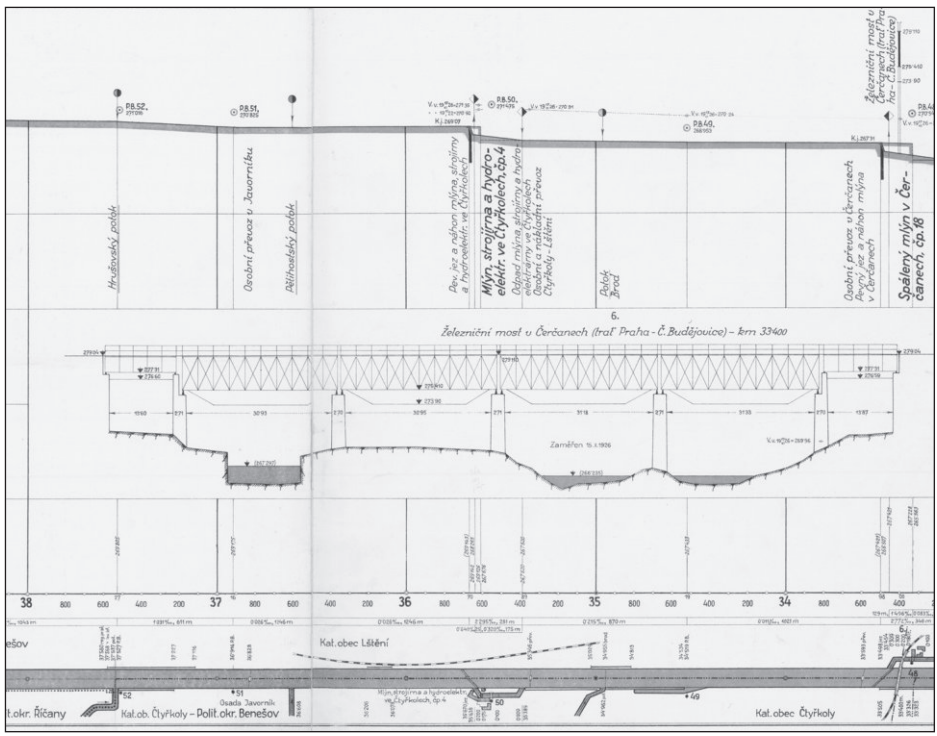
Obr. 24a – Příčné profily dna údolí Sázavy v měřítku 1 : 400 pro délky a 1 : 200 pro výšky ve vybraných areálech silničních a železničních mostů (Smetana 1933) – Český Šternberk



Obr. 24b – Příčné profily dna údolí Sázavy v měřítku 1 : 400 pro délky a 1 : 200 pro výšky ve vybraných areálech silničních a železničních mostů (Smetana 1933) – Ledečko



Obr. 24c – Příčné profily dna údolí Sázavy v měřítku 1 : 400 pro délky a 1 : 200 pro výšky ve vybraných areálech silničních a železničních mostů (Smetana 1933) – Chocerady



Obr. 24d – Příčné profily dna údolí Sázavy v měřítku 1 : 400 pro délky a 1 : 200 pro výšky ve vybraných areálech silničních a železničních mostů (Smetana 1933) – Čerčany

9. Korelace mladokenozoických sedimentů a vývoje údolí Sázavy se statigrafickým systémem teras Vltavy a Labe

Členitý erozně-denudační reliéf pahorkatinného a vrchovinného rázu vyvinutý na horninách převážně moldanubického krystalinika a hlubinných vyvřelin v povodí Sázavy převládá (foto 22, 24 a 25). V údolí Sázavy nebyly zjištěny významnější pokryvy spraš ových sedimentů ani pohřbené půdy, případně s paleontologickými nebo archeologickými nálezy. Proto byla problematika relativního stáří terasového systému Sázavy řešena pomocí rekonstruovaného průběhu říčních teras v podélném profilu, a to s možností jejich paralelizace s terasovým systémem Vltavy, do níž Sázava ústí (obr. 5). Tuto paralelizaci systémů teras Sázavy a Vltavy komplikuje výrazný ohyb ve sklonu hladiny na nejdolejším toku Sázavy, kde se v erozním úseku údolí většina terasových úrovní nezachovala vůbec nebo se terasy udržely pouze jako denudační torza s nápadně neúplnými mocnostmi sedimentů.

První pokus o časové zařazení teras nejdolejší Sázavy od Puffera (1930) řadí dvě jejich nejvyšší úrovně (v relativní výšce cca 130 m a 70–80 m) do miocénu, říční terasa ve 30–40 m nad hladinou je pokládána za pliocenní a dva nejnižší stupně v 6–10 m a 2–3 m nad řekou jsou údajně pleistocénní, resp. diluviální. Podle Engelmanna (1938) jsou terasy I a O na dolním toku Sázavy mindelského stáří a terasa U spadá do rissu. Novák (1932b) popsal kromě dolního toku většinu terasových lokalit Sázavy, avšak jejich bližší časové zařazení neprovedl. Nejvyšší úrovně říčních akumulačních teras zařadil do neogénu a nižší úrovně v údolí řeky do kvartéru. Lokality teras Sázavy se pokusili zařadit do kvartérního stratigrafického systému Balatka a Sládek (1962). Nejstarší fluviální sedimenty Sázavy pak byly zařazeny na příslušných listech Geologické mapy ČR 1 : 50 000 do neogénu a terasové uloženiny jednak částečně do jednotlivých glaciálů (na dolním toku), jednak rámcově do příslušných období pleistocénu (spodní, střední, svrchní pleistocén) a případně též podle výškové polohy (vyšší a nižší terasa). Stratigrafické zařazení kartograficky vymezených lokalit fluviálních sedimentů v širší oblasti soutoku Sázavy s Vltavou provedl Straka (in Mašek et al. 1984), který vyšel z koncepce Záruby et al. (1977).

V předložené práci jsou základem stratigrafického zařazení terasového systému Sázavy studie Záruby-Pfeffermanna (1943) a zejména Záruby et al. (1977). Tito autoři zařadili terasový systém Vltavy, s přihlédnutím k vý-

Tab. 2 – Korelace terasového systému Sázavy se systémy středočeských toků a jejich chronostratigrafické zařazení

Sázava	**Berounka** Balatka, Loučková (1992)	**Vltava** Záruba et al. (1977)	**Vltava-Labe** Balatka, Sládek (1962); Šibrava (1972)	Stratigrafické zařazení Tyráček in Klomínský ed. (1994), Tyráček et al. (2004)
úroveň A bojišťská	úroveň A	klínecké stadium (miocén)	klínecké stadium	spodní – střední miocén
úroveň B radvanická	úroveň B	zdibské stadium pliocén (2,1–2,05 Ma)	stříbrnická rovenská	tegelen, eburon, waal, menap, bavel, dorst
Ia – střechovská	Ia – skryjská	IA – lysolajská brüggen	I – krabčická	cromer A
Ib – hvězdonická	Ib – řevnická	IB – suchdolská eburon		cromer B
II - českošternberská	IIa – pohořelecká IIb – hlinecká	II – pankrácká menap	II – ledčická	cromer C
IIIa – chabeřická	IIIa – tetínská	IIIA – kralupská helme	IIIa – straškovská	cromer C
IIIb – budská	IIIb – srbská	IIIB – vinohradská elster	IIIb	elster
IV – týnecká	IVa – zbraslavská IVb – háskovská	IV – letenská fuhne	IV – Hněvického vrchu	fuhne
V – městečská	Va – liblínská Vb – poučnická	V – dejvická drenthe (saale)	Va, b – cítovská	dömnitz drenthetreene
VI – poříčská	VI – kazínská	VI – veltruská warthe	VIa, b, c – mlčechvostská	warthe
VII – pikovická	VIIa – lipenecká- VIIb – dobřichovická	VII – maninská weichsel	VIIa, b, c, d – hostínská	eem weichsel

znamným kvartérním lokalitám i v údolích jiných českých toků, do alpského a severoněmeckého stratigrafického schématu (tab. 2). Ve srovnávací studii terasových systémů některých významných českých řek (bez Sázavy a jihočeských toků) založené jak na starších autorech, tak na vlastních výzkumech zařadil Tyráček (2001) terasové úrovně a fluviální sedimenty rámcově do hlavních glaciálů a do pliocénu a miocénu. Další shrnující práce Tyráčka et al. (2004) je pokusem o korelaci vltavsko-labského terasového systému se západoevropským stratigrafickým schématem. Ze stratigrafických závěrů uvedených studií vychází i pokus o chronostratigrafické začlenění terasového systému Sázavy v této práci (tab. 2 a 3).

Navržená paralelizace teras Sázavy s terasovým systémem Vltavy a Labe (foto 31 a 32) respektuje aktuální stav a dosud nevyřešené problémy chronostratigrafického zařazení fluviálních a fluviálně-limnických sedimentů

v povodí těchto českých toků. Statigrafické zařazení vyšších teras, počínaje kralupskou terasou IIIA na Vltavě, je totiž při porovnání prací Záruby et al. (1977) a Tyráčka et al. (2004) velmi odlišné. Nesoulad v zařazení teras (popř. fluviálních sedimentů) je zjevný i při porovnání s jejich stratigrafickým zařazením v monografické studii Šibravy (1972). Tento autor vychází z teoretického předpokladu tzv. zdvojené akumulace jednotného terasového tělesa, vzniklého ve dvou samostatných zaledněních (v tzv. kataglaciální a anaglaciální fázi). Na příklad u hlavní terasy labského systému v Českém středohoří – neštěmické terasy (Šibrava 1972), která je ekvivalentem strašskovské (III.) terasy na Podřipsku a vltavských teras IIIA a IIIB (Záruba et al. 1977), spadá starší akumulace údajně do menapu (günzu), kdežto mladší akumulace je zařazována do elsteru 1. Ve stratigrafickém přehledu Tyráčka et al. (2004) odpovídá kralupská terasa (IIIA) komplexu cromer C, vinohradská terasa (IIIB) elsteru. Nejstarší terasa vltavského systému (IA, lysolajská) je ve schématu Záruby et al. (1977) zařazena do období brüggen (donau), u Tyráčka et al. (2004) do období cromer A. V systému Šibravy (1972) je odpovídající nejstarší terasa v relativní výšce 100–150 m s nálezy pozůstatků archidiskodonta v Ústí nad Labem (stříbrnická terasa) řazena do pretegelenu (donau), u Tyráčka et al. (2004) však do tegelenu C. Pankrácká terasa (II) na Vltavě odpovídá u Záruby et al. (1977) menapu (günz 1), kdežto v systému Tyráčka et al. (2004) cromeru C. Hlavní část zdibské úrovně, dosud celé zařazované do pliocénu (viz geologická mapa 1 : 50 000, 12-24 Praha), je v systému Tyráčka et al. (2004) ekvivalentem dlouhého období zahrnujícího eburon, waal a menap (günz), tzn. že jde o mladší úroveň než stříbrnická terasa! Kobyliské písky zdibského stadia zařazuje nález moldavitu do středního miocénu (kolem 15 Ma).

Pozoruhodné rozdíly jsou u prací Tyráčka et al. (2004) a Záruby et al. (1977) rovněž v datování terasových úrovní. Vltavské lysolajské terase IA (Záruba et al. 1977), pokládané dosud za nejstarší kvartérní úroveň, se ve studii Tyráčka et al. (2004) přisuzuje stáří cca 700–800 tis. let a u Záruby et al. (1977) podle paleomagnetického datování 940–980 tis. let! Zdibské štěrky a písky jsou kromě kobyliských písků v první práci hodnoceny časovým rozpětím asi 1,1–1,8 mil. let, ve druhé studii 2,05–2,10 mil. let. Stříbrnická terasa vznikla cca před 1,8–1,9 mil. let (Tyráček et al. 2004). Z uvedeného časového zařazení vyplývá, že všechny tyto terasové úrovně, včetně zdibského stadia (bez kobyliských písků), jsou podle současné chronostratigrafie mladšího kenozoika, s posunutím hranice terciér/kvartér až na 2,6 mil. let (srv. Gibbard et al. 2004), kvartérního stáří. Tyto morfostratigrafické aspekty časové korelace říčních teras střední části Českého masivu jsou zdůrazněny v práci Balatky a Kalvody (2008, viz tab. 3).

Fluviální sedimenty v údolích Vltavy, Berounky, Sázavy a Labe jsou zachovány jako rozsáhlý systém říčních teras (srv. foto 30, 31 a 32), který vznikal interakcí klimato-morfogenetických a neotektonických procesů v mladším kenozoiku. Z tohoto důvodu byla v pracích Kalvoda, Balatka

Tab. 3 – Chronostratigrafická korelace říčních teras centrální části Českého masivu s ohledem na regionální severoevropské stratigrafické členění kvartéru (upraveno podle Balatka, Kalvoda 2008)

Regionální stratigrafické členění (stadia/substadia) kvartéru (Gibbard et al. 2004, 2009)	**Sázava** Balatka, Štěpančíková (2006), Balatka (2007), Kalvoda (2007)	**Berounka** Balatka, Loučková (1992)	**Oblast soutoku Vltavy a Labe** Balatka, Sládek (1962)	**Vltava** Záruba et al. (1977)	**Soustava Vltavy a Labe** Tyráček (2001), Tyráček et al. (2004), Tyráček, Havlíček (2009)
mladý pleistocén weichsel	pikovická terasa (VII)	dobřichovická terasa (VIIb) lipenecká terasa (VIIa)	hostínská terasa (VIIa, b, c, d)	maninská terasa (VII)	Maniny terrace (Weichselian) Hostín Terrace
střední pleistocén saale (warthe)	poříčská terasa (VI)	kazínská terasa (VI)	mlčechvostská terasa (VIa, b, c)	veltruská terasa (VI)	Veltrusy Terrace (Warthe)
střední pleistocén saale (drenthe)	městečská terasa (V)	poučnická terasa (Vb) liblínská terasa (Va)	cítovská terasa (Va. Vb)	dejvická terasa (V)	Dejvice Terrace 1, 2 (Drenthe)
střední pleistocén saale (fuhne)	týnecká terasa (IV)	hýskovská terasa (IVb) zbraslavská terasa (IVa)	terasa Hněvického vrchu (IV)	letenská terasa (IV)	Letná Terrace (Fuhne)
střední pleistocén elster	budská terasa (IIIb)	srbská terasa (IIIb)	(IIIb)	vinohradská terasa (IIIB)	Vinohrady Terrace (Elster)
střední pleistocén cromerský komplex (glaciál c)	chabeřická terasa (IIIa)	tetínská terasa (IIIa)	straškovská terasa (IIIa)	kralupská terasa (IIIA)	Kralupy Terrace (Cromerian C)
střední pleistocén cromerský komplex (glaciál c)	českošternberská terasa (II)	hlinecká terasa (IIb) pohořelecká terasa (IIa)	ledčická terasa (II)	pankrácká terasa (II)	Pankrác Terrace (Cromerian C)
střední pleistocén cromerský komplex (glaciál b)	hvězdonická terasa (Ib)	řevnická terasa (Ib)		suchdolská terasa (IB)	Suchdol Terrace (Cromerian B)
střední pleistocén cromerský komplex (glaciál a)	střechovská terasa (Ia)	skryjská terasa (Ia)	krabčická terasa (I)	lysolajská terasa (IA)	Lysolaje Terrace (Cromerian A)
starý pleistocén bavel (dorst) – menap			rovenská terasa		Rovné Terrace (Dorst) Vráž Terrace (Menapian)
starý pleistocén eburon – menap	úroveň B radvanická	úroveň B		zdibské stadium (pliocén)	Zdiby Terrace (Eburonian – Menapian)
starý pleistocén tegelen					Stříbrníky Terrace (upper Tiglian)
neogén (miocén)	úroveň A bojišťská	úroveň A		klínecké stadium	Kobylisy Sands

(2006) a Balatka, Kalvoda (2008) popsána paleogeografická historie centrální části Českého masivu. Sedimentární a morfologický záznam vývoje antecedentních údolí a říčních akumulačních teras v této oblasti je také porovnán se stratigrafickými stádii kvartéru v Evropě. Bylo navrženo chronostratigrafické schéma erozních a akumulačních období a jejich vztahů k prostorově a časově variabilním hodnotám zdvihu v mladším kenozoiku. Systematické snahy o širší srovnávání velmi variabilního vývoje říčních sítí a fluviálních tvarů ve střední Evropě prostřednictvím historicko-genetických korelací s nedávno opakovaně aktualizovaným globálním chronostratigrafickým systémem kvartéru (Šibrava 1972; Balatka 1992; Tyráček et al. 2004; Balatka, Kalvoda 2008; Tyráček, Havlíček 2009) jsou při stálém nedostatku radiometrických a dalších výsledků datování mladokenozoických sedimentů v tomto regionu nesporně optimálním a poměrně efektivním přístupem.

Nejstarší říční akumulační terasy ve středních Čechách jsou umístěny nad okraji údolních zářezů. V nejstarším pleistocénu Vltava a její přítoky volně meandrovaly v mělkých a širokých údolích na zarovnaném povrchu neogenního stáří. Relativní výška nejstarších říčních teras a neterasových fluviálních sedimentů nad současným dnem říčních údolí centrální části Českého masivu je více než 100 m (max. 150 m), což indikuje přibližný rozsah hloubkové eroze řek během kvartéru. Geomorfologická stanovení hodnot antecedentního zahlubování Vltavy v mladším kenozoiku, zejména podle polohy a sedimentární struktury reliktů říčních akumulačních teras, svědčí o tom, že hloubková eroze této řeky byla nejintenzivnější ve starší části středního pleistocénu (Kalvoda, Balatka 2006; Balatka, Kalvoda 2008).

Výškové poměry teras Sázavy (tab. 1) a jejich zařazení do chronostratigrafického systému středočeských řek (tab. 2 a 3) vedou k závěru, že celý systém říčních akumulačních teras Sázavy vznikal převážně ve středním a mladém pleistocénu (od období komplexu cromer po warthe) a pouze erozní fáze před akumulací terasy Ia proběhla koncem starého pleistocénu. Do starého pleistocénu (období menap, eburon) pak spadá i vznik úrovně B (radvanické), která byla podle staršího statigrafického schématu dříve zařazována do pliocénu (Tyráček in Klomínský et al. 1994), avšak s ohledem na tehdejší hranici neogén/kvartér 1,65–1,85 milionu let (Chlupáč 2002).

Analýza dynamiky přemísťování sedimentů v kvartérním přírodním prostředí střední části Českého masivu byla zaměřena na fluviální odnos, transport a sedimentaci ve vztahu k podstatným změnám charakteru říční sítě s postupným epigenetickým a antecedentním vývojem údolí (tab. 2 a 3). Tyto kvartérní procesy byly zároveň spojeny s rekonstrukcí rozsáhlých oblastí sedimentace řekami transportovaného materiálu. Proto komplexní výzkum dynamiky fluviálních procesů vyžaduje také studium procesů zvětrávání, eroze, denudace (foto 23, 24, 26 a 27) a svahových pohybů.

10. Závěry

Studie o vývoji údolí Sázavy v mladším kenozoiku je založena zejména na terénních geomorfologických výzkumech a na vyhodnocení údajů v publikovaných a rukopisných materiálech. Cílem této práce bylo stanovit podle terasového systému řeky a geomorfologické analýzy reliéfu hlavní etapy vývoje údolí a přispět k řešení problematiky mladotřetihorního odvodňování povodí Sázavy. Hlavní výsledky geomorfologického výzkumu lze shrnout do následujících bodů:

1. Tok a povodí Sázavy byly v podobě blízké současnému stavu založeny buď již na počátku neogénu (Malkovský 1975, 1976, 1979, Ložek et al. 2004), nebo až v mladších obdobích neogénu, a to postupným sjednocováním několika samostatných toků, směřujících k S (Novák 1932b). Při založení toku a údolí Sázavy se zřejmě uplatnily tektonické pohyby spojitého rázu – megasynklinální prohyb v místech dnešního údolí a megaantiklinální vyklenutí v rozvodních oblastech na S. Hlavním impulzem ke sjednocení povodí Sázavy byly klenbovité zdvihy dnešní rozvodní oblasti mezi Sázavou a Labem v období svrchní miocén – pliocén. V pliocénu Sázava tekla k Z, a to v širokém úvalovitém údolí, zahloubeném do tektonicky i denudací deformovaného paleogenního zarovnaného povrchu i do nižších neogenních zarovnaných úrovní. Dnešní výšková poloha sázavsko-labského rozvodí v místech předpokládaných směrů Světelské řeky a Řeplické řeky (téměř 500 m n. m.) naznačuje, že relativní výzdvih této oblasti mohl dosáhnout hodnoty zhruba 70–100 m oproti území při pozdějším sázavském údolí. Jedná se však pouze o odhad, protože není známý vertikální rozsah pospodnomiocenního snížení rozvodního reliéfu.

2. Geomorfologickou analýzou reliéfu z předkvartérního období byla prokázána existence sníženého paleogenního zarovnaného povrchu typu etchplén v rozvodních polohách (v relativních výškách většinou 150–180 m) a dvě až tři nižší úrovně denudačních plošin neogenního stáří (v 90–130 m nad řekou). Tyto nižší úrovně lze klasifikovat převážně jako údolní pediplény nebo izolované výskyty údolních pedimentů vyvinuté v široké předkvartérní úvalovité údolní depresi. Nejvyšší z denudačních plošin představuje relikty regionálního zarovnaného povrchu spodno- až střednomiocenního stáří, další dvě lokální úrovně jsou patrně svrchnomiocenní a pliocenní.

3. Kvartérní zářez Sázavy o hloubce v průměru přibližně 70–90 m (na nejdolejším toku přes 100 m a v horním úseku řeky asi 50 m), byl vyvolán epeirogenetickým výzdvihem morfostruktury Českého masivu. Typicky vyvinuté zaklesnuté meandry a zákruty vznikly převážně ve středním pleistocénu. Vyvíjely se ze staropleistocenních až pliocenních volných zákrutů při silné erozi, která byla reakcí na výzdvih morfostruktury Českého masivu. Při kvartérním zahlubování se půdorysný tvar těchto údolních ohybů až na výjimky podstatně nezměnil, takže se jedná o zákruty vnucené.

4. Terasový systém Sázavy se vyznačuje velmi netypickou stavbou, která je podmíněna působením specifických hydrodynamických procesů v průběhu mladokenozoického vývoje údolí. Rekonstrukční metoda, spočívající v sestrojení podélného profilu říčními terasami a série příčných údolních profilů, umožnila rozlišit sedm hlavních teras s několika sekundárními úrovněmi a navíc také dvě úrovně neogenních (?) fluviálních až fluviálně-limnických sedimentů (obr. 23). Zatímco povrchy předkvartérních uloženin převyšují úroveň současné hladiny až o 135 m, je relativní výška nejvyšší (I) kvartérní (středopleistocenní ?) terasy na středním toku pouze cca 60 m (tab. 1).

5. Vývoj údolí a stavbu terasového systému výrazně ovlivnily dva úseky zvětšeného sklonu hladiny řeky: horní v granitovém melechovském masivu (říční km 139,5–135,4) s průměrným sklonem 5,7 ‰ a spodní (říční km 17,9–5,0) se sklonem 3,9 ‰. Tyto sklonové stupně odděluje 117,5 km dlouhý úsek s průměrným sklonem 0,88 ‰. Sklonová křivka má v tomto úseku tvar dokonalé přímky, která není deformována ani při 300násobném převýšení profilu. Překvapuje, že se na tvaru sklonové křivky dlouhého středního toku neprojevil vliv výrazně vzrůstající vodnosti řeky, ani vliv různé odolnosti litologicky rozmanitých krystalinických hornin skalního podkladu vůči zvětrávání a erozi. Popsané sklonové stupně představují čela zpětné eroze, postupující proti proudu a zadržené v místech výskytu odolnějších hornin, popř. podmíněné tektonicky (obr. 2). Horní stupeň vznikl v erozním období mezi II. a III. terasou, tj. mezi komplexem cromer c a glaciálem elster, dolní stupeň vznikl v erozních fázích mezi III. a VII. terasou, tj. od elsterského glaciálu po viselský glaciál (tab. 2 a 3). Současná údolní dna (nivy) nad oběma sklonovými stupni se nacházejí ve visuté poloze, a to u horního stupně asi o 25 m, u dolního stupně cca o 40 m.

6. Sklonové stupně vyvolaly mohutnou fluviální akumulaci v níže položených úsecích toku Sázavy. Pod horním stupněm v melechovském masivu proběhla akumulace (agradace) náplavů III. (chabeřické) terasy, která v mimořádně velké mocnosti kolem 25 m postupně vyrovnala tento stupeň do křivky odpovídající profilu rovnováhy (Krejčí 1939). Mocné náplavy III. terasy se v kratší trati středního toku (asi 30 km) zachovaly pouze ve výplních opuštěných údolních úseků (Záruba, Rybář 1961), nikoliv však v dalším údolním úseku středního toku, kde byly později odneseny. Analýza terasového systému Sázavy potvrdila mimořádný význam opuštěných údol-

ních úseků pro rekonstrukci průběhu říčních teras v podélném profilu i pro poznání etap vývoje údolí.

7. Údolí Sázavy bylo v erozní fázi před akumulací sedimentů III. terasy na středním toku prohloubeno téměř na úroveň dnešního údolního dna (povrchu nivy). Proto v dlouhém období části středního a mladšího pleistocénu Sázava vytvořila na středním toku zcela vyrovnanou sklonovou křivku (viz bod 3). Sklonový stupeň dolního toku, který se vyvíjí i v současnosti, vyvolal terasovou akumulaci v údolí blízké Vltavy. Dnešní údolní dno Sázavy mezi oběma sklonovými stupni leží vzhledem k nivě Vltavy ve zřetelně visuté poloze (o 40 m) a na současnou úroveň bylo vyhloubeno v podstatě v době vzniku VI. terasy. Údolní dno Sázavy nad melechovským průlomem se nachází přibližně jen 4–5 m pod předpokládaným povrchem III. terasy.

8. Výškové poměry říčních teras Sázavy zachycuje tabulka 1 a paralelizace tohoto systému Sázavy s terasovými systémy dalších hlavních středočeských toků je uvedena v tabulce 2. Chronostratigrafická korelace systémů říčních teras centrální části Českého masivu se severoevropským stratigrafickým členěním kvartéru je zpracována v tabulce 3. Podle aktuálního stratigrafického schématu kvartéru (např. Gibbard et al. 2004, 2009) odpovídá celý systém teras Sázavy převážně střednímu a mladému pleistocénu, a to od období komplexu cromer po weichsel. Erozní fáze před akumulací I. terasy náleží v údolí Sázavy do závěru starého pleistocénu. Starší úrovně fluviálních sedimentů, které ve zkoumané oblasti Českého masivu zaujímají ještě vyšší morfologickou polohu a byly dosud zařazovány do pliocénu, se tak stratigraficky posunuly do starého pleistocénu.

Literatura

ADLER, J. (1977): Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu základové půdy v prostoru letního tábora „Praga“ v Kounicích. Projekta Praha, MS Geofond V 78 312, Praha.

AMBROŽ, V., RÄDISCH, J., STEJSKAL, J. (1947): Přehledná mapa půdních poměrů Československé republiky 1 : 75 000. List Benešov (4053). Státní geologický ústav ČSR, Praha.

BALATKA, B. (1992): Terrace systeme of rivers in the Bohemian Upland and the Czechoslovak Carpathians and their comparison. Analysis and Synthesis of Geographic Systems. Geografický ústav ČSAV, Brno, s. 107–122.

BALATKA, B. (1993): Opuštěná údolí České vysočiny. Geologické rozhledy, 3, s. 73–75.

BALATKA, B. (1996): Nové poznatky o starších etapách vývoje Labe v Sasku. Geografie–Sborník ČGS, 101, č. 3, s. 247–250.

BALATKA, B. (2007): River terraces and the Sázava Valley evolution. In: Goudie, A. S., Kalvoda, J. (eds.): Geomorphological Variations. Nakladatelství P3K, Praha, s. 361–386.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Geomorphological regionalization of the relief of Bohemia. Kartografie, a. s., Praha, 79 s., 3 mapy.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2008): Evolution of Quaternary river terraces related to the uplift of the central part of the Bohemian Massif. Geografie–Sborník ČGS, 113, č. 3, s. 205–222.

BALATKA, B., LOUČKOVÁ, J. (1992): Terasový systém a vývoj údolí Berounky. Studia geographica, 96, Geografický ústav ČSAV, Brno, 53 s.

BALATKA, B., LOUČKOVÁ, J., SLÁDEK, J. (1966): Vývoj hlavní erozní báze českých řek. Rozpravy ČSAV, MPV, 76, seš. 9, Academia, Praha, 76 s.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. Geofond v NČSAV, Praha, 580 s.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1977): Evorzní tvary v Čechách a jejich geneze. Rozpravy ČSAV, MPV, 87, seš. 7, Academia, Praha, 98 s.

BALATKA, B., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2006): Terrace system of the middle and lower Sázava River. Geomorphologia Slovaca, 6, č. 1, 7 obr., s. 69–81.

BANÝROVÁ, J. (2008): Geomorfologická analýza reliéfu údolí Sázavy v okolí Zruče nad Sázavou. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 88 s., 32 obr., 9 příl.

BENDA, B. edit. et al. (1995): Das Quartär Deutschlands. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 429 s.

BRIDGLAND, D. R. (2000): River terrace systeme in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift an early human occupation. Quaternary Science Reviews, 19, s. 1293–1303.

BUDAY, T., KODYM, O. st., MAHEĽ, M., MÁŠKA, M., MATĚJKA, A., SVOBODA, J., ZOUBEK, V. (1961): Tektonický vývoj Československa (s tektonickou mapou 1 : 1 000 000). ÚÚG v NČSAV, Praha, 254 s.

BUĽKO, J. (1988): Závěrečná zpráva, Červany – ŽPSV – Rekonštrúkcia haly a skládky materiálov. Podrobný prieskum, október 1988. Štátny podnik Keramoprojekt Trenčín, MS Geofond P 61269, Praha.

CZUDEK, T., ed. et al. (1972): Geomorfologické členění ČSR. Studia geographica 23, Geografický ústav ČSAV, Brno, 137 s.

ČECH, V., KOUTEK, J. (1954): Geologická mapa Československé republiky 1 : 75 000. List Vlašim (4154). Ústřední ústav geologický ČSR, Praha.

ČECHOVÁ, E. (1969): Závěrečná zpráva, Sázava nad Sázavou. Stavební geologie Praha, MS Geofond V 61 734, Praha.

ČERVINKA, P. (1997): Některé aspekty vývoje horního toku Sázavy. Acta Universitatis Carolinae, Geographica, XXXII, č. 2, s. 31–46.

ČERVINKA, P. (1999): Příspěvek k poznání povrchových tvarů reliéfu severně od Kamenného Přívozu. Geografie–Sborník ČGS, 104, č. 1, s. 58–61.

ČERVINKA, P. (2002): Geomorfologie povodí horního toku Sázavy. Geomorfologický sborník, 1, Masarykova Univerzita v Brně, Česká asociace geomorfologů, Brno, s. 35–39.

ČIHÁK, P., ŠILHAN, L. (1988): Zpráva o geologickém průzkumu Kácov – výstavba kanalizace, ČOV, vodovodu a vodojemu. Státní ústav dopravního projektování (SVDOP) Pardubice, MS Geofond P 63 793, Praha.

DANEŠ, J. V. (1913): Morfologický vývoj středních Čech. Sborník České společnosti zeměvědné, 19, Praha, s. 1–18, 94–108, 168–176.

DEMEK, J. (1964): Geomorfologické poměry širšího okolí Havlíčkova Brodu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1963, Praha, s. 323–325.

DEMEK, J. (2004): Etchplain, Rock Pediments and Morphostructural Analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). In: Drbohlav, D., Kalvoda, J., Voženílek, V. (eds.): Czech Geography at the Dawn of the Millennium. Czech Geographic Society, Palacky University in Olomouc, Olomouc, s. 69–81.

DEMEK, J. ed. et al. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P., eds. et al. (2006): Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. Vydání II. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 582 s.

DITTRICHOVÁ, Š. (1989): Závěrečná zpráva IG průzkumu Ledeč nad Sázavou – ČOV. Geoindustria Praha, MS Geofond P 72 614, Praha.

DRBOHLAV, D., KALVODA, J., VOŽENÍLEK, V. (2004): Frontiers of Czech Geography. In: Drbohlav, D., Kalvoda, J., Voženílek, V. (eds): Czech Geography at the Dawn of the Millennium. Czech Geographic Society, Palacky University in Olomouc, Olomouc, s. 413–421.

DVOŘÁK, P. (1971a): Závěrečná zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu na staveništi bytových jednotek v Sázavě n. Sáz. Stavební geologie Praha, Sázava nad Sázavou, MS Geofond V 65 411, Praha.

DVOŘÁK, P. (1971b): Závěrečná zpráva o předběžném inženýrskogeologickém průzkumu pro PÚP Sázava nad Sázavou, pravý břeh. Stavební geologie Praha, MS Geofond P 22 806, Praha.

DVOŘÁK, P. (1989): Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu provedeném na staveništi nově projektovaných objektů S. p. Sklárny Kavalier v Sázavě nad Sázavou. Stavební geologie Praha, MS Geofond P 67 990, Praha.

ENGELMANN, R. (1938): Der Elbedurchbruch. Geomorphologische Untersuchungen im oberen Elbgebiete. Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 13, 2, Wien, 139 s.

FRANĚK, V. (1989): Inženýrskogeologická průzkumná zpráva č. 134/89 Tichonice. Vojenský projektový ústav Praha, MS Geofond P 68 200, Praha.

GIBBARD, P., BOREHAM, S., COHEN, K. M., MOSCARIELLO, A. (2004): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years. Quaternary Palaeoenvironment Group, University of Cambridge, Cambridge, 2 s., 1 tab.

GIBBARD, P., HEAD, M. J., WALKER, M. J. C. and the Subcomission on Quaternary Stratigraphy (2009): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science. (www.interscience.wiley.com) doi: 10.1002/jqs.1338.

GOODING, R. H., WAGNER, C. A., KLOKOČNÍK, J., KOSTELECKÝ, J., GRUBER, CH. (2007): CHAMP and GRACE resonance, and the gravity field of the Earth. Advances in Space Research, 39, 10, Pergamon, Elsevier Science Ltd., s. 1604–1611.

HADRAVA, P., KARLICKÝ, M., PALOUŠ, J., ŠOLC, M. (1998): Ondřejovská hvězdárna 1898–1998. Astronomický ústav AV ČR, Nakladatelství Vesmír, Praha, 375 s.

HAŠLAR, O. (1959): Průzkum štěrkopísků 1959 Kácov. Geologický průzkum n. p. Praha, závod Buchlovice, MS Geofond FZ 3036, Praha.

HRUBEŠ, M. (1993a): Zpráva o kvartérních sedimentech na listu geologické mapy 1:50 000 Ledeč nad Sázavou. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1992, Praha, s. 40–41.

HRUBEŠ, M. (1993b): Zpráva o kvartérních sedimentech na listu geologické mapy Zruč nad Sázavou. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1992, Praha, s. 41–42.

HRUBEŠ, M. (1995): Terciérní a kvartérní sedimenty na listu 23-21 Havlíčkův Brod. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1994, Praha, s. 62–63.

HUML, M. (1987): Závěrečná zpráva podrobného inženýrskogeologického průzkumu Sázava nad Sázavou-Poznaňská. Geoindustria Praha, MS Geofond P 59 130, Praha.

HUŠNER, V. (1970): Závěrečná zpráva o doplňujícím inženýrsko-geologickém průzkumu ložiska písků ve Zruči nad Sázavou (Domahoři). Stavební geologie Praha, MS Geofond P 22 099, Praha.

HUŠNER, V. (1972): Želivské terasy mezi Zručí nad Sázavou a Tukleky (pleistocenní agradace údolí). Rigorózní práce, PřF UK Praha, 46 s., 17 příloh.

HUŠNER, V., VORÁČEK, J., HROCH, Z. (1968): Závěrečná zpráva o inženýrsko-geologickém průzkumu VD Soutice. Stavební geologie Praha, MS Geofond V 62 600, Praha.

CHLUPÁČ, I. et al. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha, 436 s.

CHRT, J. (1990): Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu v místě rekonstrukce ČOV v Sázavě nad Sáz. Stavební geologie Praha, MS Geofond P 70 844, Praha.

KADLEC, J. (1994): Kvartérní sedimenty na listu 13-33 Benešov. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1993, Praha, s. 43–44.

KALVODA, J. (2006): Geomorfologie ve Výzkumném centru dynamiky Země a výzkumných záměrech Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Geomorphology in the Research Centre for Earth Dynamics and in research projects of the Faculty of Science, Charles University in Prague. In: Balatka, B., Kalvoda, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie, a. s., Praha, s. 23–32.

KALVODA, J. (2007): Morphostructural evolution of the relief in the locality of the Geodynamic Observatory at Pecný, the Ondřejovská vrchovina Highland, Czech Republic. In: Goudie, A. S., Kalvoda, J. (eds): Geomorphological Variations. P3K Publishers, Prague, s. 387–407.

KALVODA, J., BALATKA, B. (1995): Chronodynamics of the Labe river antecedence in the Děčínská vrchovina Highland, Czech Republic. Acta Montana, series A, 5 (97), Praha, s. 43–60.

KALVODA, J., KOSTELECKÝ, J. (jr.), KOSTELECKÝ, J. (2004): A pilot morphotectonic interpretation of position changes of the permanent GPS stations in Central Europe. In: Drbohlav, D., Kalvoda, J., Voženílek, V. (eds): Czech Geography at the Dawn of the Millennium. Czech Geographic Society, Palacky University in Olomouc, Olomouc, s. 113–123.

KALVODA, J., BALATKA, B. (2006): Morfostrukturní vývoj reliéfu české části Českého masivu. In: Balatka, B., Kalvoda, J.: Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie, a. s., Praha, s. 5–12.

KETTNER, R., KOUTEK, J., ZELENKA, J., KODYM, O. (1928): Geologická mapa Československé republiky 1 : 75 000. List Benešov (4053). Státní geologický ústav ČSR, Praha.

KLEČEK, M., KRÁL, J., LOCHMANN, Z. (2001): Inženýrskogeologické poměry. In: Kovanda, J. a spolupracovníci: Neživá příroda Prahy a jejího okolí. Academia, Český geologický ústav, Praha, 216 s. (kap. 14 – s. 133–148).

KLEIN, V. red. et al. (1984): Základní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000. List 12-423 Davle. Ústřední ústav geologický a Geodetický a kartografický podnik v Praze, Praha.

KLOMÍNSKÝ, J. ed. et al. (1994): Geologický atlas České republiky. Stratigrafie. Český geologický ústav, Praha, 17 listů.

KODYM, O. ml. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXI Tábor. Geofond v NČSAV, Praha, 232 s.

KODYM, O. red., DOMAS, J., HOLUB, V., MAŠEK, J. (1993): Geologická mapa ČR. List 13-31 Říčany. Český geologický ústav, Praha.

KODYM, O. red., KADLEC, J. et al. (1997): Geologická mapa ČR. List 13-33 Benešov. Český geologický ústav, Praha.

KOHOUTKOVÁ, P. (2002): Vegetace a přírodní podmínky povodí Zvánovického potoka. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 75 s., 5 map a 25 foto.

KOLMAN, F. (1968): Zhodnocení hydrogeologických vrtů státní pozorovací sítě podzemních vod v povodí Sázavy. Vodní zdroje Praha, MS Geofond P 20 701, Praha.

KOPECKÝ, J. (1989): Zpráva o hydrogeologickém průzkumu na lokalitě Tichonice. Stavební geologie Praha, Geofond P 65 994, Praha.

KOSTELECKÝ, J. et al. (2005): Projekt Výzkumného centra dynamiky Země „Recentní dynamika Země". VCDZ, Praha, 28 s. a příl.

KRÁL, J. (1969): Dálnice D1 Praha – Brno, úsek Soutice – Píšť, pískovny: Zruč n. S., Buda. Vojenský projektový ústav, MS Geofond P 21 793, Praha.

KRÁL, J. (1971a): Posudek č. 15/71 o ložiskovém geologickém průzkumu kat. C 1 na akci Buda-Horka nad Sázavou. Vojenský projektový ústav, MS Geofond FZ 5 125, Praha.

KRÁL, J. (1971b): Zpráva o ložiskovém průzkumu štěrkopísků Bojiště. Vojenský projektový ústav Praha, MS Geofond P 22 678, Praha.

KRÁL, J. (1971c): Zpráva o ložiskovém průzkumu štěrkopísků Kožlí. Vojenský projektový ústav Praha, MS Geofond P 22 588, FZ 5 172, Praha.

KRÁL, J. (1973): Závěrečná zpráva Bojiště – U – 2701/30, surovina: štěrkopísek. Vojenský projektový ústav Praha, MS Geofond, FZ 5 170, Praha.

KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy České vysočiny. Studie ČSAV, 10, Academia, Praha, 76 s.
KRAUSOVÁ, J. (1982): Podrobný inženýrskogeologický průzkum, Týnec nad Sázavou, dostavba sídliště. MS GIP Praha, Praha, 15 s.
KREJČÍ, J. (1939): Profil rovnováhy jakožto základ studia říčních teras. Spisy Odboru české společnosti zeměpisné v Brně, řada A, č. 5, Brno, 144 s.
KUNCOVÁ, M. (2006): Geomorfologie středního toku Sázavy v okolí Senohrab. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 102 s., 19 příl.
KŮTA, L. (1956): Průzkum štěrkopísků v ČSR – 1956, Chabeřice. Nerudný průzkum, n. p. v Brně, MS Geofond FZ 2 314, Praha.
LOŽEK, V. (2003): Naše nivy v proměnách času. I. Vznik a vývoj dnešních niv. Ochrana přírody, 58, č. 4, Praha, s. 101–106.
LOŽEK, V., ŽÁK, K., CÍLEK, V. (2004): Z minulosti českých řek. Vesmír, 83, Praha, s. 447–453.
LUŠTINCOVÁ, L. (1969): Zpráva o výsledku inženýrskogeologického průzkumu pro výstavbu sídliště v Sázavě n. Sáz. Stavební geologie Praha, MS Geofond V 60 590, Praha.
LUŠTINCOVÁ, L. (1983): Zpráva o výsledcích geologickoprůzkumných prací, Městečko u Benešova. Stavební geologie Praha, MS Geofond P 43 311, Praha.
MALKOVSKÝ, M. (1975): Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. Věstník Ústředního ústavu geologického, 50, č. 1, Praha, s. 27–31.
MALKOVSKÝ, M. (1976): Saxonische Tektonik der Böhmische Masse. Geologische Rundschau, 65, Stuttgart, s. 127–143.
MALKOVSKÝ, M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického, 14 u, Praha, 32 s., 2 skládané přílohy.
MALKOVSKÝ, M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. ÚÚG v Academii, Praha, 176 s.
MALKOVSKÝ, M. et al. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Academia, Praha, 262 s.
MAREK, V. (1980): Závěrečná zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu projektovaných stavenišť n. p. Kovofiniš Ledeč nad Sázavou. Stavební geologie Praha, Ledeč nad Sázavou, MS Geofond P 29 477, Praha.
MAŠEK, J. red. et al. (1984): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-423 Davle. Ústřední ústav geologický, Praha, 67 s.
MAŠEK, J. red. et al. (1993): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, 12-42 Zbraslav. Soubor geologických a účelových map, Český geologický ústav, Praha.
MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masiv. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336 s.
MOSCHELESOVÁ, J. (1930): Vlnité prohyby o velké amplitudě v jižních Čechách. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 36, Praha, s. 155–158.
MÜLLER, V. ed. et al. (1993): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. List 13-31 Říčany. Český geologický ústav Praha, Praha, 32 s.
MÜLLER, V. ed., JINOCHOVÁ, J., KADLEC, J. et al. (2002): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. List 13-33 Benešov. Česká geologická služba, Praha, 40 s.
NĚMČÍK, B. (1967): Zpráva o výsledcích geologického průzkumu. Akce: Čerčany – štěrkovna. Geologický průzkum, n. p., Ostrava, MS Geofond, V 59 717, Praha.

NOVÁK, I. (1977): Sázava, Havlíčkův Brod – Davle. Vodácký průvodce 1 : 50 000. SHOCart, Zlín, 88 s.

NOVÁK, V. J. (1930): Příspěvky ku poznání vývoje dolní Sázavy. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 36, Praha, s. 150–155.

NOVÁK, V. J. (1932a): Spádové poměry některých českých řek. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 38, Praha, s. 150–156, 201–208.

NOVÁK, V. J. (1932b): Vývoj úvodí a údolí řeky Sázavy. Věstník Královské České společnosti nauk, 11, Praha, 47 s.

NOVÁK, V. J. (1943): Tvářnost Českomoravské vysočiny. Rozpravy II. třídy České akademie, 52, č. 20, Praha, 101 s.

PASSER, M. (1967a): Závěrečná zpráva Praha – Mirošovice – Benešov. Suroviny pro stabilizaci cementem. Závěrečná zpráva pro výpočet zásob surovin pro stabilizaci cementem. Stav ke dni: 31. 12. 1966. Geologický průzkum, n. p. Praha, MS Geofond P 18 884, Praha.

PASSER, M. (1967b): Závěrečná zpráva Mirošovice – Soutice – Měřín. Surovina: cementové stabilizace. Geologický průzkum, n. p., Praha, MS Geofond P 20 266, Praha.

PATZÁK, E. (1962): Nespeky – hydrogeologický průzkum. Armabeton, Praha, MS Geofond V 43 042, Praha.

PEŠEK, J., SPUDIL, J. (1986): Paleogeografie středočeského a západočeského neogénu. Studie ČSAV, 14, Praha, 80 s.

PILECKÁ, M. (1997): Údolní meandry, jejich geneze a morfometrické charakteristiky. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 35 s.

Podélný profil řeky Sázavy (od ústí do Vltavy až po silniční most ve Žďáru nad Sázavou). Vodohospodářské rozvojové středisko ministerstva stavebního průmyslu v Praze, Praha 1953.

PROCHÁZKA, J., MLČOCH, B. (1998): Komplexní geologický výzkum melechovského masivu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, Praha, s. 31–37.

PUFFER, L. (1930): Die Sazauterrassen um Pikovice – Petrov. XXXI. Jahresbericht der deutschen Staatsrealschule in Prag, s. 6–8.

RYBÁŘ, J. (1958): Závěrečná zpráva o geologickém průzkumu ve Zruči nad Sázavou. Geologický průzkum, n. p., Ústav stavební geologie, MS Geofond P 12 231, Praha.

RYBAŘÍK, V. (1968): Závěrečná zpráva úkolu Mirošovice – Soutice – Měřín. Úsek Soutice – Píšť. Surovina: zeminy, etapa vyhledávací. Geoindustria, n. p., Praha, Jihlava, MS Geofond P 21 463, Praha.

RYBAŘÍK, V. (1969): Závěrečná zpráva dálnice Mirošovice – Soutice – Měřín. Úsek Píšť – Humpolec. Surovina: zeminy. Geoindustria, n. p., Praha, Jihlava, MS Geofond P 21 963, Praha.

SCHENKOVÁ, Z., SCHENK, V., MANTLÍK, F., GRÁCOVÁ, M., KOTTNAUER, P. (2007): Regional geodynamic network HIGHLANDS for monitoring of recent crustal movements of the eastern part of the Bohemian Massif. Acta geodynamica et geomaterialia, 4, 4 (148), s. 207–215.

SMETANA J. (1933): Podélné a příčné profily československých řek. Sešit 7. Podélný profil Sázavy v měřítku 1 : 10 000 pro délky a 1 : 200 pro výšky s význačnými příčnými profily v měřítku 1 : 400 pro délky a 1 : 200 pro výšky od Německého Brodu k ústí (km 162,940–0,000). – Státní výzkumný ústav hydrologický T. G. Masaryka, Praha, 49 s.

SOUČKOVÁ, H. (1958): Zpráva o geologickém a sondážním průzkumu pro úvodní projekt výstavby sídliště v Týnci nad Sázavou. MS Státní projektový ústav, Praha.

SUŠICKÝ, Z. (1988): Zpráva o výsledku inženýrskogeologického průzkumu pro výstavbu školícího a zvláštního objektu k. p. Benzina Praha v Tichonicích u Kácova. Stavební geologie Praha, MS Geofond P 62 700, Praha.

ŠIBRAVA, V. (1972): Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. Sborník geologických věd, Antropozoikum, ř. A, sv. 8, s. 5–218.

ŠTĚPÁN, M. (1970): Závěrečná zpráva. Týnec n. S. – Metaz. MS Stavební geologie, Praha.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2001): Geomorfologická analýza a vývoj reliéfu střední části údolí Sázavy. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 101 s., 19 příl.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2003): Terasy dolní Sázavy v úseku od Vrabčího Brodu po Kamenný Přívoz. Geografie–Sborník ČGS, 108, č. 3, s. 216–226.

ŠTĚPÁNEK, M. (1963): Vodní dílo na Želivce u Švihova, závěrečná zpráva – část II, zátopové území. Geologický průzkum, n. p., Praha, MS Geofond P 17 063, Praha.

ŠTĚPÁNEK, P., red., HRUBEŠ, M. (1993): Geologická mapa ČR. List 13-34 Zruč nad Sázavou. Měřítko 1 : 50 000. Soubor geologických a účelových map ČR, Český geologický ústav, Praha.

ŠTĚPÁNEK, P., red., HRUBEŠ, M., HRADECKÝ, P. (1995): Geologická mapa ČR. List 23-12 Ledeč nad Sázavou. Měřítko 1 : 50 000. Soubor geologických a účelových map ČR, Český geologický ústav, Praha.

ŠTĚPÁNEK, P. red., KOLLERTOVÁ, O., STRAKA, J. (1995): Geologická mapa ČR. 1 : 50 000. List 12-44 Týnec nad Sázavou. Soubor geologických a účelových map ČR, Český geologický ústav, Praha.

ŠTĚPÁNEK, P., FIŠERA, M. red. (1997): Geologická mapa ČR 1 : 50 000 13-43 Golčův Jeníkov. Měřítko 1 : 50 000. Soubor geologických a účelových map ČR, Český geologický ústav, Praha.

ŠTĚPÁNEK, P. red., HRUBEŠ, M. (1997): Geologická mapa ČR. List 23-21 Havlíčkův Brod. Měřítko 1 : 50 000. Soubor geologických a účelových map ČR. Český geologický ústav, Praha.

ŠTĚRBA, J. (1976): Závěrečná zpráva inženýrskogeologického průzkumu pro PÚP Zruč nad Sázavou. Geoindustria, MS Geofond P 25 110, Praha.

ŠTĚRBA, J. (1979): Závěrečná zpráva inženýrskogeologického průzkumu pro ÚPZ Zruč nad Sázavou, Vlašimská 01 78 5093. Geoindustria, MS Geofond P 27 364, Praha.

ŠTĚRBA, J. (1981): Inženýrskogeologický průzkum pro UPSÚ Týnec nad Sázavou. Geoindustria Praha, MS Geofond P 33 327, Praha.

ŠTĚRBA, J. (1987): Závěrečná zpráva podrobného inženýrskogeologického průzkumu. Zruč nad Sázavou – Sázavan. Geoindustria, MS Geofond P 56 576, Praha.

TOMEČEK, J. (2007): Geomorfologie lokality Skalka v Ondřejovské vrchovině. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 80 s., 8 příl.

TYRÁČEK, J. (2001): Upper Cenozoic fluvial history in the Bohemian Massif. Quaternary International, 79, s. 37–53.

TYRÁČEK, J., WESTAWAY, R., BRIDGLAND, D. (2004): River terraces of the Vltava and Labe (Elbe) system, Czech Republic, and their implications for the uplift history of the Bohemian Massif. Proceedings of the Geologists' Association, 115, s. 101–124.

TYRÁČEK, J., HAVLÍČEK P. (2009): The fluvial record in the Czech Republic. A review in the context of IGCP 518. Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.03.007.

TYŠL, M. (1991): Jawa – hydrogeologický průzkum a návrh sanačního opatření v areálu provozu 03 Mrač. Vodní zdroje Zličín, MS Geofond P 73 561, Praha.

URBÁNEK, L. (1966): Zpráva o kvartérně geologickém výzkumu blanické brázdy (M-33-78-D). Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964, Praha, s. 368–369.

VÁCLAVEK, V. (1970): Výpočet zásob ložiska Domahoř. Surovina: těžené kamenivo drobné, štěrkopísek a písek. MNV Zruč nad Sázavou, MS Geofond FZ 5 077, Praha.

VANÍČKOVÁ, E. (2005): Geomorfologický vývoj údolí Divoké Orlice v oblasti Zemské brány. Magisterská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 192 s., 7 příl.

VANÍČKOVÁ, E. (2007): Geomorfologický vývoj údolí Divoké Orlice v oblasti Zemské brány v Orlických horách. Geografie–Sborník ČGS, 112, č. 4, s. 388–405.

VANÍČKOVÁ, E., KALVODA, J. (2006): Geomorphology of the Divoká Orlice Valley in the Zemská brána Gate area, the Orlické hory Mountains, Czech Republic. Geomorphologia Slovaca, 6, č. 1, Bratislava, s. 36–44.

VILAMOVÁ, O. (1961): Průzkum štěrkopísků Sázava 51 300 42 1960-61. Geologický průzkum Praha, záv. Praha, MS Geofond P 12 570, Praha.

VILÍMOVSKÝ, J. (1973): Závěrečná zpráva inženýrskogeologického průzkumu Sázava – PÚP. Geoindustria Praha, MS Geofond P 24 027, Praha.

VILÍMOVSKÝ, J. (1975): Závěrečná zpráva podrobného inženýrskogeologického průzkumu Sázava nad Sázavou. Geoindustria Praha, MS Geofond V 73124, Praha.

Vodní stavy a odtoky za hydrologický rok 1952 z povodí čs. Labe, Lužické Nisy a Stěnavy. Hydrometeorologický ústav Praha, Praha 1956, s. 57, 60.

VONDRÁK, J., ČEPEK, A. (2001): On the use of the method of combined smoothing to combine EOP data from different techniques. In: Capitaine, N. (ed.): Journées 2000 systèmes de Reference spatio-temporels, Observatoire de Paris, s. 252–259.

VONDRÁK, J., ŠTEFKA, V. (2007): Combined astrometric catalogue EOC – 3. An improved reference frame for longterm Earth rotation studies. Astronomy and Astrophysics, 463, s. 783–788.

WOLF, L., SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Ester-Kaltzeit in Sachsen. Geoprofil, 4, Freiberg, 43 s.

ZÁRUBA-PFEFFERMANN, Q. (1941): Původ štěrků z terasy u Lysolaj a Suchdola. Zprávy Geologického ústavu pro Čechy a Moravu, 17, Praha, s. 298–308.

ZÁRUBA-PFEFFERMANN, Q. (1943): Podélný profil vltavskými terasami mezi Kamýkem a Veltrusy. Rozpravy II. tř. České akademie, 52, č. 9, Praha, 39 s.

ZÁRUBA, Q., BUCHA, V., LOŽEK, V. (1977): Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy. Rozpravy ČSAV, MPV, 87, seš. 4, Academia, Praha, 90 s.

ZÁRUBA, Q., FENCL, J., MYSLIL, V., SCHÜTZNER, J., URBÁNEK, L. (1957): Přehledná mapa půdních poměrů Československé republiky 1 : 75 000. List Kutná Hora (4054). Ústřední ústav geologický, Praha.

ZÁRUBA, Q., RYBÁŘ, J. (1961): Doklady pleistocenní agradace údolí Sázavy. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 66, Praha, s. 23–30.

ŽEBERA, K. (1949): K současnému výzkumu kvartéru v oblasti Českého masivu. Sborník Státního geologického ústavu ČR, 16, Praha, s. 731–781.

Summary: Evolution of the Sázava valley in the late Cenozoic

Contents

Introduction 120
Geomorphological research methods and the course of work in the Sázava catchment 120
Survey and evaluation of performed research and materials used 122
Analysis of the longitudinal profile of the Sázava River 123
Outline of the geological structure of the Sázava valley 124
Brief characteristics of the geomorphological conditions of the Sázava valley 128
Tertiary sediments and Quaternary terraces of the middle and lower Sázava 132
Upper Tertiary evolution of the Sázava valley 149
Correlation of late Cenozoic sediments and the Sázava valley evolution with the Vltava and the Labe terrace stratigraphical system 160
Conclusions 163

Texts to figures 166
Texts to photographs 167

Introduction

The Sázava River occupied an exceptional position among the streams of the Česká vysočina Highlands because of the specific characteristics of its valley evolution and of the course of its river accumulation terraces in its longitudinal profile. This results from the varied geological structure and palaeogeographical history of the whole catchment area. The significant impacts of neotectonic processes and climatic changes conditioned the variable character and intensity of the external geomorphological processes. During study of the late Cenozoic evolution of the Sázava valley, particular attention was paid to: a) the analysis of the down-valley profile of the Sázava, b) the geomorphological conditions of the valley and of the relief of the adjacent landscape, c) geomorphological and geological research on significant localities of fluvial sediments, d) reconstruction of the terrace system in the down-valley profile and, at the same time, to the structure of the corresponding series of transverse profiles, e) cartographical processing of river terraces localities, Neogene sediments and significant occurrences of plateau planation surfaces on the basic topographic maps at a scale of 1:50,000, f) geomorphological evolution of the Sázava valley during the Quaternary, and g) correlation of the Sázava terrace system with those of the Vltava and the Labe, and to their classification into the stratigraphic system of the late Cenozoic.

Geomorphological research methods and the course of work in the Sázava catchment

In a long-term perspective, The Department of Physical Geography and Geoecology at Charles University in Prague, has been working on selected themes with The Centre for Earth Dynamics Research, for many years. The latter maintains geodynamic and astronomic observatories above the Sázava valley in the Ondřejovská vrchovina Highland. Detailed geomorphological research into the late Cenozoic evolution of the Sázava valley was undertaken in the research project MSM 0021620831 "Geographical systems and risk processes in the context of global changes". Geomorphological research in the Sázava valley and selected adjacent areas thus forms part of a range of themes of two long-term scientific programmes. This region was selected because of physical-geographical and geomorphological study for several reasons. Above all, from the geomorphological aspect, the aesthetically beautiful and historically exceptional landscape of the Sázava basin in Central Bohemia is significantly less explored than the regions drained by the Labe and the Vltava. It is also worth mentioning that more than one hundred years ago, an astronomic observatory (Hadrava et al. 1998) was founded in the Ondřejovská vrchovina Highland above the Sázava middle

course. This observatory is one of the leading European centres of scientific research. Observatories of the Astronomical Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic have been connected territorially and through their research themes, with the Geodetic Observatory Pecný. This observatory, founded in 1957, has been an experimental base of the Centre for Earth Dynamics Research since 2000 (Kostelecký et al. 2005a, Kalvoda 2006).

Detailed geomorphological research into the river terrace system and into the evolution of the middle and lower Sázava valley has been going on simultaneously as research into landform evolution in the Ondřejov/Pecný observatories area. The results of geomorphological research into the Sázava basin are also correlated with the evidence on the morphostructural evolution and neotectonics of the central part of the Český masiv Massif (Balatka, Kalvoda 2006, 2008). Integration of findings from geomorphological and geological research in this region, with geophysical and geodetical measurements holds huge research potential for research into the Quaternary geodynamics in the area of an extensive morphotectonical contact of Hercynian, Alpine and Carpathian orogen. Research on the morphostructural record of neotectonic processes and phenomena in the late Cenozoic, and into the climato-morphogenetic processes and landform evolution dynamics in the Quaternary also supports the efforts to evaluate geoecologically the trends in landscape evolution (Drbohlav et al. 2004).

Geomorphological analysis and monitoring of selected geodynamical and climatic-morphogenetical processes and phenomena in the Ondřejovská vrchovina Highland form a substantial part of research into local and regional changes in the natural environment. Long-term geophysical, geodetical and geological measurements and databases have been used during physical-geographical and geomorphological research. Specialised measurements have also been ongoing at the climatic station of the Department of Physical Geography and Geoecology, situated at the Ondřejov/Pecný astronomic and geodynamic observatory. They are mainly aimed at determining the microclimatic and hydrogeological conditions as a part of physical-geographical research into the natural environment of this locality, where geodetical, geophysical and astronomical measurements and experiments have been performed.

Another substantial methodological aspect of the geomorphological research into the Sázava valley evolution consists of qualitative changes in current morphostratigraphical approaches to the studying of natural processes and phenomena during the late Cenozoic, as well as significant progress in knowledge of their chronology and dating (cf. e.g. Gibbard et al. 2004, Tyráček et al. 2004). The results of geomorphological research into the Sázava basin are therefore presented in this monograph both with regard to using the main remains of river terraces sedimentary sequences for radiometric and other dating methods and in correlation with the chronostratigraphical system of the Vltava and Labe terraces.

Survey and evaluation of performed research and materials used

From the point of view of geomorphological research, the Sázava River valley represents a relatively neglected stream in the Bohemian Labe catchment area. The earliest significant opinions on the pre-Quaternary evolution of the Sázava basin, were presented by the founder of Czech geomorphology Daneš (1913), who, among others, introduced the term middle Sázava to the S of the Kouřim region. Puffer (1930) differentiated five terraces in the lowest part of the Sázava course, the stratigraphic classification of which is nevertheless very problematic. The fundamental work on the Sázava terraces and valley and basin evolution was published by Novák (1932b) in a monograph in which he described localities of river terraces (with the exception of the lower course). Novák was thus the first Czech author to introduce modern research methods into river terrace investigations. Later these methods were justified on a theoretical basis by Krejčí (1939) and successfully applied by Záruba-Pfeffermann (1943) in his classical study of the Vltava terraces. Novak's river-terrace localities are not always of fluvial origin, some are denudational plateaux, covered by subangular cobbles and, mainly in the middle course, with sharp-edged, quartz-dominated debris.

The main river terrace localities of the middle and mainly of the lower Sázava were described and classified by Engelmann (1938). Fluvial sediments and river network evolution in the Sázava catchment were also mentioned by Novák (1943) in his monograph on the geomorphology of the Českomoravská vrchovina Highland. Syntheses by Malkovský (1975, 1976, 1979) are also important for the interpretation of the Sázava valley evolution in the Neogene.

Other older literature on the Sázava terraces and valley and basin evolution before 1961 was summarised by Balatka and Sládek (1962), which also provided an assessment and a comparative table of river terraces and localities of late Tertiary sediments. Novák's (1932b) paper was used by Záruba and Rybář (1961) for their work on huge fluvial accumulations in the Sázava middle course in the larger neighbourhood of Zruč nad Sázavou. Terraces of the lower Sázava between Vrabčí Brod and Zbořený Kostelec were studied by Štěpančíková (2003). Above the alluvial plain, she distinguished five levels and related them to the Vltava terrace system (Záruba et al. 1977). Nevertheless the highest surfaces could not be considered as accumulation terraces. They are most likely denudational relics of fluvial sediments, probably moved to lower positions, or occurrences of isolated cobbles of unknown origin.

The present geomorphological research into the Sázava valley evolution was initiated some ten years ago. The following partial or thematically related studies were published from this project: Balatka, Kalvoda (2006); Balatka, Štěpančíková (2006); Balatka (2007); Kalvoda (2007); Balatka, Kalvoda (2008). The principal results and interpretations findings from these studies are used and developed in this synthesis.

Analysis of the longitudinal profile of the Sázava River

The analysis of gradient conditions of the Sázava River level is, together with the structure of the longitudinal profile, of substantial importance for the understanding of the hydrodynamic activity of the stream, mainly during the Pleistocene. The down-valley profile of the stream, as the local erosional base for the tributary-valley evolution, is also used as the base for reconstruction of the course of river terrace localities (Figs 1, 2). The longitudinal profile through the present river was determined using the height measurements of July 28th, 1952, when the Sázava discharge was low.

From the point of view of the course and the shape of the gradient curve, the Sázava course in the reach between Žďár nad Sázavou, and the confluence with the Vltava, can be divided into five segments that largely differ by their gradient:

1. The upper and part of the middle course (to Smrčná), between river kilometres 208.4 and 139.5, in the length of 68.9 km, is characterised by a gradual decrease of gradient, from 6.5 ‰ in Žďár nad Sázavou to 1.28 ‰ above Smrčná. The gradient curve has a markedly concave bowed shape in this section, with an anomaly beneath the confluence of the Sázavka, where a slight diminution and consequently an increase of the level gradient are visible. The generally regular shape of this gradient curve corresponds (together with the water content of the stream) on the relatively homogenous petrographical composition of the rock substrate, where Moldanubic gneisses to migmatites predominate and granites of Moldanubic pluton are scarcer.

2. Between the villages of Smrčná and Vilémovice, between river kilometres 139.5 and 135.4, a prominent flexure of the gradient curve occurs, where in a segment of 4.1 km the river markedly increases its gradient of 5.72 ‰ (Photo 2). This gradient step in the Stvořidla valley, was caused by more resistant granite of the Melechov massif. This granite massif, together with neotectonic uplift, supressed a retrogressive erosion wave progressing against the flow of the Sázava. Active water erosion is also proved by erosional forms on granite blocks in the riverbed (Balatka, Sládek 1977).

3. Downstream from the bend, between Vilémovice (river kilometre 135.4) and Podělusy (river kilometre 17.9), the Sázava has a remarkably regular gradient level in a 117.5 km segment which, even after a substantial increase of discharge of the main river by the water of the Želivka and the Blanice, does not give rise to any significant change. It is remarkable that more resistant rocks in Moldanubic gneisses (amphibolites, hornbland, quartzites and crystallic limestones) have influenced the geomorphological character and the course of the valley more than its gradient conditions. The gradient curve is quite straight and the mean gradient in this long segment is only 0.88 ‰. Slight anomalies of the gradient are due to weirs which change the gradient of the course locally in short segments. Local increases of the gradient are

also seen mainly in the concave parts of valley bends and meanders (in short segments even exceeding 3 ‰, and in other places only up to 0.5 ‰). In a longer segment downstream Ledeč nad Sázavou (4.7 km) there is only a minor increase of the gradient (1.45 ‰). The quite regular gradient curve in this segment corresponds to the theoretical presumption of the so-called stability profile which means that the river there does not either erode or accumulate when discharge is average or slightly above-average. This long segment of the middle course is situated, in reference to the level of the near Vltava, in a markedly hanging position.

4. The second gradient step (bend) is represented by the long-profile in the lower Sázava course between Podělusy and Pikovice. Here in a 12.9 km long segment (between river kilometres 17.9 and 5.0), the river has a mean gradient of 3.90 ‰. This gradient anomaly has been conditioned by retrogressive erosion progressing upstream from the mouth to the Vltava which was retarded by resistant rocks of the Jílové belt and by granitoids of the Central Bohemian pluton. The present fluvial erosion is also documented by occurrences of rock-cut basins in the riverbed near Krhanice (Balatka, Sládek 1977, Photo 16).

5. The last segment of a different level gradient is in the lowest course in a 5.0 km long segment upstream the confluence with the Vltava. The major part of this reach is situated at the end of the high water level of the Vraný water basin, so that the mean gradient of the river level here is only 0.35 ‰. The original level gradient, before construction of the waterworks was on average about 1.0 ‰. In its lowest course, the river passes through less weathering resistant siltstones, slates and greywackes mainly of the Upper Proterozoic Štěchovice group.

Outline of the geological structure of the Sázava valley

Geological evolution of the region

The Sázava valley and its adjacent area are underlain by several geological units of the Český masiv Massif. The main unit is the Bohemian intermontane bloc (Variscan region) in the area of the Vltava-Danube uplands (Moldanubicum). This is the most ancient and stable part of the Český masiv Massif which, with the exception of its northern and south-eastern marginal parts, was not affected by sea transgression from the Early Palaeozoic (Buday et al. 1961). The Moldanubic series of pre-Assynthian or Assynthian age represents a complex of deep metamorphosed and locally strongly migmatised rocks. Another structural unit of the Moldanubicum is the younger complex of granitoid massifs, encircled by bodies of cordieritic gneisses and Variscan migmatites. Three lithostratigraphical units are distinguished in the Moldanubic series (Müller et al. 2002): 1. The varied

Šternberk-Čáslav group contains frequent carbonate, graphitic, quartzitic and volcanic intercalations in paragneisses; 2. A uniform group almost lacking similar intercalations in pelitic sediments (mainly biotic paragneisses); 3. The Podolí complex in the Vlašim region with a large part of migmatites, as well as with para- and orthogneisses. The Moldanubic (Cadomian) folding caused a significant consolidation of the area. This tectogenesis was followed by uplift and a long hiatus during which deep denudation occurred. Therefore, almost the whole Moldanubic area behaves like a structural and geomorphological uplifted area.

Strong uplift occured during the late Cadomian tectogenesis, although it had mainly occured during the early Cadomian tectogenesis. Weaker uplift also occurred in the Early Ordovician and this was followed by a very strong uplift in the Carboniferous. These strong uplift episodes were accompanied by denudation, which was particularly severe during the Early Variscan (Hercynian). The present denudation level was reached as late in the Late Palaeozoic, i.e. in Carboniferous (the Blanice furrow). The Caledonian tectogenesis is represented in the Moldanubicum probably only by fault tectonics, so that the area behaved as an intermontane zone. Marine transgression penetrated the area of the future Central Bohemian Pluton during the Upper Proterozoic and the Lower Palaeozoic. Only islands – denudational relics of the contact transformed Pluton mantle – remained from its sedimentary cover. The original island synclinorium can be considered as the transitory structural link between the Moldanubic and Teplá-Barrandien areas.

During the Variscan period this area was affected by strong deep magmatism which caused faults and overthrusts and frequent Variscan intrusions, together with cordieritic and injection aureols. The central Bohemian Pluton forms a magmatic zone between the Moldanubicum and the Teplá-Barrandien area. In the Asturian Stage at the end of the Variscan tectogenesis the Blanice furrow trough was formed, similarly to a stepped structure of other fault structures of N–S orientation. The presence of granitoid cobbles in sediments of the Český Brod Permian indicates intensive denudation of the thick pluton uppermost layer. During the Upper Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous, the Moldanubic area was dry land, and the Upper Cretaceous transgression affected only the N–E margin of this area. This long period of tectonic stability saw the development of planation surfaces. A mantle of lateritic and kaolinic weathering products was developing up to the beginning of the Oligocene, under warm and in some periods wet climate conditions. Up to the end of the Palaeogene, streams ran through shallow, wide vale-shaped low gradient valleys. During this period that is negligible evidence of deep erosion. Saxonian tectogenesis is represented in the area, together with tectonics, by geomorphological rejuvenation.

The area of the Kutná Hora crystalline complex, covering the N part of the Sázava middle course, is separated from the Moldanubicum by the Rataje tectonic zone. The Kutná Hora crystalline complex differs from the

Moldanubic crystalline complex by its weakes metamorphosis; the main rocks are orthogneisses, paragneisses and mica schists (Müller et al. 2002). The most important tectonic unit in the study area – the Permian-Carboniferous Blanice Furrow – has been strongly affected by denudation, so that its initially continuous sedimentary filling has been preserved, with the exception of that of the Kostelec nad Černými lesy area, mainly in tectonically clinched blocks. The Upper Cretaceous sea probably transgressed to the S of the present middle Sázava valley near the town of Sázava. This transgression entered from the N through a tectonic depression along the Kouřim fault, i.e. E from the uplifted territory of the Permian in the Blanice Furrow.

From the upper Tertiary period onwards, in the middle Sázava catchment (near Zruč nad Sázavou and Ledeč nad Sázavou and near Sázava town) denudation relics of Neogene sediments of limnic-fluvial origin are preserved. These sediments are classified as of Lower Miocene age (Acquitanian – Burdigal, Malkovský 1975, 1979). The geological map of the Czech Republic 1:50,000, sheet 13-31 Říčany (Kodym red. et al. 1993) classifies localities near Sázava Ttown as "relics of fluvial gravels" which are assigned to the Pliocene. In the Quaternary as well, destruction processes are documented over the accumulation. Accumulation forms in this area, besides deluvial sediments, are fluvial sediments of Pleistocene terraces and Holocene floodplains in stream valleys.

Neotectonic movements affected the Sázava basin, especially as folds and arch uplifts, i.e. mostly as joint structures of syncline and anticline type of different amplitudes (Moschelesová 1930). Horst type fault structures do not occur frequently, although some are relatively pronounced (Velký Blaník, Malý Blaník and Melechov). The main fault structure is the pronounced N–S structure of the Kouřim fault, which continues to the S to the Blanice Furrow. It is a Variscan morphostructure, on which movements continued repeatedly during the Upper Cretaceous as well as during the neotectonic period. The neotectonic uplift of the Černokostelecká pahorkatina Upland against the Kouřimská tabule Table has generally exceeded 100 m.

Geological structure of the middle and lower Sázava valley

The Sázava middle course valley in the study area between the neighbourhood of Světlá nad Sázavou and the mouth of the Vlkančický potok Brook, near Pyskočely (between river kilometres 150.0 and 50.0) is excavated into rocks of the Moldanubic crystalline complex. Locally migmatitised (to migmatites) biotitic and sillimanite-biotic paragneisses, predominate there, e.g. near Světlá nad Sázavou. Erlans, crystalline limestones (near Ledeč nad Sázavou), vein granites, etc. are relatively rare. These smaller bodies mostly transect the Sázava valley in a SW–NE direction. Between the mouth of the Blanice and Sázava town (river kilometres 78 to 57.3), there are frequent bodies of homogenous and laminated amphibolites in the Moldanubic gneisses.

These more resistant rocks, mainly homogenous amphibolites, conditioned the formation of the most pronounced Sázava valley meanders.

Between Světlá nad Sázavou (river kilometre 143.2) and the southern neighbourhood of Vilémovice (river kilometre 134.8) the river crosses the Melechov massif which is an outcrop of the central Moldanubic Pluton. This markedly concentric structured massif of Variscan age is deeply rooted (15–17 km) and formed of four basic types of granite: Lipnice, Kouty, Melechov and Stvořidla granites (Procházka, Mlčoch 1998). The river crosses all these granite types, so that the asymmetrically deep, but largely open valley has a trough-like character. From the geomorphological point of view, the main types are the Melechov and the Stvořidla granites which represent the stock of the elliptically-shaped massif. They form the large Melechov ridge (709 m) and condition the segment of an increased level gradient at Stvořidla. In the most resistant fine-grained biotitic-muscovitic granite of the Stvořidla, a pronounced valley bend (nearly a meander) of the Sázava was formed near Bilantova Lhota.

Between Pyskočely and Žampach (river kilometres 50.0–9.8), the Sázava valley is uncised into granitoids of the Central Bohemian Pluton of Variscan age. Granites, granodiorites, tonalities, diorites accompanied by abundant vein rocks (aplites, pegmatites, vein granites, porphyrs, lamprophyres, etc.) are represented there. Between Samechov and Zlenice, the valley cuts through bodies of Proterozoic metabasites comprising amphibolitic slates, basalts and amphibolitic porphyrites (Photo 14). These bodies, together with hornstones, meta-greywackes and meta-conglomerates, form part of the metamorphised islands representing denudational remnants mainly of the Upper Proterozoic. They also to a less extent form part of the Lower-Palaeozoic mantle of the Central Bohemian Pluton (Chocerady, Čerčany, Zbořený Kostelec islands). The island zone also includes the so-called Upper-Proterozoic Jílové belt (Dudek in Mísař et al. 1983), traversed by the Sázava between Žampach and Pikovice (river kilometres 9.8–4.1). They are weakly metamorphosed rhyolites, rhyodacites, andesites, basalts and basaltoids. In these very resistant rocks, the river has formed a closed erosional valley of an almost gorge-like character. The lowest segment of the Sázava valley, downstream of Pikovice to the mouth of the Vltava (4.1 km), is based in the less resistant rocks of the Upper Proterozoic, and that mainly of the Štěchovice and partly also of the Kralupy group (siltstones, slates, greywackes).

Brief characteristics of the geomorphological conditions of the Sázava valley

Basic geomorphological units in the study area

The Sázava River rises as the Stržský potok Brook E from Nová Huť at 757 m a.s.l. This country forms part of the Žďárské vrchy Hills in the Hornosvratecká vrchovina Highland. After its 225 km long course, the Sázava River empties into the Vltava in Davle, where the water level is at 200 m (storage level of the Vrané dam), whereas the original level of the flowing river was at 196 m here. In the period 1931–1960, its average flow at its mouth was 25.5 $m^3.s^{-1}$. In the period 1961–2005, its average flow in Zruč nad Sázavou was 9.4 $m^3.s^{-1}$ and in Nespeky 20.8 $m^3.s^{-1}$. The Sázava drains a catchment area of 4,349 km^2. It flows through four units of the Českomoravská vrchovina Highland: the Hornosvratecká vrchovina Highland, the Křižanovská vrchovina Highland, the Hornosázavská pahorkatina Upland and the Křemešnická vrchovina Highland (Czudek et al. 1972). With the exception of its short source flow, from the Velké Dářko pound to Žďár nad Sázavou, the Sázava follows in a SE direction the course of tectonic depressions in a continuation of the Železné hory fault and of the so-called Dlouhá mez. In Žďár nad Sázavou the river changes its direction suddenly to W to WSW and from here it remains in the same direction to its confluence with the Vltava.

In the segment between Světlá nad Sázavou and the eastern neighbourhood of Ledeč nad Sázavou, the river follows the S off-set of the Hornosázavská pahorkatina Upland, i.e. its subunit the Světelská pahorkatina Upland. The remaining segment of the course to Zruč nad Sázavou (Photo 3, Fig. 3) occurs in the Humpolecká vrchovina Highland, which is a subunit of the Křemešnická vrchovina Highland. The Humpolecká vrchovina Highland is dominated by the huge Mehelník horst bloc, which greatly participated in the evolution of the Sázava valley and the formation of the river terraces.

At Zruč nad Sázavou, the river enters the Středočeská pahorkatina Upland country, in which it remains as far as to its mouth (Sládek in Demek et al. 1987; Balatka, Sládek in Demek, Mackovčin et al. 2006). At first, as far as the Sázava town, the river crosses the marginal N–E part of the Vlašimská pahorkatina Upland unit, across its subunit the Mladovožická pahorkatina Upland. In this area, a longer segment of the Sázava changes the direction of its flow to N–W to N (between the mouth of the Blanice and Sázava town); it follows the direction of the Blanice Furrow tectonic structure and forms the most perfect valley meanders. Downstream of the mouth of the Želivka as far as to the mouth of the Blanice, the Sázava river takes the direction of the Želivka lower flow which is its major tributary. Near Sázava town, the river suddenly changes general direction towards the W (with shorter SW deviations). Near Sázava town, the river enters the relief of the

Benešovská pahorkatina Upland unit. Among the shape-distinctive lower units (districts), the Divišovská vrchovina Highland and the Ondřejovská vrchovina Highland, are worthy of mention. Here the river formed a deep, closed valley, locally of trough-like character. In the segment further down to Kamenný Přívoz, in the lower and flatter relief of the Konopišťská pahorkatina Upland, the valley occurs generally less incised and frequently even has a vale character; locally the valley has a clear two-stage evolution. A deep erosional valley of trough character was deepened by the river on its lowest course (between Kamenný Přívoz and Pikovice) in the hard rocks of the Jílovská vrchovina Highland.

Geomorphological conditions of valley segments and of the adjacent country

Segment from Havlíčkův Brod to Světlá nad Sázavou (river kilometres 164–145): In this part, the Sázava valley is mostly of the middle to shallowly incised into the slightly inclined denudational relief with plateaux inside the valley. It occurs at a relative height of 30–40 m above the floodplain. The highest planation surfaces occur up to 80 m above the floodplain. The valley mostly follows a SE-NW direction and, with the exception of the open valley bends between Havlíčkův Brod and Okrouhlice, its course is straight. The gemorphological conditions of this area were described by Demek (1964). Relatively sharp valley margins delimiting the extent of the Quaternary incision (the so-called erosional effect, Krejčí 1939), are mostly situated at 425 m a.s.l., i.e. 20–35 m above the modern river level.

Segment from Světlá nad Sázavou to Ledeč nad Sázavou (river kilometres 145–129): At the mouth of the Sázavka, the valley changes its direction at first to the SW, then to the W and in Stvořidla (from the river kilometre 136) to the SW. Downstream as far as river kilometre 140, the valley is again moderatedly deepened (35–40 m). Downstream of Smrčná, on the granites of the Melechov massif (Stvořidla), the river with a high level gradient crosses a trough-like valley, which is deepened into the upper parts of the Melechov (709 m) and the Žebrákovský kopec Hill (601 m) by approximately 350 m or 220 m. For this reason, in its transverse profile the valley is markedly asymmetrical (Photo 1). The valley bend at river kilometre 137 was conditioned by an outcrop of more resistant granite of the Stvořidla type. A distinctive valley bend W of Vilémovice was probably caused by occurrence of a more resistant vein granite and quartzite in the paragneisses. The valley has a relatively steep profile with its edge up to 70 m above the river level and, in two stages, it was incised some 115–140 m into the plateaux on Miocene sediments and into the highest planation surfaces.

Segment from Ledeč nad Sázavou to Vlastějovice (river kilometres 129–112): The SE–NW valley is characterised by distinctive valley bends to meanders (near Vlastějovice), the formation of which was probably caused by quartz-

ite and amphibolite intrusions in paragneisses. The steep erosional slopes of the valley bends are up to 60–80 m high. The valley is deepened 110–135 m into plateaux on the Miocene sediments and 150–210 m into the highest planation surfaces. Downstream from Chřenovice, localities of low terraces occur in the convex parts of bends.

Segment from Vlastějovice to mouthing of Želivka (river kilometres 112–99): The generally ESE–WNW orientated valley is characterised by open bends (with the exception of a sharp meander downstream of Zruč nad Sázavou) and locally has a vale-like character (Photo 6). Here the valley incision into plateaux of Neogene sediments and planation surfaces is of 105–150 m. This segment represents the most remarkable part of the Sázava valley from the point of view of its evolution, because only here are there huge accumulations of Middle Pleistocene terraces, and also abandoned valley segments. The largely open valley has the character of a Neogene and Lower Pleistocene valley basin.

Segment from the mouthing of the Želivka to the mouthing of the Blanice (river kilometres 99–79): The valley in this segment follows the direction of the Želivka valley (SE–NW) and is characterized by open bends. These bends have high erosional slopes with rock outcrops and terraces (mainly near Kácov). Higher planation surfaces are up to 140–183 m above the river; the present valley is mostly incised 60–80 m into plateaux surface and relics of the Neogene vale-shaped valley.

Segment from the Blanice mouth to Sázava Town (river kilometres 79–57): The Sázava valley here follows a generally S–N direction, i.e. the direction of the Blanice valley, so that the river adapts itself to the course of the Blanice brázda Furrow. Between Rataje nad Sázavou and the town of Sázava, the most perfect incised meanders of the whole river course were formed, and with 90–140 m high rocky erosional slopes (Fig. 4). The most pronounced meander near Přívlaky has a meander neck about a 200 m wide (Pilecká 1997). The formation of the valley meanders was probably conditioned by the frequent bodies of resistant amphibolites, into which the river was cut. With the exception of the Přívlaky meander, there are no higher river terraces. It shows that the meanders and bends were formed by rapid incision of the original free meanders during a strong erosional period in the Lower and Middle Pleistocene. Here the valley has an erosional character, with a closed transverse profile and small relics of low terraces. Denudational plateaux of reduced dimensions in the proximity of the valley incision are situated 80–110 m above the river, and more distant watershed planation surfaces are situated at 150–180 m above the Sázava.

Segment from Sázava to Týnec nad Sázavou (river kilometres 57–18): In the town of Sázava, the river markedly changes its valley direction from N to W, with only the segment between Zlenice and Poříčí nad Sázavou being orientated towards the SW. The river here has formed open bends with a high curve radius and low terraces within the bends (in the Sázava, near Černé

Budy, Zlenice, Poříčí nad Sázavou, Týnec nad Sázavou). The NE neighbourhood of the town of Sázava contains localities of late Tertiary sediments at altitudes between 387 and 403 m (101 to 118 m above the river) which are situated at the margin of the right erosional slope of the meander. The Sázava-Labe watershed near Čekanov is at a distance of less than 3 km from the river. The valley margin in the observed segment is situated 70 to 85 m in a direct line above the river. The highest planation surfaces occur at 130 to 185 m, their middle level is at 110–120 m and the lowest plateaux are 90 to 100 m above the river. The segment between Sázava and Hvězdonice almost lacks river terraces. Valley margins here on the few straight segments are situated 70 to 90 m above the river.

Segment from Týnec nad Sázavou to the mouthing into the Vltava (river kilometres 18–0): With the exception of the lowest course downstream from Pikovice (about 5 km), this segment has a significantly increased gradient. The valley is accompanied by terraces, mainly of higher levels, formed above the valley incision and indicating a pronounced divergence from the course. The isolated plateau localities are situated 90 to 120 m above the river. The valley incision below the surface of a higher Middle Pleistocene terrace (IIIa) declines from 75 m in the confluence area to 55 m near Kamenný Újezd and to 40 m near Krhanice (Fig. 5). Between Žampach and Pikovice in resistant rocks of the Jílové belt, the Sázava is cut in a closed to gorge-shaped valley with rock walls.

The Sázava valley is characterised by remarkable morphological characters: a) segments with a closed transverse profile follow those with enlarged to vale-like parts; b) striking changes in valley directions are partly conditioned morphostructurally, partly by evolution; c) straight valley segments are rare, the river has mostly a markedly undulated course with frequent incised bends and meanders; d) different resistance of rocks has not manifested in gradient conditions of the present course even in the significantly erosional segments of the long middle course; e) the highest planation surfaces of etchplain and pediplain types are mostly situated at 140–190 m above the river. Lower levels of denudation plateaux of mostly smaller dimensions are situated at relative heights of 90 to 130 m. They are developed at two to three height levels in a pre-Quaternary period with largely opened vale-shape valley depression; f) edges of rare straight valley segments showing the extent of the mostly Middle-Pleistocene erosional downcutting are mostly situated at 60–90 m, in the area of the confluence with the Vltava at 105 m, and at 40 m above the river in the upper part of the course.

Tertiary sediments and Quaternary terraces of the middle and lower Sázava

The results of field geomorphological research and the use of existing manuscript and published materials have enabled a longitudinal profile of the terraces and Neogene sediment localities to be constructed (Fig. 23). They also allow transverse profiles of the river valley (Figs 8–19) and maps of localities of fluvial sediments and of important occurrences of plateau planation surfaces to be drawn (Figs 6a, 6b, 6c, 6d). The longitudinal profile also shows the positions of marked valley margins of straight valley segments. The principal graphic documentation is the long profile of terraces and Neogene sediments, i.e. reconstruction of the course of Quaternary terraces and late Tertiary levels related to the downstream profile of the Sázava level.

This reconstruction method was used for the first time in Czechia specifically for the research into the Sázava terraces by Novák (1932b), but only in written form without graphic annexes. It was used in a complex manner by Záruba-Pfeffermann (1943) and Záruba et al. (1977) for their work on the terraces of the middle and lower Vltava course. The method allowed two levels of Neogene fluvial sediments and seven Quaternary terrace accumulations (levels) along the Sázava course to be distinguished. It also allowed their relation to the Vltava terrace system to be established.

Late Tertiary river and fluvio-lacustrine deposits

Neogene sediments are preserved in two areas of the Sázava segment: 1. in the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou and Zruč nad Sázavou, 2. near the town of Sázava (Figs 6c, 6d). These sediments are classified as Neogene based on their relative height above the valley floor and because the sediments differ in form from Quaternary terrace aggradations.

On the Sázava-Želivka interfluve, i.e. between the NW foot of the extensive Melechov ridge (709 m) and the confluence of both rivers, several Neogene fluvio-lacustrine sediment localities (Figs 9, 10) have been preserved. This is a lower large planation surface, the height of which is locally linked to those of Neogene sediments. Elsewhere it is slightly higher. The planation surface in the watershed area slightly decreases from SE to NW, from 470–486 m to 390–400 m at the confluence of both rivers. The Neogene deposits are probably denuded relics of an originally larger fluvio-lacustrine basin. This system formed a shallow tectonic depression stepwise incised into the neighbouring higher ground. The present planation surface, which almost lacks elevations such as knobs and outliers (an exception is Luha 498 m near Nová Ves u Dolních Kralovic), is probably of Upper Miocene age. Tertiary sediments are covered by up to 2 m thick sandy-clayey loams almost everywhere.

The most SE situated outlier of Neogene sediments is near Bojiště the highest surface of which is at 486 m (135 m above the Sázava level near

Ledeč nad Sázavou). The locality is aligned from SW to NE and probably represents the remnant of the filling of the Želivka bed orientated towards the Sázava (Fig. 7). Deposits are formed of loamy to clayey sands with gravels and gravely sands with isolated small intercalations of light grey sandy clays. These Neogene sediments were found as the filling of a shallow basin (bed) of a thickness of 2.2–12.4 m with their base at 471–481 m.

The locality, situated N of Kožlí, is cut in a S–N direct through the Sázava-Želivka watershed. It is a filled by a bed (Želivka?) 200–400 m wide with its surface at 452–466 m and with a paragneiss underlayer at 442–451 m. The thickness of loamy and clayey sands with gravels and clay (at the base of loamy and clayey gravels) reaches a maximum of 10–14 m in borings (Král 1971c). In the E neighbourhood of the locality there is a higher planation surface at 480 m. Near Přemelovsko with its surface at 448–467 m the locality has a low stratum (1 m) of clayey-sandy loam in its basal part (Rybařík 1968), but no borings were undertaken in the higher surface. Conversely, a boring that reached the base of loamy sands and sandy clays 6.5 m thick was confirmed at the Zahájí locality at the 443 m spot height (surface at 449.5 m, Rybařík 1968).

The most extensive occurrence of Neogene sediments NE of Všebořice, where the surface at 428–452 m, was confirmed by a boring here 2.7 m thick loamy sands with quartz cobbles and underlying sandy clays resting on paragneiss eluvium at 435.3 m was found (Rybařík 1968). A smaller locality above the left erosional slope of the Sázava valley bend SW, from the Chřenovice railway station shows a 2.3 m thick cover of sandy loams with cobbles and of sandy-clayey gravels at its base at 442.2 m. An elongated narrow ridge locality near Čejtice and Onšovec is covered by only 2.0–3.5 m thick sandy-clayey loams with cobbles and loamy-sandy gravels with their bases at 433–437 m and their surface at 435.0–440.5 m.

Between Havlíčkův Brod and Světlá nad Sázavou, there several localities of sandy clays and loamy sands with quartz cobbles 1–2 m thick were distinguished and classified as Neogene (Hrubeš 1995). They occur 70–80 m above the river. These deposits are mainly the occurrences at the Vadínský kopec Hill (470 m), near Nová Ves u Světlé nad Sázavou (471 m) and S from Závidkovice (467 m), considered by Novák (1932b) as river terraces.

Another region with relics of Neogene fluvial-lacustrine sediments is NE of Sázava in the greater area of the Sázava-Labe watershed (Photo 11, Fig. 14). Here, sands and gravelly sands of unknown thickness (probably up to 10 m) have a surface covered by loess loams, situated mostly at 397–403 m (near Radvanice, Újezdec, Chrastná), i.e. 112–118 m above the Sázava level close by. They probably represent denudational relics of deposits of the so-called Nechybská řeka River which flowed in the direction of the Blanice (and the Blanice Furrow) through a tectonic depression in an outcrop of Upper Cretaceous sediments to the N on the Kouřimská tabule Table during the Neogene. From here it flowed to the area of the

present Labe (Polabí) Basin (Daneš 1913, Novák 1932b). Malkovský (1975, 1979) has a different opinion on the direction of drainage. He assumes that these are sediments of a Lower Miocene north-side affluent of the Neogene Sázava.

The stratigraphical classification of the locality between Radvanice and Nechyba is problematic because it is here slightly inclined to the S, i.e. to the edge of a steep erosional slope of a Sázava meander. The surface of this plateau (374–387 m a.s.l., or 88–101 m above the river) is overlain by a thin stratum of subangular cobbles and quartz debris and occasionally also of granite. On the N part of the plateau, there are local outcrops of yellowish grey to rust-coloured clays with fragments of quartz; this is probably a fossil (?) weathered amphibolite rock. Further to the N, the sediments are buried by a layer of loess loam of 5–6 m thick near the former Radvanice claypit. Based on its considerable relative height, the character of sediments and the position in the longitudinal profile, this occurrence can be considered as Neogene level B. This probably corresponds to Sloup sediments, or to the lower level of the Zdiby stage on the Vltava.

The morphostructural depression E of the slope on the Kouřim fault with relics of Bílá Hora and Peruc Upper Cretaceous groups of strata is inclined towards the N and crossed by the Vavřinec Brook. Fluvial sandy gravels at the N margin of Kouřim present at about 12 km from the Neogene sediments in the Sázava-Labe watershed, are classified as Middle Pleistocene on the geological map 1 : 50,000, sheet 13-31 Říčany. Further to the N, older aggradations of the Kouřimka link to an extensive locality of the Labe terrace IIIa sediments on the Kouřimská tabule Table. These sediments correspond stratigraphically to the Mindel 1 stage of Balatka et al. (1966).

No definite pre-Quaternary deposits have been found in the river valley in the area from the Neogene localities near the town of Sázava to the confluence with the Vltava river. During borings and excavations made for the construction of Želivka feeder canal and of a water reservoir near Jesenice, Neogene fluvial sediments were found in the 1960s in a remarkable position on the watershed between the Zahořanský potok Brook and the Botič, i.e. not far from the Sázava-Vltava watershed. Between Horní Jirčany and Jesenice, sands and clayey sands with gravels and clay layers were found. The sediments reached a thickness of more than 30 m and up to 450 m wide and in 40 m deep beds (Lochmann, Juranka 1968, in Kleček et al. 2001). The planation surface with a thick covering of loess and slope sediments is situated mostly at 350–380 m a.s.l., i.e. 145–175 m above the Sázava level at 11–12 km from Luka pod Medníkem.

Close to the confluence of the Sázava and the Vltava there are the classical localities of Central Bohemian Neogene sediments near Sloup (surface at 320 m) and near Klínec (363 m). The sediments near Klínec at the Vltava-Berounka watershed were assigned on the basis of palaeobotanical evidence to the Lower Miocene (Mašek et al. 1984).

Denudational relics of Neogene (probably mostly Miocene) sediments are found in two areas of a depressed planation surface, i.e. in morphostructural depressions of the Sázava-Želivka interfluve and the Sázava-Labe watershed. They both represent relics of accumulation fillings of old riverbeds and denudation relics of regional cover. They are fluvial to fluvial-lacustrine deposits, about 10 m thick, situated clearly above the Quaternary valley which cuts through their surface at 110–135 m above the river (prevailing level A). Their current occurrences indicate either that the Sázava drained from the town of the same name to the N (according to Novák 1932b) or, according to Malkovský (1975, 1979), they represent Neogene drainage towards the W, i.e. in the direction of the present flow. Different absolute heights of Neogene localities in the Sázava-Želivka interfluve (to an extent of about 20 m) may show, if the sediments are of the same age, evidence of slight tectonic disruption.

Localities situated lower down the valley side, near the Sázava and upstream of the Sázava confluence with the Blanice, belong to the present directed drainage, i.e. to the W. They are therefore of Pliocene age. According to the new chronostratigraphical scheme (Tables 2 and 3), they may indeed already be already Early Pleistocene sediments (see also Kodym et al. 1993, Müller et al. 1993). Neogene sediments near Jesenice which are near the Sázava-Vltava watershed may be relics of the drainage of the lower Sázava catchment to the N. Considerable uplift above the Sázava level, reaching as much as 175 m, could possibly be explained by a slight anticlinal folding of the ground of the present watershed above the syncline depression in the place of the Sázava valley. This confirms the opinion of Moschelesová (1930).

Quaternary terraces and fluvial sediments

Genesis, structure and distribution of terraces

Reconstruction of terrace localities in the long profile has enabled the determination of the terrace system and allowed then to be equated to those of the Vltava system. The Sázava system includes seven terrace accumulations that correspond to analogous levels of the main river, the Vltava (Fig. 23). Based on the distribution of the localities of individual terrace fragments and according to their form, the Sázava valley has several specific features in the observed segment. Regarding its structure, i.e. the organisation of terraces in the long and transverse profiles, the Sázava valley can be divided into five different segments, the differences of which are conditioned by the valley evolution under different morphostructural and morphogenetic conditions:

1. The uppermost segment to Stvořidla, i.e. to the entry into the Melechov trough (river kilometres 165–140) has only rare terrace remnants of small size, with their surfaces mostly up to 15 m, exceptionally up to 30 m, above the river level.

2. The segment in the granites of the Melechov massif in Stvořidla (river kilometres 140–135) represents an erosional trough-like valley that lacks river terraces.
3. The segment from Stvořidla approximately to Kácov (river kilometres 135–85) is, from the point of view of the terrace system and of the valley evolution, the most important part of the Sázava valley. Here have exceptionally thick terrace accumulation (up to 25 m) been formed and substantial flow removals occurred. Isolated occurrences of the highest terraces are situated at about 60 m above the river level.
4. The segment Kácov – Týnec nad Sázavou (river kilometres 85–20) with few terrace remnants mostly of lower spreads up to 20 m of relative height preserved as a rule in convex parts (cores) of valley bends. In longer segments, terrace relics have not been recorded, with the exception of morphologically in distinct low above-floodplain terrace level.
5. The segment Týnec nad Sázavou – mouthing into the Vltava (river kilometres 20–0) corresponding, with the exception of a short length above the confluence, to the low gradient step, mainly higher terraces above the valley have developed. Here terrace spreads which can be linked to the terraces of the main water stream (Vltava).

Regarding the distribution and area expansion of the terrace steps, the following facts are worthy of note:

a) The oldest, mostly higher Middle Pleistocene terraces are preserved only sporadically in limited occurrences, and they occur above the edges of the incised valley.
b) Accumulation terrace covers are mostly thin, as a rule they do not exceed 5 m, and at many localities but at mainly those at higher levels, they are denudation relics of initially thicker terrace sediments. Here they comprise plateaux with gravels mostly of minor thickness (1–2 m), which became eventually only with dispersed cobbles, often only partially rounded (half rounded cobbles, Novák 1932b). The thick accumulations of terrace III in the middle course near Zruč nad Sázavou are exceptional.
c) The degree of rounding of gravels is mostly minor to middle. Therefore, especially at higher levels, the subangular gravels are significantly predominate over the more perfectly rounded clasts. There are also, mainly in abandoned segments, frequent sharp-edged fragments and boulders, eventually slightly rounded gravels with traces of aeolian corrasion in thicker terrace accumulations.
d) Contrary to other Czech rivers (e.g. Berounka, cf. Balatka, Loučková 1992), terrace localities are mostly not represented geomorphologically and only rarely occur in marked topographic steps. Indeed, practically nowhere do terraces follow the Sázava river in direct segments (so-called lateral terraces), they are developed mainly on the convex parts of bends and meanders (so-called meander terraces). In the lateral

form, higher terrace levels occur only in the Sázava lowest course. In other places this form is occasionally found in the lowest above-floodplain step.

e) Fluvial accumulations of unusual thickness occur in the middle course of the Sázava (in the area around Zruč nad Sázavou) only rarely form morphologically marked steps. They are mostly of fillings of abandoned valley segments preserved because of the relocation of the bed to the present valley.

Analysis of localities of individual terrace levels

The reconstruction method adopted allows a graphic expression of the long profile of terraces and in transverse valley profiles. This helps recognition of a terrace system comprising seven levels including, on the one hand independent terraces, and on the other hand (to a limited extent) groups of terraces (Figs 6a, 6b, 6c, 6d). The terraces are differentiated using Roman numerals I to VII, where level I is the oldest and the level VII the youngest. Small letters a, b express appurtenance to a group, i.e. a is higher level, b lower level of either independent or combined (erosion-accumulation) genesis.

Group I terraces

The eroded remnant of river gravels at Světlá nad Sázavou (near cemetery) at about 420 m a.s.l. (32 m above the Sázava level, Hrubeš 1995) probably belongs to the oldest Pleistocene terrace above the Smrčno trough. Isolated higher-situated localities with subangular cobbles, together with prevailing debris are mentioned by Novák (1932b) as terraces near Závidkovice and Vadín at 467–470 m (70–75 m above the river) but they are now considered as to be of Neogene age (Hrubeš 1995). The reason for this time classification, besides the relative high altitude, is also the character of the sediments, which are clayey and loamy sands with quartz peebles.

Sázava terrace Ia, which is overlain by accumulation cover, was confirmed in several borings on the left bank of the Sázava river near Střechov (Passer 1967b), e.g. in the bend of the Brno highway from a NE to the SE direction (Photo 8). The surface of clayey sands with gravels is situated at 378 m (62 m above the river level), its base (eluvium of paragneiss) was not found even at a depth of 7 m, but is presumed to occur at 370 m a.s.l. This distinctive locality gives the highest terrace level its name, the Střechov unit (Ia, Fig. 12).

Occurrences of terrace I are only preserved sporadically, so that the long profile course of this terrace in the Sázava valley cannot be reliably reconstructed. Besides localities with a 5–8 m thick accumulation cover, only denudation relics with poorly rounded gravels are preserved. The occurrences at the highest level (level Ia), i.e. with their surfaces at about 60 m above the

river, can be linked to the Vltava Lysolaje Terrace Ia, or IA (Záruba-Pfeffermann 1943, Záruba et al. 1977). Besides this level in the Sázava valley, there are lower mainly denudation relics (at 47–52 m of relative height) probably corresponding to the Suchdol Terrace of the Vltava (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, or terrace IB, Záruba et al. 1977).

Terrace II (Český Šternberk)

This terrace level has been preserved relatively rarely in the Sázava valley, and even then only in limited areas. The most upstream occurrence of terrace II is a small plateau above the railway station, SW of Vilémovice. This is an eroded relic with its surface at about 35 m above the river level. Frequent gravels mostly to up to 10 cm in diameter descend down a mild slope to a relative height of 28–30 m above the river. The deposits are probably not thicker than 2–3 m. Another locality of terrace II is a pronounced plateau with cobbles on the right Sázava bank SE of Ledeč nad Sázavou, S from the road to Ostrov. Its surface, at 386 m a.s.l. (35 m above the Sázava level), is covered by frequent gravels up to 15 cm in diameter, composed of quartz, quartzites, granites and gneisses with obvious traces of aeolian corrasion.

The most important locality for terrace II is preserved within an open valley bend of the Sázava 1 km NE of Český Šternberk (Fig. 13). Here dark rusty brown gravelly sands, with small pebble and coarse-grained clayey sands, are chaotically deposited and strongly cemented. Besides quartzes, poorly rounded cobbles by crystalline complex rocks (mainly paragneisses) of a relatively fresh aspect often also occur. In the lower part of the hollow the sediments are uncemented and little weathered. A very slightly inclined small plateau with its surface at 338–340 m a.s.l. overlain by a thin layer of deluvial deposits is situated 37–39 m above the Sázava level. The lowest occurrence of the terrace sediments at 323 m a.s.l. are 22 m above the river.

Terrace II has been reconstructed only in the segment between the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou and Hvězdonice on the basis of several localities in the Sázava valley. Some are rather denudational plateaux, other denudation relics of former accumulations, so that they indicate the position of the terrace-sediment base. Sporadically preserved river sediments are present and reach 15 m thick. The surface of the terrace parallels the river course, and occurs at relative heights of 35 m near Vilémovice and 37–39 m near Český Šternberk. The Sázava terrace described corresponds to the Vltava Pankrác Terrace, i.e. to level Ib (Záruba-Pfeffermann 1943), or level II (Záruba et al. 1977). Its surface in the confluence area is situated 87 m above the original (undammed) level. However, the genetic relationship of the Sázava terrace to the Vltava terrace IIIA (Kralupy) cannot be excluded, mainly because of thea small height distance from the next lower terrace (IIIa).

Terrace group III

Based on the thickness of its sediments, terrace group III represents, in the genesis and evolution of the valley, the most important link in the Sázava terrace system. Its origin and structure were largely influenced by a pronounced step in the river gradient in the area of the Melechov granite massif downstream of Světlá nad Sázavou. This step was formed during a strong erosional event that followed accumulation of of terrace II, when the river had deepened its bed in its middle course by about 35 m (Fig. 2). The front of the regressional erosion progressing upstream was retained by the huge uplifting barrier of the granite massif mentioned above. Therefore a thick accumulation of fluvial sediments occurred in the downstream segment of the Melechov step. After reaching the highest level of sediments (of the terrace surface) the river had practically compensated for this gradient step change. Therefore, following the end of the accumulation stage, the river gradient again approached an equilibrium profile. These great sediment thicknesses of terrace III, and the Sázava valley evolution, are a quite exceptional phenomenon (Fig. 3). They comprise the erosional-denudational upland to highland relief of the moldanubic crystalline complex. This is without parallel in any other Czech river under similar geological and geomorphological conditions.

Thick accumulations of terrace III aggradation have been preserved thanks to the fact that the river, after having reached the highest aggradation level, had progressively transferred its course to its present direction. This ensured that the accumulation fillings of abandoned valleys remained unaffected by younger erosion of the river. Such a situation can only be found, however, in Bohemia in the territory of the Česká tabule Table or of the Tertiary Mostecká pánev Basin, and exceptionally in the Pražská plošina Plateau near Libčice nad Vltavou.

The first locality of terrace IIIa (Chabeřice) is situated on the right bank of the Sázava, 2 km SE of Ledeč nad Sázavou (river kilometre 131). Here a small plateau at the slope edge at 375–380 m a.s.l. (24–29 m above the river level) is covered by gravels up to 15 cm a diameter, mostly of quartz and quartzite, with less granite and gneiss. Here poorly rounded gravels have mainly been rounded with imperfect edges by wind activity. In a 2.5 m deep excavation, clayey sands with tiny layers of gravel, with occasional small cobbles, were discovered.

Very thick accumulations of terrace III aggradations have been preserved in the Březina W from Vlastějovice segment and the NW neighbourhood of the Želivka mouth, i.e. between river kilometres 112 and 97. The plateau with quartz and gneiss gravels on the right river bank NW of Březina reaches 360.5 m (military topographical map 1:25,000), or at 363 m (basic map 1:10,000), i.e. 30 or 32.5 m above the river level. A remarkable locality where sediments of terrace III occur on the river's left bank, E of the rail-

way station at Horka nad Sázavou (Fig. 11). In borings, terrace sediments 15–16.5 m thick were found, the surface of which occurs at 345 m and their base is at 335–327 m (Rybařík 1968). These surfaces correspond to terrace III situated at 22–17 m above the original (undammed) river level. This accumulation comprised medium coarsed to coarse-grained sands (slightly loamy in the upper parts) with a low content of small quartz, paragneiss and granite cobbles (in the lower position where gravel was more frequent). At its base a 1.3 m thick position of medium coarse to coarse sandy gravels overlaid paragneiss and amphibolite (Rybařík 1968).

The thick sediments near the Horka nad Sázavou railway station filled the former bow-shaped riverbed (furrow) reaching a width of up to 150 m. This is curved towards the NE. In the transverse profile, the riverbed was visibly asymmetrical, with a steep right concussion slope inclined up to 60° and with the lowest position of the base at its foothill. The sedimentary filling of the bed has been largely preserved, because the bed from the time of terrace III was separated from the younger valley (including the present one) by a ridge partition formed of resistant amphibolite and paragneiss. This occurrence of Pleistocene sediments represents the remnant of a thick terrace accumulation that abuts a steep right valley slope (greater than 60°), and that in the W, in the place of the erosional slope of the former river bend orientated in a curve to the S.

Another locality important for the genesis and reconstruction of the terrace system is situated on the left bank of the Sázava near the settlement of Buda (Fig. 11). This is a very short section of abandoned valley of the Pleistocene Sázava, separated from the present valley by the amphibolite monadnock of Horka (363 m). A visibly lowered former surface of fluvial sediments (344–350 m) corresponds to that of terrace III (Buda). Here the surface of the terrace sediments is mostly at 345–348 m (the lowest being 339 m, the highest 350.5 m), its base (on weathered paragneisses and amphibolite) is found in the lowest position at 327–330 m and in a higher level at 340–344 m. The original undammed level of the Sázava is situated here at 327 m a.s.l. The terrace sediments here are formed mostly by sands (65–81 %), less by gravels (16–30 %), clays and silts form 3–5 % of the mass of the sediment. These sands are composed mainly of quartz grains, rock debris, feldspar and mica. Moreover, at the base of these sediments a position of middle coarse to coarse sandy gravel was found. The maximum thickness of sediments, determined from borings, was 17–20.5 m (Photo 4).

The best recorded locality of the terrace III sediments is the abandoned valley segment on the left riverbank S of Zruč nad Sázavou near the farm of Domahoř (Fig. 12). Here a geomorphological position of this site: a fossil depression less than 1 km long and 200–300 m wide, follows in a curved course a steep erosional slope of the Sázava valley bend. The abandoned valley is separated from the valley slope by a narrow paragneiss ridge, covered only locally by a thin layer of terrace sediments. Several decades ago, the

deposits filling the Domahoř abandoned valley were almost entirely mined to the ground-water level, so that from the time of the beginning of the accumulation stage of the terrace the old valley has appeared (Fig. 3).

The lowest positions of the gneiss substrate beneath the terrace sediments were discovered using borings (Rybařík 1968) at 329.75 and 329 m (4–5 m above the Sázava level). These heights occur in pronounced depression 50–70 m wide and 5–7 m deep, excavated into a higher level at 335–337 m. This furrow follows the left erosional slope of an abandoned valley limiting also the buried re-deepened furrows. From the lowest places of this re-deepened bed the base of the terrace rises continually in the opposite direction, i.e. towards the margin of the left slope of the Sázava valley. The surface of terrace aggradations was situated at a maximum along the 356 m contour line, and it was covered along the left slope by a slope of sandy loams up to 8 m thick. In the highest position (365.2 m) 15.8 m thick sands lay at 349.4 m a.s.l. on granite eluvium was recorded (Král 1969, Václavek 1970). They probably form relics of terrace II aggradations; at the level of the maximum accumulation terrace, sand has reached the level of the present narrow gneiss ridge on the left slope of the Sázava valley. It can, however, be presumed that the former gneiss relief was significantly higher and situated more to the NE from today's abandoned valley. Here a small valley of a right affluent of the Sázava used to be situated, into which this river had transferred initially from the Domahoř valley (from the level of the terrace IIIa surface). Later, at the time of formation of terrace IIIb, the Sázava left the valley near Buda. During formation of the bend SE of Zruč nad Sázavou the left erosional slope was shifted to its present position left of the abandoned Domahoř valley. This hypothesis of a two-stage relocation of the Sázava flow in the Horka – Domahoř segment is also supported by the height position of the original filling of the abandoned valley. The later is situated 300 m to the W from the former Domahoř farm, nearly at the same level of the maximum accumulation, i.e. at 356 m a.s.l.

Terrace sediments of the Domahoř valley were formed, according to sedimentological analyses, mostly by sands representing about 60–80 % of the total mass of deposits, by gravels 13 %, clays and silts 7 %. Medium-coarse sands (64 %) predominated over the coarse-grained (10 %) and fine ones (6 %). They were composed mostly of quartz (44–83 %), mica, feldspars and granites. The sandy gravels are mostly composed of quartz (38–52 %) and gneisses (37–45 %), granites (5–16 %), feldspars (2–5 %), ironstones, pegmatites and amphibolites (Rybář 1958, Král 1969, Hušner 1970, Václavek 1970). The greatest thickness of the terrace deposits is 28.7 m, with their surface at 358.45 m and their base at 329.75 m.

Both levels of the terrace group III are preserved on the left riverbank near the eastern margin of Zruč nad Sázavou (Photo 5). These terrace sediments were penetrated by numerous borings (Štěrba 1976): terrace IIIa has its maximally surface on the plateau at the spot height of 355 m, and its

reduced surface in a built-up area in the NW neighbourhood is situated at 340–346 m (terrace IIIb). At up to 14 m thick, mostly medium-grained sands (locally clayey) with gravel, at the bottom with coarser gravels, rest on paragneiss at a maximum height of 330–332 m. Part of the erosional slope of the old valley bend has been preserved in the N part of the locality.

The most extensive and geomorphologically most pronounced segment of the abandoned Sázava valley is a depression near Chabeřice, NE of the present valley between river kilometres 100 and 94 (Photo 7, Fig. 12). This depression, through which a railway passes, is separated from the present Sázava valley near the mouth of the Želivka (river kilometre 98.9) by gneiss ridges with summits reaching 375 m and 381 m, and with steep rock slopes falling to the Sázava floodplain. The abandoned valley has a significantly straighter and shorter course (3 km long) than the present Sázava course (6 km). Whereas the SE part of the abandoned valley is relatively little affected by younger destruction, its middle and NW segments have been strongly transformed by the erosion of two brooks, especially near Čížov and Holšice. The valley watershed near the Chabeřice railway station at 347 m (28 m above the Sázava level) is situated in a slightly reduced position, against the presumed surface of a terrace IIIa. The highest recorded position of these sediments was 350–351.5 m W of Chabeřice, and their greatest thickness is 25.7 m. The paragneiss substrate beneath the river deposits was found at 322–325 m (i.e. 3–6 m above the Sázava level, Kůta 1956), in the SE part of the locality between Čížov and Chabeřice. The base of sediments is asymmetrical in the transverse profile and its lowest places follow the concave part of the re-deepened depression. The coarse-grained clayey sands contain layers of gravelly sands with cobbles (mostly subangular) and debris of quartz, quartzite, paragneiss, granite, aplite and pegmatite and occassionally amphibolite. The gravels are generally 4–8 cm in diameter, but reach a maximum of 12–15 cm. The large quartz and quartzite cobbles had rounded edges.

The valley watershed NW of Čížov at 340–341 m (23–24 m above the Sázava level), corresponds to the surface of terrace IIIb. The transverse profile of the Chabeřice valley is shaped as an open vale depression deepened 30–50 m into the level of pronounced plateaux (relics of valley pediment?) in the N neighbourhood (380–400 m). These plateaux are situated slightly above the presumed surface of the oldest Quaternary terrace (I) that probably originated at the end of the Pliocene, i.e. before the deepening of the Sázava valley. The undulated surface of the watershed ridge is situated at 450–470 m and has partial elevations and relics of an older planation surface. The gneiss ridges, separating the Chabeřice valley from the present Sázava valley at 360–381 m, are situated only some 20–30 m above the abandoned valley.

At the level of the terrace IIIa surface, fluvial sediments were found near the SW margin of Kácov (Čihák, Šilhan 1988) where their surface was at

341 m (29 m above the Sázava level) and their base was at 338.5 m, or lower than 336 m (Photo 10). Between Kácov and the town of Sázava, the river flows through a deep valley with numerous bends and meanders. In this 29 km long reach (between river kilometres 85 and 56), no terrace III localities were found, nor in the convex parts of valley bends and meanders. Only in the core of a huge valley meander in which the town of Sázava is situated, the river changes its direction from generally N to continuously W. Here a small locality of terrace IIIb, E of the railway station with its surface at 305–306 m (31–32 m above the river level), and its base at 297 m, was recorded. This surface is covered by up to 8 m thick loamy sands with tiny cobbles and gneiss debris.

Sediments of terrace IIIa were found by borings on the left Sázava bank near Hvězdonice, ESE of the railway station (Passer 1967b), where their surface is at 306–307 m (32–33 m above the river). A reduced surface at 303–305 m, with its base at 300 m, corresponds to terrace IIIb. Fine-grained (at the base medium-grained) sands with gravel (2–5 cm, at the base 10–25 cm) were found in borings there. Imperfectly rounded cobbles in this sediment were formed mostly of quartz, less of granite, pegmatite and metabasites.

Another important locality of terrace IIIa is a plateau near Kamenný Újezdec, between river kilometres 13.0 and 11.0 (Fig. 17). Here, its surface is covered by frequent gravels and it slightly rises to the NW from 274 m up to 280 m (55 m above the river). Sandy gravels overlie deluvial sandy loams at a gradient of 3–5° up to the 290 m contour. The Kamenný Újezdec Terrace is situated above the valley cutting in the segment where the Sázava level gradient increases.

Regarding smaller localities of terrace sediments, only small relics near Krhanice with their surface at 283–284 m a.s.l., i.e. at 41–42 m of relative height, are situated at the level of terraces IIIa and IIIb. After an interruption in the trough-shaped valley below the Medník (416 m), terrace IIIa is developed in eroded relics above the edge of the steep right bank from Pikovice down to the confluence with the Vltava. Small plateaux between gorges above Petrov u Prahy railway station have their surface at 275 m (74 m above the undammed level) and their sandy gravels are mostly 2–3 m thick. Only NW of the railway station do they appear at 265 m a.s.l. on the valley slope underlain by Proterozoic slates.

A markedly denuded locality of terrace gravels of terrace III about 1 km E of the Sázava mouth is situated at 268–273 m and its N continuation along the road from Sázava town to Petrov has its surface at 272 m (76 m above the original undammed level) and its base at about 269 m. The gravels (up to 20 cm in diameter) are composed mainly of quartz, granitoids and rocks of the Jílové belt; on the surface, also frequent debris of underlying slates locally appear. The relief above the valley edge with occurrences of terrace IIIa is a valley pediment with a markedly concave slope below the hills W of

Petrov (Photo 17). These localities of the Sázava terrace IIIa are related near the Vltava to the Kralupy Terrace (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, or IIIA, Záruba et al. 1977).

In the Sázava valley downstream of the Smrčno gradient step, extraordinarily thick accumulations of sediments of terrace IIIa were formed (Chabeřice, up to 25 m). Here their entire thickness is preserved in shorter abandoned valley segments as a result of relocation of the bed in the highest level of accumulation. In aggradations of this Chabeřice Terrace, a lower or intercalated terrace IIIb (Budy) was formed, with its surface about 8 m lower than that of the main terrace (about 30 m above the river level). Development of this terrace is causally related to the existence of the gradient step in the Melechov massif. This caused a huge aggradation (Záruba, Rybář 1961). This exceptional geomorphological phenomenon might also have been caused by tectonic depression in a larger area of the main localities of Neogene sediments of the Sázava catchment area.

The predominant sandy deposits of the Chabeřice Terrace indicate normal gradient conditions during the terrace sedimentation. An exception is the beginning of the accumulation, when a higher bed gradient at the terrace base caused accumulation of coarser gravels. No thicker deposits of terrace III were recorded either in the 15 km long segment downstream from the Stvořidla trough or in the nearly 100 km long segment of the middle and lower Sázava course. The surface of terrace IIIa is related to the surface of the Kralupy Terrace (Ib, or IIIA) in the Vltava valley and its base could, by its position, correspond to the underlayer of the Vltava terrace Karlovo náměstí – IIIb (Záruba, Rybář 1961). In comparison with lower Vltava terraces, the deposits of the Chabeřice Terrace are much more weathered, i.e. they are very probably older.

In the lower, most Sázava course, a terrace III is preserved above the valley cutting in the segment of the increased level gradient. The surface of step IIIa largely diverges downstream from about 30 m at the beginning of the gradient step to 75 m in the confluence area. Whereas the surface of the terrace shows a regular and slight gradient, its base at the lower course probably had an increased gradient which has been levelled by the accumulation progressing from the Vltava valley. Presumably the accumulation of sediments filled the pre-deepened trough to greatest thicknesses at the site of the present valley and that this filling was removed during the subsequent erosional stage.

In the confluence area, the Sázava Terrace IIIa progressively merges into the Kralupy Terrace of the Vltava (Ib, Záruba-Pfeffermann 1943, IIIA, Záruba et al. 1977). The only occurrence of a Sázava terrace IIIb, with a thick cover of sediments at the confluence with the Vltava, is classified in the Vltava terrace system as the Vinohrady Terrace (IIa, Záruba-Pfeffermann 1943 or IIIB, Záruba et al. 1977). At several localities of the Vltava terrace system (including the Berounka) and the Labe an unified accumulation of

both these terraces has been demonstrated, i.e. similarly as in the middle Sázava course.

Terrace IV (Týnec)

Terrace IV developments in the Sázava valley cutting are distinguished in isolated relics in the reach between the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou and Kamenný Přívoz (between river kilometres 125 and 12). The first occurrence of this terrace is a degraded remnant of gravels in the core of a meander bend, situated 3 km WNW of Ledeč nad Sázavou. Here its surface is at about 12 m above the river level. A marked locality of terrace IV occurs in Kácov, where it forms, as a narrow plateau, the core of the old settlement and a part of the more recently built-up area, extending from the square to the cemetery. It forms a marked slope towards the river. This relatively perfect terrace form has its surface at 322–327 m (11–16 m above the river) and its base on paragneiss was encountred in numerous borings at 314–318 m. The maximum thickness demonstrated by borings was 7 m (324–317 m, Hašlar 1959, Passer 1967b and others). In a 2 m deep trench near the school (about 226 m), coarse-grained and medium coarse loamy sands, with dispersed gravels of granites and gneisses, were found in 2001. The surface of the terrace plateau merges into a concave profile of pediment type into a higher slope on paragneiss. The relic of deposits of a terrace IV is preserved in the river meander in the town of Sázava, E of the railway station (river kilometre 56) where the surface of this terrace is situated at 300–302 m (15–17 m above the river) and its base is at 297 m (Fig. 4).

The geomorphologically marked plateau is covered by gravelly sands of terrace IV that are 3–4 m thick in the inner part of a valley river bend in Týnec nad Sázavou (Fig. 17). The surface at 273 m is 19 m above the river level; the granodiorite to tonalite base was proved in borings at 269 m. In the segment of an increased river level gradient downstream Týnec nad Sázavou, only isolated small denudation relics of sediments of terrace IV were found. Terrace IV is not preserved in the trough-shaped valley of the last 11 km of the course.

In the reconstructed long profile, Sázava terrace IV runs roughly parallel to the present river level, i.e. with its surface at 15–20 m and its base mostly 10–15 m above the river. Because of its relationship to the Vltava Letná Terrace (IIb, Záruba-Pfeffermann 1943 or IV, Záruba et al. 1977), in the segment of the gradient step of the lowest course, its reconstructed course displays a pronounced divergence (by 35 m in 20 km) in the opposite direction. It results in the surface of the Letná Terrace being situated about 55 m above the undammed Vltava level. The thickness of terrace sediments in the whole segment is quite constant, i.e. about 5 m. Terrace localities are preserved almost exclusively in the convex position of valley meanders and bends.

Terrace V (Městečko)

The Sázava terrace V (Městečko) follows the flow of the river in the regular level gradient reach between both gradient steps, i.e. between Ledeč nad Sázavou and Týnec nad Sázavou (river kilometres 127–20). Only exceptionally does it enter the valley of the Sázava lowermost flow to Krhanice. The highest position of the Městečko Terrace is in a valley bend about 2 km WNW of Ledeč nad Sázavou. Its surface was determined by borings at 351 m and its base at 347 m, i.e. 7 m and 3 m above the river (Dittrichová 1989). In a meander E of Budčice and NNE of Kounice, 3 to 5 m thick gravelly sands were found with their surface at about 4–5 m above the floodplain on the terrace V level (Adler 1977). A more extensive occurrence of sediments of terrace V follows the right bank of the Sázava between Březina and the Horka nad Sázavou railway station (between river kilometres 109 and 112). Terrace V is preserved here in the neighbourhood of terrace III. Deposits eroded to the level of the bottom of an abandoned sandpit near the railway Horka nad Sázavou station consist of light grey cross-stratified and loose sands to fine gravels. Their surface at 336 m is situated 9 m above the undammed Sázava level and the base of the deposits was found at 334–327 m, i.e. the lowest position is that of the river level (Rybařík 1968).

In a deeply incised meander valley between the mouth of the Blanice and the town of Sázava, terrace V is only exceptionally preserved in the convex parts of valley bends and meanders. A pronounced plateau is, however, formed by terrace V in the valley meander in the town of Sázava in the N neighbourhood of the railway line (between river kilometres 57 and 54). The plateau is slightly inclined towards the river: from 293–291 m (9–7 m of relative height) to 289–287 m, where it passes into the surface of terrace VI (Fig. 15). Several borings proved mostly 3.0 to 5.5 m (sporadically up to 8.5 m) thick sands with gravel and sandy gravels (with quartz and crystalline rocks cobbles of 3 to 10 cm in diameter, revealing a maximum of 30 cm). Their base mostly occurs at 287–289 m and the lowest at 282–283 m (Luštincová 1969, Čechová 1969, Dvořák 1971a). The lowest position of the base (approximately at the level of the river) probably developed in a shallow deepened furrow. The terrace sediments are locally covered by up to 2.5 m thick sandy loam. The rock substrate beneath the terrace deposits is formed by weathered Moldanubic mica schist to paragneiss.

The surface of terrace V in a Sázava bend near Městečko, between river kilometres 31.5 and 29.0 (Fig. 16), is covered by frequent well-rounded gravels of up to 15 cm in diameter, revealing a maximum of 20–50 cm, and situated at 274–277.5 m (11–13.5 m above the Sázava level). The higher level of its granodiorite base is at 274.5–275.7 m (the thickness of sands with gravels is 2–3 m), and the lower level of the base is at 269.0–270.6 m (the thickness of sands with gravels is 4–5 m, Passer 1967a). This plateau is separated to the S from the surface of terrace VI by an indistinct step, about 5 m high.

Terrace V (Městečko), preserved in a long segment of the middle course between both level gradient steps, is seen downstream in a slight divergence with the Sázava level: surface from 7–9 m to 11–13 m and base from 2–3 m to 5–7 m. In the larger fragment in the neighbourhood of Zruč nad Sázavou, the base of terrace V is often identical with the position of the rock underlayer of sediments of terrace III, and also in segments outside the abandoned valleys of the Chabeřice Terrace. It can thus be presumed that, during the erosional stage before the accumulation of sediments of the Městečko Terrace (V), the erosion of the stream after the end of the accumulation of the Týnec Terrace (IV) reached only the level of the base of terrace III. Gravelly sands, rarely sandy gravels, are mostly about 5 m thick and, with the exception of the town of Sázava (thickness of 10.2 m) where not over 8m thickness of sediments was found by numerous borings. Terrace localities of a limited extent are developed in convex parts of valley bends and meanders. The Sázava terrace V corresponds to the Vltava group of lower terraces IIIa, IIIb (Záruba-Pfeffermann 1943), or to the Dejvice Terrace V (Záruba et al. 1977).

Terrace VI (Poříčí)

Similar to terrace V, terrace VI is also developed in the Sázava valley in a reach of normal level gradient between Ledeč nad Sázavou and Týnec nad Sázavou, i.e. between river kilometres 128 and 20. The furthest position upstream that this terrace was found was in the convex part of a valley bend in Ledeč nad Sázavou-Podol (river kilometre 128). Here there 4–5 m thick sands with gravels with their surface at 351–352 m, i.e. about 2 m above the floodplain were found in borings (Marek 1980). In a meander W of Vlastějovice, between river kilometres 113 and 112, aggradations of terrace VI border the floodplain in a relative height of about 4 m. This locality is related to an occurrence on the right bank downstream of Březina, where a small narrow plateau overlain by gravels is situated 2–3 m above the floodplain surface.

The Sázava terrace VI (Poříčí) is preserved at several localities of mostly limited extent in an about 110 km long segment of the river's middle course with normal gradient. The principal localities verified by borings are preserved in larger areas in the town of Sázava, in Sázava-Černé Budy and in small valley basins in the neighbourhood of Čerčany, Poříčí nad Sázavou (Photo 13) and Týnec nad Sázavou. The terrace VI surface in the direction downstream diverges slightly from the present level, from 3–4 m to 6–8 m. The sandy gravels and gravelly sands of this terrace are about 5 m thick, reaching a maximum of 7–8 m thick. The base of the terrace is situated approximately at the level of the river or of the floodplain, i.e. on a level of the lowest position of the base of terrace III upstream from Zruč nad Sázavou. This implies that during the erosional stage between accumulations of terrace

V and terrace VI the Sázava valley was only deepened here to the presumed level of the terrace III base.

Occurrences of the Poříčí Terrace, with the exception of the Sázava and the Vltava confluence area representing the last morphologically marked terrace level of the Sázava valley, are often covered by deluvial deposits, by material of alluvial cones of streams and also in lower parts by Holocene flood sediments. In the Vltava terrace system the Sázava terrace VI probably corresponds to the Veltrusy Terrace, classified as Riss 2, or Warthe by Záruba-Pfeffermann (1943) and Záruba et al. (1977).

Terrace VII (Pikovice)

The only distinctive locality of the higher level of the Sázava terrace VII (VIIa) occurs in the N part of Pikovice, where its surface is at 210 m, i.e. 10 m above the undammed river level. Terrace sediments here are covered by deposits of an alluvial cone at the mouth of erosional furrows and short valleys. In the Vltava terrace system, the Pikovice Terrace is related to the Maniny Terrace (IVa), which according to the longitudinal profile by Záruba (Záruba-Pfeffermann 1943), has its surface at about 215 m here (19 m above the original (before dammed) level, Fig. 19). This is about 5–6 m higher than the presumed highest surface of the Pikovice Terrace. In his later work, this author classifies this valley level as terrace VII stratigraphically corresponding to the Würmian Stage (Záruba et al. 1977).

An accumulation plateau in the N neighbourhood of the Pikovice Terrace with its higher surface at 204–205 m corresponds to the lower level of terrace VII (VIIb) and its lower surface near the river at 202–203 m already belongs to the floodplain. The terrace step VIIb, with its surface 4–5 m above the undammed Sázava level, has its base of 5–7 m thick coarse to bouldery gravels, on Proterozoic slates at 197 m. Terrace VII is not preserved in an erosional reach of the lowest Sázava course. Sediments of terrace VII in the middle Sázava course probably form the gravelly sand and gravel infilling of the present valley floor under the Holocene floodplain sediments.

Floodplain

The modern floodplain of the Sázava river is developed as the youngest level of the terrace system continuously along the valley (Photos 12 and 18). Both segments of the increased level gradient in the Melechov massif (river kilometres 140–135) and on the lowest course downstream from Týnec nad Sázavou (river kilometres 17–5) are exceptional, and here the floodplain is only intermittently. The floodplain surface, formed mostly on 1–3 m thick Holocene flood sediments (loams, sands, clays), is situated about 1–2 m above the undammed river level. The floodplain locally has two levels – the lower at about 1 m above the river and the higher, occasionally up to 2.5–3 m

above the river. The latter is often accentuated by slope wash sediments or flat alluvial-cone deposits. The underlying sandy gravels of Pleistocene age (Weichselian or Eemian) are mostly 3–6 m thick. The valley-bottom long profile shows a slight increase in the thickness of the floodplain sediments between river kilometres 80 and 32, and their reduction mainly at the beginning of the increased gradient of the lower course.

The dimensions of the floodplain correspond to the prevailing erosional character of the Sázava valley (Photos 2 and 28, Fig. 24). With the exception of the segments of increased gradient, where the floodplain is often absent in reaches with normal gradient, it is generally developed to a width of only several tens of metres (mostly 100 to 150 m). The floodplain is wider at mouths of larger tributaries, in some valley meanders and bends or in small valley basins: near Havlíčkův Brod 200–400 m, near Světlá nad Sázavou up to 250 m, near Kácov at the mouthing of the Losinský potok Brook 150–250 m, near the town of Sázava and at the mouthing of the Vlkančický potok Brook 150–250 m, near Poříčí nad Sázavou and near Pikovice up to 200 m (Photo 18). The floodplain in the Sázava valley nowhere exceeds 500 m wide.

Upper Tertiary evolution of the Sázava valley

Discussion of concepts on the Upper Tertiary drainage of the Sázava catchment

Like the majority of Czech rivers, in the Upper Tertiary the Sázava catchment drained in different directions to that at present. To determine its course, morphostructural conditions and the localities of fluvial-lacustrine sediments of Neogene age is essential. These deposits are preserved in watershed areas, i.e. in places relatively least affected by younger destruction processes. The palaeohydrographical problems of the upper Sázava catchment, i.e. the presumed course of the Jihlava River to the Sázava and of its highest course to the Oslava, are not discussed here.

It is not possible to present an explicit view on the water-system organisation of the Sázava catchment in the Neogene because, in contrast to the Berounka and the Orlice catchments, there is no convincing proof for such a position. The relics of probably Lower Miocene sediments (Malkovský 1975, 1979) that mainly occur in only two (or three?) areas, far apart, only provide a limited basis for deciphering the Upper Tertiary evolution of the river network in the Sázava catchment. It must be borne in mind that since the deposition of the Upper Tertiary sediments, a period of about 24 to 16 million years has elapsed (Klomínský et al. 1994), during which differentiated neotectonic movements have brought about strong erosional-denudational processes. They have led not only to the removal of the weathered cover

and of part of the rock substrate, but also of part of the Neogene sediments themselves. The former Palaeogene planation surface, with a mantle of fossil weathered materials, was transformed into the younger (Neogene) relief of etchplain or pediment type. In addition, younger tectonic movements have laid the foundation of the morphological variability of landscape. Also, the differing resistance of the bedrock substrata to weathering and to erosional-denudational processes played an important role.

In principle, two different opinions exist on the direction of the Sázava drainage in the Neogene – the older one represented mainly by Daneš (1913) and Novák (1930, 1932b), and a younger one represented by Malkovský (1975, 1976, 1979) or Ložek et al. (2004). The earlier opinion on the Tertiary drainage of the middle and lower Sázava course (Fig. 20), advocated by Daneš (1913) and described in detail by Novák (1930, 1932b), was based on analysis of the drainage network ground plan, on studies of geomorphological (mainly morphological) conditions and on the known occurrences of Tertiary sediments, including relict gravels. The presumed drainage to the N was based on the generally northwards inclination of the surface of the ground on the river left bank, together with prevailing meridian directions of the principal left-bank Sázava tributaries, mainly of the Želivka and the Blanice. According to Novák (1932b), the individual streams of the middle Sázava catchment were orientated towards the N in the Upper Tertiary – the upper Sázava from Světlá nad Sázavou (designated as Světelská řeka River), the Želivka (designated as Řeplická řeka River) and the Blanice (designated as Nechybská řeka River).

The course of the Tertiary upper Sázava from Světlá nad Sázavou was marked, approximately by the present course of the lower Sázavka (but in the opposite direction) to Leština u Světlé and further via the nearby Sázava-Labe watershed to Nová Ves u Leštiny.

From here it continued via the Klejnary-Doubrava watershed and Vlkaneč to the present Čáslavská kotlina Basin. The long upper course of the Sázavka in an ESE–WNW direction (Jiříkovský potok Brook) was the principal (right-side) affluent of this river. The proposed course of the so-called Světelská řeka River is to some degree supported by localities of fluvio-lacustrine gravels and sands and clays of Tertiary age (geological map 1:50,000, 13-43 Golčův Jeníkov). These are occurrences SE of Bačkov (about 530 m), in the neighbourhood of Leština u Světlé (in a watershed depression at about 470 m) and near Kozohlody (at about 415 m). In addition, scattered cobbles (see geological map) occur here near the Sázavka (at about 512 m), NE of Leština u Světlé (above the 490 m contour) and in the neighbourhood of Vlkaneč (at about 435 m).

According to Novák (1932b), the Tertiary Želivka was orientated in the same direction as the Řeplická řeka River across the present Želivka-Sázava watershed, near Ledeč nad Sázavou, i.e. continuing the SN valley-orientation between Ježov and the SW neighbourhood of Kožlí. This river flowed

along the present valley to Vlastějovice and then to Bohdaneč, Řeplice, a close-by watershed depression with scattered quartz gravels at 489 m, then to the Kutnohorská plošina Plateau and via Červené Janovice to the present Čáslavská kotlina Basin and the Central Labe region.

The Neogene Blanice, like Novák's Nechybská řeka River (1932b), flowed from the site its present mouth to N in the direction of the younger Sázava valley towards the town of Sázava (i.e. it followed the course of the Blanická brázda Furrow). It then continued to a pronounced wedge-shaped promontory of a morphostructural depression with Cretaceous sediments at the Kouřim fault to the Kutnohorská plošina Plateau to the present Central Labe region (Photo 11). Besides this segment of the Sázava valley, a relic of the Tertiary Blanice is the present Kouřimka – Vavřinec and its left-bank tributary from near Smrk, which is 5 km NE from the Sázava near Samopše. Gravel relics of the Nechybská řeka River in the neighbourhood of Radlice and Krymlov on the E margin of the Černokostelecká pahorkatina Upland (Novák 1930), are probably broken Permian-Carboniferous conglomerates and breccias. During the subsequent evolution, probably during the initial process of reunification of the Sázava catchment, the Želivka and the Blanice merged (possibly towards the present Sázava valley in the segment Vlastějovice – the Blanice mouth). The merged rivers used to flow for a certain time from the town of Sázava to the N (Novák 1932b), and later the upper Sázava merged into the Želivka-Blanice system via the Smrčno trough. Novák (1932b) was rather sceptical and differs from Daneš (1913) regarding the possibility that the lower Sázava also drained towards the N. He nevertheless accepts a probable SN course, in place of the present Mnichovka, which, according to him, did not reach to the area S of the present Sázava valley.

The possible drainage of the lower Sázava catchment towards the N might also be supported by meridian orientations of larger left-bank Sázava tributaries, i.e. the Benešovský, the Konopišťský and the Janovický Brooks. It is remarkable that these streams flow opposite to brooks on the right Sázava bank: the Benešovský potok Brook (possibly together with the Konopišťský potok Brook) has the Mnichovka; the Konopišťský potok Brook has the Křivoveský potok Brook and the Janovický potok Brook the Čakovický (the Kamenický) potok Brook. These similar brooks are always connected by a Sázava valley segment of a similar direction: the Benešovský potok Brook and the Mnichovka are connected by the Sázava valley between Čerčany and Zlenice, the Konopišťský and the Křivoveský potok Brooks by the Sázava valley between Poříčí nad Sázavou and Nespeky, the Janovický and the Čakovický potok Brooks are connected by the Sázava valley between Týnec nad Sázavou and Zbořený Kostelec.

The right-bank tributaries of the lower Sázava course now arise in the watershed area between the Sázava and the Vltava, still in the area of the Středočeská (the Benešovská) pahorkatina Upland. The possibility that

northward drainage occurred in the lower Sázava course is also supported by occurrence of Neogene sediments on the watershed near Jesenice. Here thick sands fill old valleys (furrows) at a relative height of up to 175 m above the Sázava level. A change of drainage could have resulted from anticlinal uplift of the watershed area and to a synclinal fold in the zone of the present Sázava valley during the Upper Miocene to Pliocene.

On the basis of this concept, the Sázava catchment was formed during the Neogene by several partial catchments: apart from the uppermost course with presumed drainage to the Oslava, it included the Světelská Sázava, the Želivka, the Blanice and the catchment of the lower course. Although there was a marked watershed on the rising morphostructure of the Melechov and the Žebrákovský kopec Hill between the Světelská Sázava and the Želivka, the watershed between the Neogene Želivka and the Blanice was probably less morphologically distinctive. The higher relief of the NE promontory of the Benešovská pahorkatina Upland, between the catchments of the Blanice and the lower course, was locally of highland character and lacked the more important left-bank affluents. The merging of the catchments of individual Tertiary streams in the Sázava catchment at its present extent (Fig. 22) occurred by progressive evolution of the Sázava valley (Novák 1932b). First, the Želivka and the Blanice should have merged, than the Světelská Sázava joined them across the barrier of a lower marginal part of Melechov. During the final stage, the former Sázava turned near the town of the same name to the W into the present direction of its lower course. The main causes in these changes were Neogene tectonic movements, rather than differences in rock resistance.

According to Malkovský (1975, 1979), the Sázava already flowed during the Lower Miocene (Acquitanian to Burdigal) from the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou in its present direction to the W (Fig. 21). From its later confluence with the Vltava, it continued to Klínec and through the Berounka catchment to the NW against the direction of the present river to the Křivoklát region. There was probably its confluence with the Plzeň and Brdy Berounka and the merged rivers went on across the Rakovník region to a lake in the North Bohemian basin, according to Pešek and Spudil (1986). These authors suppose, on the contrary, that the Tertiary drainage of the lower Berounka had the same orientation to the E to S as the present streams. Sediments in the neighbourhood of Sázava town were probably deposited by a left-bank affluent of the Sázava river from the area of the present Central Labe region. The authors consider that the conditions for sedimentation of Neogene deposits were conditioned by the occurrence of local tectonic depressions of older morphostructural areas.

If the opinion of Malkovský (1975, 1979) is accepted on Neogene drainage of the substantial part of the Sázava catchment to the lake of the North-Bohemian basin, it is possible to determine the absolute height position of the area of Neogene sediments as a guide to assessing of the role of younger

tectonic movements. On the condition that the level of the North Bohemian lake basin was situated at an altitude of 50 m in the Lower Miocene, the altitude of the relief of Neogene sediments near Sázava town (with a reconstructed course length of about 180 km) would be about 200 m (with a mean gradient of 0.8 ‰), or 160 m (gradient of 0.6 ‰). The absolute height of the surface of Miocene deposits in the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou (course length of about 250 km) can be estimated at 250 m (with a mean gradient of 0.8 ‰), or 200 m (gradient 0.6 ‰). In the case of the level of the lake in the North Bohemian basin at 100 m a.s.l., the data mentioned above would be 50 m higher. The present relative height of the surface of Miocene sediments near Sázava town reaches a maximum of 118 m (403 m a.s.l.) and near Ledeč nad Sázavou 135 m (486 m a.s.l.).

The presumed elevation of sediments makes it clear that during younger periods of the Cenozoic, the areas of Neogene sediments must have been uplifted by approximately 150–190 m (near the town of Sázava), or by 190–240 m (near Ledeč nad Sázavou), and that the altitude of the North Bohemian lake basin must have been about 100 m. These estimates of neotectonic uplift of Neogene sediments localities in the Sázava region may be only a working hypothesis because values for younger denudation and for the weathered mantle transport from these areas are not known.

The Malkovský opinion (1975, 1979) regarding the direction of the Tertiary Sázava course is speculative because the age and the source area of Neogene deposits in the Sázava region have not yet been demonstrated (either palaeontologically or in any other way). Support for Malkovský's ideas comes from relative position of sediments near Ledeč nad Sázavou and those near the Sázava town, and partially also to those at the Klínec locality. A reference in the summary paper by Ložek et al. (2004) on the evolution of Czech rivers in the Cenozoic sheds light on the unsolved problems of the Tertiary Sázava drainage. Results of research into heavy minerals and geochemical characteristics of quartz in Neogene fluvial sediments (near Rakovník) indicate that the Českomoravská vrchovina Highland could have been the source area of these sediments. These findings support the opinion of Malkovský (1975, 1979) on the Neogene course of the middle and lower Sázava to the W.

Nevertheless the reconstruction of the course of the Neogene Sázava has several problems. With the exception of the two known areas of occurrence of possible Lower Miocene sediments (Malkovský 1975, 1979), no corresponding sediments have been found along the middle and lower Sázava valley. The question arises, are the pre-Quaternary fluvial sediments in the Sázava and the Berounka catchments of the same age? The Miocene water streams flowed mostly through shallow vale-shape valleys and deposited the local transported material always in the nearest lake depressions entered. It is therefore difficult to imagine that clastic sediments might, given such a negligible bed gradient, be transported from the Sázava catchment as far as to

the Rakovník region. In addition, the materials found in the Rakovník region might also originate from the upper Mastník course catchment. This catchment generally reaches to the Moldanubic paragneisses area in the so-called watershed of the Central Bohemian sill in the Votická vrchovina Highland (a subunit of the Vlašimská pahorkatina Upland in the Středočeská pahorkatina Upland). The catchment of the upper Úslava and Úhlava, partly also of the Radbuza (source streams of the Miocene Berounka), reaches to the territory of Moldanubic rocks. Reconstruction of the middle Sázava course drainage in the Neogene thus remains an open problem. It is possible that the Sázava Neogene sediments (cf. Kodym et al. 1993, Müller et al. 1993) are of Upper Miocene to Pliocene age? If they are Pliocene, then the localities could not be palaeohydrologically related to the lake in the Mostecká pánev Basin. Nor is the presence of rocks from the areas of Kouřim and Kutná Hora in the deposits of the oldest Vltava terraces in Prague (Záruba-Pfeffermann 1941), sufficient proof of possible drainage of these areas through the Sázava valley to the Vltava.

Evolution of the Sázava valley relief in the late Cenozoic

The long period after the sedimentation of Lower Miocene, including the Middle and Upper Miocene and the Pliocene, was characterised by an alteration of periods of tectonic stability and activity. At times of tectonic stability, younger planation surfaces (denudation plateaux) of mainly local significance were formed; they are preserved locally at several height levels (see below). Low gradient streams flowed through shallow vale-shaped valleys in these areas. These streams were predominantly eroding laterally rather that deeply (Photo 9). This also corresponded to a small height articulation of the relief and a markedly lower height position above the sea level during older periods.

With several minor exceptions, no more important fluvial or lacustrine sediments have been preserved from this time period in the Sázava catchment. These exceptions are two small occurrences of fluvial sediments, one above the Smrčno trough near Vadín at 442 m (47 m above the river) and a second near Radvanice in the proximity of Sázava town at 387 m (101 m above the river). The Vadín locality has yielded dispersed gravels. It is situated 30–50 m below the level of the highest surface of Miocene deposits and the occurrence near Radvanice at only 17 m. Both localities are probably of pre-Quaternary (probably Pliocene) age and are situated in a vale-shaped depression immediately above the proper Sázava valley cutting. At the time of their origin, the Sázava apparently flowed in the same direction as today.

The bottom of a Pliocene (?) vale-shaped valley was deepened by about 50–80 m to the level of the Miocene sediments' surface in the upper part of the study reach. Near the town of Sázava it was deepened by about 50 m and in the Sázava-Vltava confluence area by about 60 m. The Pliocene valley was

deepened mostly by 90–100 m into remodelled and tectonically disturbed relics of the Palaeogene planation surface upstream from the Melechov trough, with its maximum near Světlá nad Sázavou – at over 150 m (the highest planation surface here is at about 550 m a.s.l.). In the central Sázava area, the Pliocene valley is deepened by about 140 m in the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou (the flat top of Melechov at 713 m a.s.l. is 300 m above the bottom of the Pliocene valley), in the area of Český Šternberk by 110–130 m (the highest planation surface at 480–500 m a.s.l.) and near Chocerady by approximately 115–145 m (planation surface at 455–485 m a.s.l.). In the lower Sázava course near Jílové the Pliocene valley is deepened by about 140 m (planation surface at 499 m a.s.l.) and at the Vltava downstream from the Sázava mouth by about 90 m (the ridge plateau "Na rovném" occurs at 388 m a.s.l.).

Among the highest occurrences of planation surfaces mentioned of regional character (probably relics of a Palaeogene planation surface, or of an already Upper Miocene planation), lower planation surfaces (denudation plateaux) of rather local importance rising to several height levels are preserved. The highest plateaux are situated 20–40 m above the presumed level of the surface of Miocene sediments. Other planation surfaces follow, with a slight height variation, the level of Miocene deposits and the lowest plateaux are situated on the presumed level of the surface of probably Pliocene sediments. The location and altitude of plateau surfaces (with the exception of some highest levels) are depicted by the long profile of the terraces (Fig. 23). The occurrences of plateau surfaces shown form levels, mainly in relation to Lower Miocene (?) sediments and to a (hypothetical) Pliocene level. The lowest plateaux in the vale-shaped pre-Quaternary depression can be considered, together with the localities of the nearest higher level, as typical valley pediments.

It is difficult to determine the impact of neotectonic movements on the present height position of the planation surfaces. The opinion of Moschelesová (1930) on the Tertiary origin of the Sázava valley in the axis of a step fold (syncline) depression is interesting. There is no doubt about the overall uplift of the region in the Upper Miocene and in the Pliocene. The time classification of the younger stages of Saxon tectonics is however difficult in the Sázava catchment. This is a tectonically stable area of the Český masiv Massif (compare Malkovský 1975, 1976 and 1979) comprising the Moldanubic crystalline complex and on Variscan plutons, with almost no younger covering sediments.

The origin of Neogene sediments in the Sázava catchement was probably conditioned by local tectonic depressions during the Savian Stage and also by a lower geomorphological resistance of rocks. The Middle and the greater part of the Upper Miocene period was characterised here by tectonic stability, which is a substantial condition for the evolution of planation surfaces. The end of the Upper Miocene and the Pliocene were characterised by higher

intensity of neotectonic movements leading, as in other areas of the Czech Labe catchment, to the development of the regional river network, which was already similar to that at present (compare Photos 19 and 20). The river network was unified by tectonic movements and by selectively orientated destructive processes probably as early as at the end of the Miocene, because relics of Pliocene sediments are developed in valleys of the present streams.

The granular character of the Pliocene fluvial sediments is also indication of the great height variation of the relief in the Pliocene. This granularity varies locally only little from the Quaternary deposits. The evolution of the Sázava to its present course direction was thus established in the Pliocene, and developments since the Upper Miocene probably by processes of progressive unification of partial catchments, as suggested by Novák (1932b). In the Pliocene palaeogeographical conditions probably existed for the Sázava valley evolution in the Quaternary: the present course of the river (Photos 19 and 20), epeirogenic uplift of the Český masiv Massif and ongoing significant climatic changes.

A total seven of accumulation terraces and two other subsidiary levels of erosional or erosional-accumulational origin in the Sázava valley during the progressive deepening during the Quaternary were proposed (Table 1). In the geomorphological sense, the terraces correspond genetically to an alternation of erosional and accumulational stages of the valley evolution which were conditioned climatically (by alternating glacial and interglacial periods) and tectonically (by the uplift of the Český masiv Massif). The terrace surfaces and bases form regular gradient curves corresponding to the course equilibrium profile at the time of their origin. The structure of river terraces is well documented by transverse profiles through the Sázava valley and by the longitudinal profile through terraces (Figs 8–19 and 23). The three highest terraces (I, II, III) have a regular surface gradient downvalley, whereas the base of terrace III ends on a gradient step in the Melechov massif. (The course of the base of terraces I and II cannot be reconstructed because of the limited number of localities which, also have a denuded accumulation cover). The gradient step, probably together with neotectonic movements, results in the exceptionally thick accumulation of terrace III sediments (up to 25 m), the base of which is only about 3–5 m above the present level of the river and occasionally is at the level of the river. It means that during deep erosion, following the accumulation stage of terrace II, the valley was incised in one part of its middle course (the larger neighbourhood of the Želivka mouth) by 35–38 m, i.e. during most of the erosional periods of the Pleistocene. This very low position of rock substrate, recorded along a 30 km long segment, can be explained by probable relative closing of the concerned area, simultaneously with slight uplift of the granite Melechov massif. This tectonic depression was approximately 15–20 m.

Aggradations of terrace III sediments over the larger area of Zruč nad Sázavou caused an important geomorphological process. After the maximum

level of aggadation was reached, in several places (including the Želivka), the bed material was retransported to nearby valleys of affluents. In such abandoned valley segments (the longest upto 3 km) the accumulation filling is preserved at its full thickness, or it is locally reduced to the level of the terrace IIIb surface.

Periglacial conditions and the occurrence of a gradient step are indicated by coarser deposits (gravels) only at the terrace base and by the addition of debris boulders in the otherwise sand-dominated sediments. Fine-grained deposits recorded normal gradient conditions and probably also slight faulting of the sedimentation area. A similar structure of the corresponding terrace III, Soutice) was also reflected in the lower Želivka valley (Hušner 1972). Analysis of the terrace system proved the extraordinary significance of the abandoned valley segments for the reconstruction of the river terraces course in the long profile (cf. Záruba, Rybář 1961), as well as for the understanding of the valley evolution stages.

For a long segment of the middle Sázava course (80 km) downstream, the aggradation terrace III lacks important localities which do not allow a precise reconstruction of the course and mainly of the base. Besides the highest level IIIa (with its surface at about 30 m above the present river), there was formed in the accumulation of terrace III during the valley deepening a lower erosion-accumulation terrace IIIb (with its surface 6–8 m lower) in the area of Zruč nad Sázavou. In the following segment of the middle course, this terrace occurs at isolated localities which appear to be a separate terrace level. The bases of terraces IV and V did not penetrate more deeply into the area of Zruč nad Sázavou under the bedrock surface beneath the terrace III sediments. These terraces on the middle course are aligned, in general, parallel to the present river level and only locally is there a slight divergence.

The second pronounced step in the Sázava level gradient curve is in the lowest course. It was formed by retrogressive erosion from the Vltava valley during erosional stages during the Middle and Upper Pleistocene. The beginning of the gradient step appears in a slighter form at first at the base of terrace III, whereas its surface still shows a quite regular form. The reach of the Sázava middle course with a remarkably normal gradient (with smaller anomalies only downstream from the Melechov massif) is found in a higher position (by about 40 m) related to the Vltava valley bottom. The reconstructed long profile of terraces shows (Fig. 23) that the Sázava middle course reach, between both gradient steps, has not been more significantly deepened since the Early Saalian glacial.

Geomorphological analysis of the Sázava valley form has revealed a different morphographical character and course of valley segments, conditioned by the Quaternary evolution of the valley. At the beginning of the Middle Pleistocene, i.e. in the period of the formation of terraces I and II, the valley still locally retained its Pliocene form. This had a vale transverse profile, although it was locally markedly narrowed. The depth of a younger

pronounced valley cutting is shown by the position of the valley margin in relatively rare, straight segments of the Sázava valley. Between Havlíčkův Brod and the W neighbourhood of Světlá nad Sázavou, the valley margin occurs at a constant altitude of about 425 m (20–40 m above the river level), between Ledeč nad Sázavou and Zruč nad Sázavou, it is at 425 m (83 m relative height) and at 400 m (70 m relative height) near Český Šternberk at 375–390 m (75–90 m relative height), in the neighbourhood of Sázava town at 350–370 m (60–85 m of relative height), near Poříčí nad Sázavou at 325–350 m (65–90 m of relative height) and near Luka pod Medníkem it is at 280 m (70 m relative height). The highest position of the valley margin corresponds to the depth of the valley deepening since the beginning of the Quaternary; however, lower data in general indicates the intensity of the Sázava valley erosion during as late as the Middle Pleistocene.

In spite of its predominantly erosional character, individual segments of the Sázava valley includes with various geomorphological differences which are conditioned by evolution during different morphostructural environments. The present Sázava valley is vale-shaped in several reaches, mainly between Havlíčkův Brod and Světlá nad Sázavou, between Březina and Holšice, near Chocerady and Hvězdonice. Locally small valley basins were formed in larger valley bends to meanders. They are visibly asymmetrical in their transverse profile (e.g. near Kácov, the town of Sázava, Poříčí nad Sázavou and Týnec nad Sázavou). In addition, the straight reach, between Lštění and Čerčany, has the form of an asymmetrical furrow. Narrowed erosional valley segments were deepened by the river in the Melechov trough, between the mouth of the Blanice and the Sázava town, between the mouth of the Propast Brook and Chocerady, downstream of Hvězdonice and in the neighbourhood of Kamenný Přívoz. The most pronounced trough-shaped segment, with rock walls, was formed in the lowest Sázava course in the resistant rocks of the Jílové belt. Immediately before its confluence with the Vltava, the Sázava has a narrow trough to canyon shape valley, the margin of which is under the lowered surface of terrace III.

Some Sázava valley reaches correspond in their alignements to the Tertiary directions of streams. This was especially noted by Novák (1932b). The Sázava valley that is orientated SW between Havlíčkův Brod and Světlá nad Sázavou could correspond to the Tertiary course of the upper Sázava. The Sázava valley between Ledeč nad Sázavou and Vlastějovice roughly follows the assumed course of the Neogene Želivka; the segment from the confluence with the Blanice to Sázava town follows the E side the course of the Blanice furrow. This is a relic of the course of the Tertiary Blanice. The straight part of the Sázava valley between Lštění and Poříčí nad Sázavou could correspond to the course of the Tertiary Benešovský (and the Konopišťský?) Brook to the present Mnichovka, but in the opposite direction to the present courses. The Sázava valley segment between Týnec nad Sázavou and Zbořený Kostelec, connecting the localities of the confluences of the Janovický and the

Kamenický Brooks with the Sázava, could correspond to its course to the Tertiary Janovický potok Brook course to the Čakovický (the Kamenický) potok Brook. The possible segments of inherited directions of the lower Sázava course are partly speculative, with the exception of Neogene sediments in the neighbourhood of Jesenice and of directions of the streams, because this hypothesis is not sufficiently supported by evidence.

Another important problem in the Sázava catchment is the question of the origin and development of the characteristic valley meanders and bends. Many of these features are developed in the neighbourhood of Ledeč nad Sázavou, downstream to Sázava town, and the most perfect forms of valley meanders are developed between the Blanice mouth and Sázava town. The morphometric characteristics and parameters of selected Sázava meanders in the middle Sázava course were studied by Pilecká (1997). The basic question she addressed was why a such high number of meanders and bends (about 20) formed in the middle course of the Sázava, although there are only a few in the lower course (6). Equally these features are rare in the upper course mainly between Havlíčkův Brod and the neighbourhood of Světlá nad Sázavou (2). It might point to a possible causal relationship the river valley evolution since the beginning of the Upper Tertiary (cf. Novák 1932b). The segment upstream from the Melechov trough has a relatively ancient character, with only a low intensity of deep and lateral erosion in the Quaternary. On the contrary, the meandering middle course downstream of the trough underwent a quite different evolution. The Sázava valley meanders were probably formed there as unconstrained bends in a large and slightly inclined valley bottom during the Pliocene and the earliest Quaternary, i.e. before the beginning of erosional deepening of the valley which occurred mainly during erosional stages from terrace I to terrace III.

The deepest valley cutting, and thus the maximum evolution of valley bends, occurred mainly in the erosional stage between the surface of terrace II and the base of terrace III, when the Sázava valley was deepened by nearly 40 m. This represents the significantly greatest extent of stage-by-stage deep erosion during the whole Quaternary. After the huge accumulation of sediments of terrace III, which to the greatest thickness filled in the concave parts of bends and meanders (re-deepened furrows), there followed in the next erosional stage a progressive removal of sediments, the formation of lower terraces and erosional slopes. The relatively rapid development of the valley meanders occurred (with several exceptions) by the absence of terraces in their convex parts. On the contrary, in cores of the open bends, small remnants of terrace III and mainly of terraces V and VI formed. They are, however, only marginal remnants of the upper parts of the original terrace accumulations. The maximum thickness of sediments in the concave parts of meanders, i.e. at the foot of erosional slopes, were largely reduced and removed by the river during erosional periods between accumulations of respective terraces.

From the historical-genetic viewpoint, it is remarkable that the ca. 80 km-long segment of the Sázava valley, with its numerous bends and meanders, corresponds to the catchment of the middle course of the Sázava. According to Novák (1932b), the drainage here during the Tertiary was the most intensive. This is the valley segment connecting both main localities of the Upper Tertiary sediments. This segment of the Sázava valley is at the same time situated in proximity to the important morphostructural units, the Blanice brázda Furrow and the pronounced relief depressions E of the Kouřim fault.

Correlation of late Cenozoic sediments and the Sázava valley evolution with the Vltava and the Labe terrace stratigraphical system

Erosional-denudational relief of an upland and highland character, developed on rocks mainly of the mainly moldanubic crystalline system and on deep volcanic rocks, dominates in the Sázava catchment. More significant covers of loess sediments or buried loams that included paleontological or archeological findings were not found in the Sázava valley. Therefore the question of the relative age of the Sázava terraces system was determined by applying the reconstructed course of river terraces in the long profile and by their correlation with the terrace system of the Vltava with which the Sázava is confluent (Fig. 5). This correlation of the terrace systems of the Sázava and the Vltava is complicated by a marked step in the river-level gradient in the lowest part of the Sázava course. Here, in an erosional valley segment, the majority of terrace levels are either not preserved, or they only occur as denudational fragments with markedly incomplete thicknesses of sediments.

The first attempt at time classification of the lowest Sázava terraces by Puffer (1930) classifies the two highest levels (at relative heights of about 130 m and 70–80 m above the river) in the Miocene, the river terrace 30–40 m above the river level is considered as Pliocene and the two lowest steps, 6–10 m and 2–3 m above the river, should be Pleistocene (or deluvial). According to Engelmann (1938), terraces I and O on the lower Sázava course are of Mindelian age and terrace U relates to the Rissian Stage. Novák (1932b), with the exception of the lower course, described the majority of the Sázava terrace localities, but he did not offers a more detailed time classification. He classified the highest levels of river accumulation terraces as Neogene and the lower levels in the river valley as Quaternary.

However, Balatka and Sládek (1962) attempted to classify the Sázava terrace localities into the Quaternary stratigraphical system. The oldest Sázava fluvial sediments were classified on the respective sheets of the Geological Map of the Czech Republic 1:50,000 as Neogene, with the terrace deposits correlated either partially to individual glacials (on the lower course), or

generally into the respective Pleistocene subseries (Lower, Middle, Upper Pleistocene) and possibly, also on the basis of their height position (upper and lower terrace). Stratigraphical classification of cartographically delimited localities of fluvial sediments in a larger area of the Sázava and Vltava confluence was undertaken by Straka (in Mašek et al. 1984) on the basis of the concepts by Záruba et al. (1977).

In this paper, the stratigraphical classification of the Sázava terraces' system is based on studies by Záruba-Pfeffermann (1943) and mainly those by Záruba et al. (1977). These authors classified the Vltava terrace system, relating them to significant Quaternary localities in the valleys of other Czech streams, into the Alpine and North-German stratigraphical system (Table 2). In his comparative study of terrace systems of some important Czech rivers (but not including without the Sázava and the South Bohemia streams) based both on older authors and on his own research, Tyráček (2001) classified terrace levels and fluvial sediments generally into the main glacials of the Quaternary and into the Pliocene and the Miocene. Other summary papers by Tyráček et al. (2004) and Tyráček and Havlíček (2009) attempted to correlate the Vltava-Labe terrace system with the West European stratigraphical scheme. The statigraphical classification of the Sázava terrace system proposed here (Tables 2 and 3) is based on the conclusions arising from the above studies presented here.

The proposed correlation of the Sázava terraces with the Vltava and Labe system respects the present state and the unsolved problems of chronostratigraphical classification of fluvial and fluvial-lacustrine sediments in the catchment of these Czech streams. Stratigraphical classification of upper terraces, beginning with the Kralupy Terrace IIIA on the Vltava, is diametrically different when comparing the papers by Záruba et al. (1977) and that by Tyráček et al. (2004). Discordance in the classification of terraces (or of fluvial sediments) is also evident when compared to their stratigraphical classification in the monograph by Šibrava (1972). This author departs from the hypothesis of the so-called "double accumulation of a unified terrace body" formed during two individual glacials (in the so-called "cataglacial" and the "anaglacial" stages). For example, in the main terrace of the Labe system in the České středohoří Mountains, i.e. the Neštěmice Terrace (Šibrava 1972) which is equivalent to the Straškov (III) Terrace in the Říp area and of the Vltava terrace IIIA and IIIB (Záruba et al. 1977), the older accumulation should fall into the Menapian (Günzian) Stage, whereas the younger accumulation is classified as Elsterian 1. Tyráček et al. (2004) the Kralupy Terrace (IIIA) equated it to the Cromerian Complex C, and the Vinohrady Terrace (IIIB) to the Elsterian. The oldest terrace of the Vltava system (IA, Lysolaje) is classified by Záruba et al. (1977) as Brüggenian (Donauan), and by Tyráček et al. (2004) as Cromerian A. In the Šibrava (1972) system, the corresponding oldest terrace, at a relative height of 100–150 m including finds of Archidiskodon sp. remnants in Ústí nad Labem (Stříbrnice Terrace), is

equated to the Praetiglian Stage (Donau), whilst Tyráček et al. (2004) relate it to the "Tiglian C Substage". The Pankrác Terrace (II) on the Vltava corresponds, according to Záruba et al. (1977), to the Menapian (Günzian 1) Stage, whereas Tyráček et al. (2004) relate it to "Cromerian Complex C Substage". The main part of the Zdiby level, which until this paper was entirely classified as Pliocene (cf. Geological map 1:50,000, 12-24 Praha), is correlated by Tyráček et al. (2004) to the long period including Eburonian, Waalian and Menapian (Günzian), i.e. it is a younger level than the Stříbrnice Terrace. The Kobylisy sands of the Zdiby Stage are classified into the Middle Miocene (about 15 Ma) on the basis a finding of moldavite.

There are also remarkable differences between the correlations proposed in the papers by Tyráček et al. (2004) and Záruba et al. (1977) contain remarkable differences, also in the dating of terrace levels. The Vltava Lysolaje Terrace IA (Záruba et al. 1977), considered up to now as the oldest Quaternary level, is considered by Tyráček et al. (2004) as about 700–800 ka, whereas Záruba et al. (1977) on the basis of palaeomagnetic evidence consider it to be 940–980 ka years old! The Zdiby gravels and sands are, except for the Kobylisy sands, equated in the first paper as 1.1–1.8 Ma, yet in the second study they are considered to be 2.05–2.10 Ma. The Stříbrnice Terrace was formed about 1.8–1.9 Ma (Tyráček et al. 2004). This time correlation makes it clear that all the terrace levels, including the Zdiby Stage (excluding the Kobylisy sands) are, following the shift of the Tertiary/Quaternary basal boundary to 2.6 million years ago (cf. Gibbard et al. 2004, 2009), of Quaternary age. These morphostratigraphical aspects of time correlation of river terraces in the central part of the Český masiv Massif are stressed in the paper by Balatka and Kalvoda (2008; Table 3).

Fluvial sediments in the valleys of the Vltava, the Berounka, the Sázava and the Labe are preserved as a large system of river terraces that originated by interaction of climato-morphogenetic and neotectonic processes through the late Cenozoic. For this reason, Kalvoda, Balatka (2006) and Balatka, Kalvoda (2008) described the palaeogeographical history of the central part of the Český masiv Massif. The sedimentary and morphological records of the evolution of antecedent valleys and river accumulation terraces in this area are also compared to the European stratigraphical stages of the Quaternary. Additionally a chronostratigraphical scheme of erosional and accumulation periods and of their relation in space and time-variable values of uplift in the late Cenozoic was proposed.

The oldest river accumulation terraces in Central Bohemia are situated above the margins of valley incisions. During the oldest Pleistocene, the Vltava and its affluents freely meandered in shallow and large valleys on a planation surface of Neogene age. The relative height of the oldest river terraces above the present river valley bottoms of the central part of the Český masiv Massif exceeds 100 m. This indicates the approximate extent of deep erosion by rivers during the Quaternary. Geomorphological determination

of values of the Vltava antecedent deepening in the late Cenozoic, mainly based on the position and sedimentary structure of river accumulation terrace relics, indicated that deep erosion of this river was the greatest during part of the Middle Pleistocene (Kalvoda, Balatka 2006, Balatka, Kalvoda 2008).

The height conditions of the Sázava terraces (Table 1) and their classification into the chronostratigraphical system of Central Bohemian rivers (Tables 2 and 3) led to the conclusion that the whole system of the Sázava river accumulation terraces was developing mostly during the Middle and the Upper Pliocene (from the Cromerian Complex Stage to the Warthe Substage) and only erosional stages, before the accumulation of terrace Ia, occurred at the end of the Early Pleistocene. Into the Early Pleistocene (Menapian Eburonian Stages) then also falls the origin of level B (Radvanice), formerly classified as Pliocene (Tyráček, in Klomínský et al. 1994), but this was based on the then accepted Neogene/Quaternary boundary at 1.65 Ma.

An analysis of the dynamics of removal of sediments during the Quaternary in the central part of the Český masiv Massif was aimed at fluvial transport and sedimentation in relation to principal changes of the river network character with a progressive epigenetic and antecedent valley evolution (Tables 2 and 3). These Quaternary processes were at the same time connected to the reconstruction of areas with large sedimentation of transported material by rivers. Therefore, complex research into the dynamics of fluvial processes also requires study of the processes of weathering, denudation, erosion and slope movements.

Conclusions

The studies of the Sázava valley evolution through the late Cenozoic is based on field geomorphological research and on evaluation of data in both published and manuscript materials. The aim of this paper was to determine, on the basis of the terrace system of the river and geomorphological analysis of the relief, the main stages of the valley evolution and to contribute to solution of problems of Upper Tertiary drainage of the Sázava catchment. The main results of this geomorphological research can be summarised as follows:

1. The Sázava course and catchment were initiated, in a form similar to the present one, either already at the beginning of the Neogene (Malkovský 1975, 1976, 1979, Ložek et al. 2004) or during younger periods of the Neogene. During the Sázava course and valley formation, a significant part was probably played by tectonic movements of a continuous character – mega-synclinal folding at the site of the present valley and mega-anticlinal uplift in watershed areas to the N. The main drives towards the Sázava drainage reunification were arch-like uplift of the present watershed area between the

Sázava and the Labe during the Upper Miocene to Pliocene. During the Pliocene, the Sázava flowed to the W, in a large vale-shaped valley. This valley was deepened into a tectonically and denudationally deformed Palaeogene planation surface, as well as into lower Neogene planation levels. The present altitude of the Sázava-Labe watershed, in places of the presumed direction of the "Světelská řeka" River and the "Řeplická řeka" River (almost 500 m), indicates that the relative uplift of this area could have reached roughly 70–100 m, related to the country along the later Sázava valley.

2. Geomorphological analysis of the pre-Quaternary relief has demonstrated the existence of a lowered Palaeogene planation surface of "etchplain type" in watershed positions (at relative heights of mostly 150–180 m) and two to three lower levels of denudational plateaux of Neogene age (90–130 m above the river). These lower levels can be classified mostly as pediments developed in a largely pre-Quaternary vale-shaped valley depression. The highest of the denudational plateaux represents relics of a regional planation surface of Lower to Middle Miocene age; the other two levels are probably Upper Miocene and Pliocene.

3. The Quaternary cutting of the Sázava valley to an average depth of 70–90 m (in the lowest course up to 105 m and in the upper segment about 50 m) was induced by an epeirogenetic uplift of the Český masiv Massif morphostructure. The typically developed incised meanders and bends were formed mostly in the Middle Pleistocene. From the Pliocene to the Early Pleistocene, free bends developed during the strong erosion which followed after the uplift of the Český masiv Massif morphostructure. During the Quaternary, deepening of the ground plan of these valley bends did not change significantly.

4. The Sázava terrace system is characteristic by its very atypical structure which is conditioned by specific hydrodynamic processes that existed during the late Cenozoic evolution of the valley. The reconstruction method, consisting of construction of the long profile through the river terraces and of a series of transverse-valley profiles, enabled the differentiation of seven main terraces with several subsidiary levels and two levels of Neogene fluvial to fluvio-lacustrine sediments (Fig. 23). Whereas the surfaces of pre-Quaternary deposits are up to 135 m higher than the present river level, the relative height of the highest (I) Quaternary terrace in the middle course is only about 60 m (Table 1).

5. The valley evolution and the terrace-system structure were significantly influenced by two segments of an increased gradient of the river level: the upper one in the granite Melechov massif (river kilometres 139.5–135.4) with a mean gradient of 5.7 ‰ and the lower one (river kilometres 17.9–5.0), with a gradient of 3.9 ‰. These gradient steps are separated by a 117.5 km long segment with a mean gradient of 0.88 ‰. The gradient curve shape in this segment is a perfect line which is not deformed even when the profile is 300 times exaggerated. The shape of the gradient curve of the long middle

course is influenced neither by the significantly increasing water content of the river nor by the different resistance to weathering and erosion of the various crystalline rocks of the substrate. These gradient steps are fronts of retrogressive erosion that are progressing against the stream and this progress greatly slowed, in places, with more resistant rocks (Figure 2). The upper step was formed during the erosional period between terraces II and III, i.e. between the "Cromerian Complex glacial C" and the Elsterian glacial Stage, the lower step was formed during erosional stages between terraces III and IV, i.e. from the Elsterian glacial to the Weichselian glacial (Tables 2 and 3). The present valley bottoms (floodplains), above both gradient steps, are situated in hanging positions by about 25 m at the upper step and about 40 m at the lower step.

6. The gradient steps induced a huge fluvial accumulation in lower situated segments of the Sázava course. Below the upper step in the Melechov massif an accumulation (aggradation) of terrace III (Chabeřice) occurred which, at an exceptionally high thickness of about 25 m, progressively levelled this step into a curve corresponding to the equilibrium profile (Krejčí 1939). In a shorter segment of the middle course (about 30 km), huge aggradations of terrace III are preserved only in fillings of abandoned valley segments (Záruba, Rybář 1961). They do not occur, however, in the subsequent valley segment of the middle course from where they were later removed. Analysis of the Sázava terrace system has confirmed the exceptional significance of abandoned valley segments for the reconstruction of the course of river terraces in the long profile, as well as for knowledge of valley evolution stages.

7. During the erosional stage before accumulation of sediments of the terrace III, the Sázava valley in its middle course was deepened almost to the level of the present valley floor (floodplain surface). Therefore, during the long period of part of the Middle and Late Pleistocene, in its middle course, the Sázava formed an entirely normal gradient profile (cf. point 3). The gradient step of the lower course, which has also been developing at present, caused a terrace accumulation in the valley of the nearby Vltava. The present Sázava valley bottom between both gradient steps is situated, in comparison with the Vltava floodplain, in a markedly hanging position (by about 40 m). It was deepened to its present level at the time of the formation of terrace VI. The Sázava valley bottom above the Melechov trough is situated approximately only 4–5 m below the supposed surface of terrace III.

8. Height conditions of the Sázava river terraces are shown in Table 1 and comparison of the Sázava system with terrace systems of other principal Central Bohemian streams is given in Table 2. Chronostratigraphical correlation of river terrace systems in the central part of the Český masiv Massif with the North European stratigraphical classification of the Quaternary is given in Table 3. According to the current stratigraphical scheme of the Quaternary (e.g. Gibbard et al. 2004, 2009), the entire Sázava terraces' system was formed mostly to the Middle and Early Pleistocene, that is to the period

from the "Cromerian Complex" to the Weichselian stages. Erosional stages, before accumulation of terrace I, fall in the end of the Early Pleistocene. Older levels of fluvial sediments, occupying a still higher morphological position in the studied areas of the Český masiv Massif and up to now classified as Pliocene, have thus been stratigraphically to be shifted to the Early Pleistocene.

Texts to figures

Fig. 1 A segment of the Sázava course between Havlíčkův Brod and its confluence with the Vltava with marked kilometrage.
Fig. 2 The longitudinal profile of the Sázava level at river kilometres 172–0 with an indication of the mean gradient of important segments.
Fig. 3 Outline of the Sázava valley evolution between Horka and Zruč nad Sázavou.
Fig. 4 Outline of the Sázava valley evolution near Sázava town. Explanations are in Fig. 3.
Fig. 5 Outline of the Vltava valley evolution in the segment between the confluences with the Sázava and the Berounka. Explanations are in Fig. 3.
Fig. 6 Map of river terraces, Neogene sediments and planation surfaces of the middle and lower Sázava: Fig. 6a – part 1, Fig. 6b – part 2, Fig. 6c – part 3, Fig. 6d – part 4. Explanations are in Fig. 6a.
Fig. 7 Profile of the Miocene sediments locality Bojiště near Ledeč nad Sázavou (modified after J. Král 1972). Key: 1 – sandy-clayey loams, 2 – sands, 3 – sands with gravels, gravels with sands, 4 – clayey sands, fine-grained sands, 5 – sandy-clayey eluvium of granite.
Fig. 8 Transverse profiles of the Sázava valley with river terraces and planation surfaces in the reach between river kilometres 144.0 and 137.9. Key: A, B – Neogene sediments, Ia–VII – Pleistocene terraces, N – Holocene floodplain, P – planation surface, oblique lines – slope sediments. These profiles in Figs 8–19 are 10 times exaggerated.
Fig. 9 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 135.85 and 128.5. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 10 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 123.3 and 112.4. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 11 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 110.8 and 107.9. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 12 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 106.3 and 93.85. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 13 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 87.5 and 74.4. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 14 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 71.2 and 56.8. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 15 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 55.1 and 45.6. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 16 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 43.5 and 31.3. Explanations are in Fig. 8.

Fig. 17 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 27.2 and 11.9. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 18 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 9.7 and 5. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 19 Transverse profiles of the Sázava valley in the reach between river kilometres 3.6 and 0.5. Explanations are in Fig. 8.
Fig. 20 River network in the Sázava basin in the Upper Tertiary (particularly during the Miocene) from V. J. Novák (1932b) and other authors. Reconstruction by B. Balatka (2007). Key: grey areas – regions and localities with Neogene (mostly Lower Miocene) sediments, discontinuous lines – probable courses of dividing lines, continuous lines – probable directions of streams.
Fig. 21 River network in the Sázava basin in the Upper Tertiary (especially in the Lower Miocene). From M. Malkovský (1975) and V. Ložek et al. (2004) reconstructed by B. Balatka (2007). Explanations are in Fig. 20.
Fig. 22 The present state of the river network in the Sázava catchment.
Fig. 23 The long profile of river terraces and Neogene sediments of the Sázava between Havlíčkův Brod and its mouthing to the Vltava (300 times exaggerated), with marked localities of planation surfaces.
Fig. 24 Transverse profiles of the bottom of the Sázava valley in scales 1:400 (lengths) and 1:200 (heights) in selected areas of road and railway bridges (Smetana 1933): a) Český Šternberk, b) Ledečko, c) Chocerady, d) Čerčany.

Texts to photographs

Photo 1 The largely opened Sázava valley in the Melechov granite massif. In the background the Žebrákovský kopec Hill (601 m). Photographs 1–18 by B. Balatka.
Photo 2 The Sázava bouldary bed in the trough valley in the Melechov granite massif in a zone of a pronounced level gradient step.
Photo 3 The Sázava valley upstream from Zruč nad Sázavou, at the beginning of the reach with abandoned valleys from the Middle Pleistocene.
Photo 4 Compacted sands and tiny gravels of the Sázava terrace III in a sandpit near Buda.
Photo 5 The large Sázava valley near Zruč nad Sázavou with plateaux of Middle Pleistocene terraces.
Photo 6 The vale-shaped Sázava valley at the mouth of the Želivka.
Photo 7 Part of an abandoned Sázava valley near Chabeřice filled by an up to 25 m thick accumulation of sediments of terrace III.
Photo 8 Plateau of the oldest Pleistocene river accumulation terrace I of the Sázava near Střechov.
Photo 9 The large vale-shaped Sázava valley from the Upper Tertiary, with pronounced plateaux of Pliocene planation surfaces of pediment type.
Photo 10 A part of the core of a valley bend in Kácov with relics of plateaux in the place of higher Middle Pleistocene terraces.
Photo 11 The Sázava valley near the town of the same name, where the river course probably turned in the Upper Tertiary from the northward direction to the present westward one.
Photo 12 Eroded slope of the Sázava valley bend downstream from Černá Buda.

Photo 13 Plateau of the Sázava terrace VI on the left bank downstream from Poříčí nad Sázavou.

Photo 14 Stepped quarry on the right slope of the Sázava valley near Stříbrná Skalice in metamorphized Proterozoic rocks of the Central Bohemian Pluton mantle.

Photo 15 Sandy gravels of the Sázava terrace IV in an exposure near the Týnec nad Sázavou railway station.

Photo 16 Giant pots in a granodiorite rock of the Sázava bed in Krhanice.

Photo 17 Frost swirled, weathered parts of Proterozoic greywacke slates in a gentle slope beneath the Sázava terrace III on the right bank near the mouth to the Vltava.

Photo 18 Exit of the Sázava from the closed trough-shaped valley in metamorphosed rocks of the Jílové belt to a small valley basin with floodplain and terrace VII near Pikovice.

Photo 19 Position of the Sázava river on part of the map "Regni Bohemiae descriptio" (Abraham Ortelius, Antverpy 1570). The lifelike sketch of main patterns of the river network in the middle Bohemia is remarkable. However, they are conspicuous errors in the drawings of confluence areas of the Sázava, Vltava and Berounka rivers in the S of Prague, as well as the Orlice, Labe and Chrudimka rivers between the towns of Hradec Králové and Pardubice, and also of the source region of the Sázava river. This historical map is a part of many editions of the "Teatrum orbis terrarum" by Abraham Ortelius and it is based on the Johann Criginger's map of Bohemia (1568). Dimensions of the sheet of map are 53×46 cm. Reproduction of the original map from the archives of the Map Collection of the Charles University in Prague. Cartographical sources and historical data were provided by P. Janský.

Photo 20 The position of the Sázava river in middle Bohemia (compare photo 19) at a part of the map "Bohemia" (Pieter van den Keere, Amsterdam 1620). However, the source region of the Sázava river is not correctly drawn so far and its significant left-side tributary, the Želivka river, is entirely absent. This historical map is probably based on the Zimmermann's map of Bohemia (1619). Dimensions of the sheet of map are 58×47 cm. Reproduction of the original map from the archives of the Map Collection of the Charles University in Prague. Cartographical sources and historical data were provided by P. Janský.

Photo 21 Dissected relief above the middle Sázava valley with relics of Neogene planation surfaces. In the background is Chlum (480 m a.s.l.). Photos 21–24 by J. Kalvoda.

Photo 22 The ridge part of Pecný Hill (545.8 m a.s.l.) above mildly dissected relief of a planation surface in the Ondřejovská vrchovina Highland is the locality of geodetic and astronomical observatories.

Photo 23 Selective weathering of granites at one of conspicuous degraded frost cliffs in the northern part of the Ondřejovská vrchovina Highland.

Photo 24 Morphotectonically conspicuous basin of the Blanická brázda Furrow is filled with Upper Carboniferous and Permian sediments and bordered by a slightly inclined erosional-denudational surface of the late Cenozoic age.

Photo 25 Slope and fluvial accumulation landforms of a vale-shaped valley in the lower part of the Jevanský potok Brook with Hrušovský rybník Pond by the Stříbrná Skalice. Photos 25–27 by J. Tomeček.

Photo 26 Recent erosion groove developed in Permo-Carboniferous sediments enter into the system of ravines in the lower part of catchment of the Jevanský potok Brook which is a right-side tributary of the Sázava.

Photo 27 Erosion ravine with a deep more than 20 m is formed in crystalline rocks of the Ondřejovská vrchovina Highland above the canyon-like Sázava valley.

Photo 28 Morphometric sketch of the area of a clinched meander of the Sázava in the Ondřejovská vrchovina Highland near Senohraby with the mounthing of canyon-like valley of the Mnichovický potok Brook. Photos 28 and 29 by M. Kuncová.

Photo 29 Holocene river accumulation terraces near the mouth of the Mnichovický potok Brook to the Sázava.

Photo 30 Deep valley of the Berounka river with considerable fluvial accumulation terraces originated in Cambrian volcanic rocks of the Křivoklátská vrchovina Highland in the late Cenozoic. Photos 30–32 by B. Balatka.

Photo 31 Neovolcanic hill of Říp (461 m) is composed by a selectively denuded nephelinitic diatreme. It is surrounded by the Quaternary system of river accumulation terraces in a larger area of the Labe and Vltava rivers confluence.

Photo 32 Antecedent valley of the Labe river near Litoměřice town is cut through an uplifted horst of crystalline rocks which are an underlier of neovolcanic rocks in the České středohoří Low mountain range.

Book cover photo: The Sázava valley with the monastery in the place, where the river course probably turned in the Upper Tertiary from the northward direction to the present westward one.

Tab. 1 – Neogene sediments and Quaternary terraces of the Sázava River

Planation Surfaces, Neogene sediments and Quaternary terraces	Světlá nad Sázavou	Ledeč nad Sázavou	Zruč nad Sázavou
Planation surface, denudation plateau	108 98 61	147 131 90	150 124 94
Niveau A Bojiště	88/?	135/120 115/110	113/(110) 105/103
Niveau B Radvanice	47/?		
Valley edge	35	83	
Střechov Terrace Ia	32/?		(63)/?
Hvězdonice Terrace Ib			(47)/?
Český Šternberk Terrace II	(13)/?	36/31	39/23?
Chabeřice Terrace IIIa	7/?	29/24	31/4
Buda Terrace IIIb			24/4
Týnec Terrace IV		13/(5)	17/0–7
Městečko Terrace V		7/3	9/2–0
Poříčí Terrace VI		4/–1 až –3	4/0 až –4
Pikovice Terrace VII		?/–3	?/–4

Explanations: 115/110 – surface/base in metres above river level; (37)/(22) – approximate relative height after longitudinal profile of the terraces.

	Mouth into the Želivka River – Kácov	Sázava-Černé Budy	Poříčí nad Sázavou – Týnec nad Sázavou	Mouth into the Vltava-River – Měchenice (Záruba et al. 1977)
	183 110 70–97	144 131 119	160 128 95–105	185 120
		118–112/(105)		169/146 Klínec 144/(123)
		101/(90)		
	66	84	77–90	105–155
	62/54	(67)/?	(66)/?	IA (105)/(91)
	47/45	(54)/?	(53)/?	IB (95)/?
	(37)/(22)	(39)/?	(41)/?	II 87/73
	31/3	(32)/?	(35)/?	IIIA 75/(67–72)
	24/3	21/11	(25)/?	IIIB 68/53
	15/3	15/(11)	19/15	IV 55/43
	9/5	9/2–0	11/6	V (33)/(25)
	5/1	6/0 až –4	7/2 až –3	VI 21/3
	?/–4	?/–4	?/–2 až –3	VII 17/–5

Tab. 2 – Correlation of Sázava River terraces with the Vltava-Labe terrace systems and their chronostratigraphical position

Sázava	**Berounka** Balatka, Loučková (1992)	**Vltava** Záruba et al. (1977)	**Vltava-Labe** Balatka, Sládek (1962), Šibrava (1972)	Chronostratigraphical position: Tyráček in Klomínský (ed., 1994), Tyráček et al. (2004)
Niveau A Bojiště	Niveau A	Klínec Stadium (Miocene)		lower – middle Miocene
Niveau B Radvanice	Niveau B	Zdiby Stadium Pliocene (2,1–2,05 Ma)	Stříbrníky Terrace Rovné Terrace	upper Tiglian, Eburonian, Waalian, Menapian, Bavelian, Dorst
Střechov Terrace Ia	Skryje Terrace Ia	Lysolaje Terrace IA Brüggen	Krabčice Terrace I	Cromerian A
Hvězdonice Terrace Ib	Řevnice Terrace Ib	Suchdol Terrace IB Eburonian		Cromerian B
Český Šternberk Terrace II	Pohořelec Terrace IIa Hlince Terrace IIb	Pankrác Terrace II Menapian	Ledčice Terrace II	Cromerian C
Chabeřice Terrace IIIa	Tetín Terrace IIIa	Kralupy Terrace IIIA Helme	Straškov Terrace IIIa	Cromerian C
Buda Terrace IIIb	Srbsko Terrace	Vinohrady Terrace IIIB Elsterian	IIIb	Elsterian
Týnec Terrace IV	Zbraslav Terrace IVa Hýskov Terrace IVb	Letná Terrace IV Fuhne	Hněvický vrch Terrace IV	Fuhne
Městečko Terrace V	Liblín Terrace Va Poučník Terrace Vb	Dejvice Terrace V Drenthe (Saale)	Cítov Terrace Va, Vb	Dömnitz, Drenthe, Saalian
Poříčí Terrace VI	Kazín Terrace VI	Veltrusy Terrace VI Warthe	Mlčechvosty Terrace VIa, b, c	Warthe
Pikovice Terrace VII	Lipenec Terrace VIIa Dobřichovice Terrace VIIb	Maniny Terrace VII Weichsel	Hostín Terrace VIIa, b, c, d	Eemian Weichselian

Tab. 3 – Chronostratigraphical correlation of river terraces in the central part of the Bohemian Massif related to the North West European stratigraphical stages of the Quaternary (modified from Balatka, Kalvoda 2008)

Regional stratigraphical division (stage/substage) of the Quaternary (Gibbard et al. 2004, 2009)	**Sázava** Balatka, Štěpančíková (2006), Balatka (2007), Kalvoda (2007a)	**Berounka** Balatka, Loučková (1992)	**Confluence area of Vltava and Labe** Balatka, Sládek (1962)	**Vltava** Záruba et al. (1977)	**Complex of Vltava and Labe** Tyráček (2001), Tyráček et al. (2004), Tyráček, Havlíček (2009)
Late Pleistocene Weichselian	Pikovice Terrace (VII)	Lipence Terrace (VIIa) Dobřichovice Terrace (VIIb)	Hostín Terrace (VIIa, b, c, d)	Maniny Terrace (VII)	Maniny Terrace (Weichselian) Hostín 1 Terrace
Middle Pleistocene Saalian (Warthe)	Poříčí Terrace (VI)	Kazín Terrace (VI)	Mlčechvosty Terrace (VIa, b, c)	Veltrusy Terrace (VI)	Veltrusy Terrace (Warthe)
Middle Pleistocene Saalian (Drenthe)	Městečko Terrace (V)	Liblín Terrace (Va) Poučník Terrace (Vb)	Cítov Terrace (Va, Vb)	Dejvice Terrace (V)	Dejvice 1 and 2 Terrace (Drenthe)
Middle Pleistocene Saalian (Fuhne)	Týnec Terrace (IV)	Zbraslav Terrace (IVa) Hýskov Terrace (IVb)	Hněvice Hill Terrace (IV)	Letná Terrace (IV)	Letná Terrace (Fuhne)
Middle Pleistocene Elsterian	Buda Terrace (IIIb)	Srbsko Terrace (IIIb)	(IIIb)	Vinohrady Terrace (IIIB)	Vinohrady Terrace (Elsterian)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial c)	Chabeřice Terrace (IIIa)	Tetín Terrace (IIIa)	Straškov Terrace (IIIa)	Kralupy Terrace (IIIA)	Kralupy Terrace (Cromerian C)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial c)	Český Šternberk Terrace (II)	Pohořelec Terrace (IIa) Hlince Terrace (IIb)	Ledčice Terrace (II)	Pankrác Terrace (II)	Pankrác Terrace (Cromerian C)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial b)	Hvězdonice Terrace (Ib)	Řevnice Terrace (Ib)		Suchdol Terrace (IB)	Suchdol Terrace (Cromerian B)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial a)	Střechov Terrace (Ia)	Skryje Terrace (Ia)	Krabčice Terrace (I)	Lysolaje Terrace (IA)	Lysolaje Terrace (Cromerian A)
Early Pleistocene Bavelian (Dorst) Menapian			Rovné Terrace		Rovné Terrace (Dorst) Vráž Terrace (Menapian)
Early Pleistocene Eburonian, Menapian	Niveau B Radvanice	Niveau B		Zdiby Stadium (Pliocene)	Zdiby Terrace (Eburonian – Menapian)
Early Pleistocene Tiglian					Stříbrníky Terrace (upper Tiglian)
Neogene (Miocene)	Niveau A Bojiště	Niveau A		Klínec Stadium	Kobylisy Sands

Rejstřík

A. Místopisný rejstřík

Bačkov 74, 150
Benešov 18, 52, 56, 62, 111, 113–116
Benešovská pahorkatina 28, 75, 76, 129, 151, 152
Benešovský potok 62, 75, 96, 151, 158
Berounka 37, 55, 63, 65, 73, 76, 77, 90, 95, 104–106, 111, 134, 136, 144, 149, 152–154, 162, 166, 168, 169, 172, 173, 175, 191, 197
Bilantova Lhota 25, 127
Blanice (město) 126, 128, 158
Blanice (řeka) 20, 25, 27, 29, 33, 38, 59, 74–76, 96, 97, 123, 125, 126, 128, 130, 133, 135, 146, 150, 151, 152, 158, 159, 160
Bohdaneč 74, 151
Bohemia 111, 120, 122, 124, 125, 127, 134, 139, 152, 153, 154, 161, 162, 163, 165, 168, 173
Bohemian Massif 111, 112, 115–117, 173
Böhmische Masse 115
Bojiště 32, 75, 104, 106, 114, 132, 166, 170, 172, 173
Borotín 61
Botič 34, 134
Brno 111, 112, 114, 115, 137
Brodce 39, 60
Březina 40, 44, 55, 58, 61, 67, 96, 139, 146, 147, 158
Buda 46, 114, 140, 141, 167, 170, 172, 173, 187
Budčice 44, 58, 146
Budín 59, 62
Cambridge 12, 113
Carpathians 111
Central Europe 114
Cihelna 38
Cítov 104, 106, 172, 173
Czech Republic 112, 114, 117, 118, 121, 126, 160
Čakovický potok 75, 96, 151, 159
Čáslavská kotlina 74, 150, 151
Čechy 118
Čertice 33, 133
Čejkovice 38, 62
Čekanov 29, 131
Čerčany 26, 59, 62, 63, 75, 96, 102, 115, 127, 147, 151, 158, 167
Černé Budy 29, 56, 62, 63, 67, 147, 167, 171, 177, 187
Černokostelecká pahorkatina 25, 74, 126, 151
Černokostelecko 24
Červené Janovice 74, 151
Česká tabule 42, 139
Česká republika 13, 111–114, 118
Česká vysočina 11, 17, 95, 111, 115, 116, 120
České středohoří 105, 161, 169, 198
Českomoravská vrchovina 17, 27, 77, 116, 122, 128, 153
Československá republika 111, 112, 114, 118
Československo 112
Český masiv 13–15, 23, 92, 93, 105–107, 109, 110, 114, 115, 118,
Český Masiv Massif 121, 124, 155, 156, 162–166
Český Šternberk 40, 41, 62, 67, 91, 96, 100, 125, 138, 155, 158, 167, 170, 172, 173
Čížov 40, 49, 50, 51, 55, 58, 61, 142
Cihelna 38
ČR 18, 25, 26, 33, 34, 103, 112–118
ČSR 111, 112, 114, 115
ČSSR 18, 114, 115
Davle 18, 27, 53, 64, 114, 115, 116, 128
Dejvice 60, 104, 106, 147, 172, 173

Deutschland 111
Děčínská vrchovina Highland 114
Divišovská vrchovina 28, 129
Dlouhá mez 27
Dobřichovice 104, 106, 172, 173
Dolní Kralovice 32, 132
Domahoř 40, 47, 48, 58, 113, 118, 140, 141
Earth 113, 118, 120, 121
Elbe 113, 117, 118
Evropa 14, 15, 107
Europe 111, 114, 121, 162, 165, 173
Fibichova Myslivna 33
Golčův Jeníkov 74, 117, 150
Hamry 55
Havlíčkův Brod 11, 18, 21, 28, 33, 68, 96–98, 112, 113, 116, 117, 129, 133, 149, 158, 159, 166, 167
Hlince 172, 173
Hněvice Hill 173
Hněvický vrch 104, 106, 172
Holšice 49, 50, 51, 55, 96, 142, 158
Horka 43, 44, 46, 48, 55, 140, 141, 166
Horka nad Sázavou 44, 45, 58, 140, 146
Horní Irčany 34, 134
Hornosázavská pahorkatina 27, 128
Hornosvratecká vrchovina 27, 128
Hostěradice 53
Hostín 104, 106, 172, 173
Humpolec 116
Humpolecká vrchovina 27, 128
Hvězdonice 29, 39, 41, 52, 56, 62, 66, 67, 96, 104, 106, 131, 138, 143, 158, 170, 172, 173
Hýskov 104, 106, 172, 173
Chabeřice 8, 17, 42, 49, 50, 51, 54,55, 60, 95, 104, 106, 109, 115, 139, 142, 144, 147, 165, 167, 170, 172, 173, 185
Chabeřický potok 51
Chocerady 26, 62, 91, 96, 102, 127, 155, 158, 167
Chrastěná 33, 133
Chřenovice 28, 33, 42, 43, 55, 66, 130, 133
Janovický potok 75, 96, 151, 158, 159
Javorník 62, 67
Jesenice 34, 35, 75, 97, 134, 135, 152, 159
Jevanský potok 38, 168, 195
Ježov 74, 150
Jihlava 73, 116, 149
Jiříkovský potok 74, 150
Jílové 52, 91, 124, 127, 131, 143, 155, 158, 168
Jílovská vrchovina 28, 129
Kácov 29, 36, 38–40, 42, 51, 52, 56, 59, 67, 68, 96, 112, 113, 117, 130, 136, 142, 143, 145, 149, 158, 167, 171, 186
Kácov-Malá Strana 61
Kamenický potok 75, 151, 159
Kamenný Přívoz 28, 55, 57, 96, 112, 117, 129, 145, 158
Kamenný Újezd 30, 57, 131, 143
Kamenný Újezdec 52
Kamýk 180
Karlovo náměstí 18, 54
Kazín 104, 106, 172, 173
Klínec 67, 76, 77, 104, 106, 134, 152, 153, 171–173
Kobylisy 105, 106, 162, 173
Konopišťská pahorkatina 28, 129
Konopišťský potok 17, 39, 75, 96, 151, 158
Kounice 58, 111, 146,
Kouřim 24, 25, 34, 97, 126, 134, 151, 154, 160
Kouřimka 34, 74, 134, 151
Kouřimská tabule 25, 33, 34, 133, 134
Kouřimsko 17, 90, 122
Kozohlody 74, 150
Kožlí 32, 74, 113, 133, 150
Krabčice 104, 106, 172, 173
Kralupy 41, 53–55, 104–106, 138, 144, 161, 172, 173
Krhanice 22, 30, 53, 56, 58, 63, 124, 131, 143, 146, 168, 189
Krumlov 74, 151
Křemešnická vrchovina 27, 128
Křivoklátská vrchovina 9
Křivoklátská vrchovina Highland 169
Křivoklátsko 76, 176
Křivoveský potok 75, 151
Křižanovská vrchovina 27, 128
Kutná Hora 18, 118, 125, 154, 176
Kutnohorská plošina 74, 151, 176
Kutnohorsko 24, 90
Labe 11, 13, 16, 17, 55, 90, 92, 95, 103, 104–106, 108, 111, 114, 117–122, 133, 134, 135, 144, 150–152, 156, 160–164, 168, 169, 172, 137, 191, 198, 198
Ledce 60, 63
Ledčice 104, 106, 172, 173
Ledecký potok 60
Ledeč nad Sázavou 18, 28, 33, 38, 66, 112, 113, 115, 117, 124, 126, 128, 129, 132, 133, 138, 139, 145–147, 150, 152, 153, 155, 158, 159, 166, 167, 170
Ledeč nad Sázavou-Podol 61, 147

Ledečko 39, 62, 101, 167
Leština u Světlé 74, 150, 176
Letná106, 145, 172, 173
Libčice nad Vltavou 42, 139
Lipence 104, 106, 172, 173
Losinský potok 59, 68, 149
Lštění 28, 62, 67, 96, 158
Luha 32, 132
Luka pod Medníkem 34, 96, 134, 158
Lužická Nisa 118
Lysolaje 39, 104, 105, 106, 118, 138, 161, 162, 173
Malý Blaník 25, 126
Maniny 64, 104, 106, 148, 172, 173
Mařanův Mlýn 61
Mastník 90, 154
Medník 34, 53, 96, 134, 143, 158
Mehelník 27, 128
Melechov 25, 28, 31, 36, 42, 43, 54, 66, 68, 76, 91, 93–97, 109, 110, 116, 123, 126, 127, 129, 132, 135, 136, 139, 144, 148, 152, 155–159, 164, 165, 167, 182
Měchenice 67, 171
Měřín 116
Městečko 59, 60, 63, 67, 115, 146, 147, 170, 172, 173
Mirošovice 116
Mladovožická pahorkatina 27, 128
Mlčechvosty 104, 106, 172, 173
Mnichovka 75, 151, 158
Mokřanský potok 75
Morava 118
Mostecká pánev 42, 90, 95, 139, 154
Mrač 117
Na skalce 51
Nechyba 33, 134
Nechybská řeka 33, 74, 133, 150, 151
Nespeky 27, 60, 63, 67, 75, 116, 128, 151
Nová Huť 27, 128
Nová Ves 32, 33, 74, 132, 133, 150
Nová Ves u Dolních Kralovic 32, 132
Nová Ves u Leštiny 74, 150
Nová Ves u Světlé 33 133
Okrouhlice 28, 129
Olomouc 112, 114
Ondřejov 13, 14, 113, 121
Ondřejovská vrchovina 12–14, 28, 117, 193, 194, 196
Ondřejovská vrchovina Highland 114, 120, 121, 129, 168, 169
Onšovec 133
Orlice 73, 118, 149, 168, 191
Oslava 73, 75, 149, 152
Ostrov 39, 138
Ostrovský potok 49
Pankrác 41, 104, 105, 106, 138, 162, 172, 173
Pardubice 112, 168
Paris 118
Pecný 13–15, 114, 121, 168, 193
Pelíškův Most 61
Petrov 53, 116, 143, 144
Petrov u Prahy 53, 143
Petrov-Chlomek 53
Pikovice 22, 26, 28, 30, 53, 64, 66, 68, 104, 106, 116, 124, 127, 129, 131, 143, 148, 149, 168, 170, 172, 173, 190
Píšť 114, 116
Plužiny 62
Podělusy 20, 22, 53, 56, 123, 124
Podřipsko 105
Pohořelec 104, 106, 172, 173
Polabí 33, 74, 76, 134
Poříčí 147, 148, 170, 172, 173
Poříčí nad Sázavou 17, 20, 29, 39, 63, 67, 68, 75, 96, 130, 131, 147, 149, 151, 158, 167, 171, 188
Posadovický Mlýn 56, 61
Posázaví 13, 24, 77, 97
Pratur 113, 114, 120, 154, 168
Praha 53, 105, 111–118, 143, 162, 191
Pražská plošina 42, 139
Propast 62, 67, 96, 158
Prosečnice 53
Přemelovsko 32, 133
Přívlaky 29, 59, 62, 130
Pyskočely 25, 26, 59, 126, 127
Radbuza 90, 154
Radlice 74, 151
Radvanice 33, 34, 66, 90, 91, 104, 106, 107, 133, 134, 154, 163, 170, 172, 173
Rakousy 53
Rakovnicko 76, 152, 154
Rakovník 153
Rataje 125
Rataje nad Sázavou 29, 59, 62, 130
Rovné 106, 172, 173
Řeplice 74, 151
Řeplická řeka 74, 108, 150, 164
Řevnice 104, 106, 172, 173
Říčany 18, 25, 33, 34, 38, 114, 115, 126, 134
Samopš 74, 151

Sachsen 118
Sasko 90, 111
Sázava (město) 24, 25, 27, 29, 31, 33, 34, 35, 52, 53, 56, 57, 59, 60, 62, 63, 67, 68, 74, 76, 77, 90, 91, 96, 97, 112, 113, 115, 118
Sázava (řeka) 11–18, 20–98, 100–118, 182–193, 195–197
Sázava nad Sázavou 112, 113
Sázava River 111, 119, 120, 122, 123, 128, 136, 137, 148, 152, 163, 165, 168, 170, 172
Sázava Valley 111, 119, 120–122, 124, 126–131, 133, 135–142, 144, 145, 147–149, 151–160, 163–169
Sázava-Černé Budy 67, 147, 171
Sázava 20, 28, 74, 96, 123, 129, 150
Sekanka 53
Samechov 26, 62, 127
Seradovský potok 62
Skalka 117
Skryje 104, 106, 172, 173
Sloup 34, 134
Smrk 74, 151
Smrčná 20, 28, 123, 129, 137, 144, 151, 154
Soběšín 41, 61
Soušice 61
Soutice 54, 94, 113, 114, 116, 157
Srbsko 104, 106, 172, 173
Sténavá 118
Straškov 104, 105, 106, 161, 172, 173
Stržský potok 27, 128
Středočeská pahorkatina 27, 75, 90, 128, 151, 154
Středomoří 15
Střechov 38, 56, 59, 66, 104, 106, 137, 167, 170, 172, 173, 185
Stříbrná Skalice 38, 168, 172, 173, 188, 195
Stříbrníky 104–106, 162, 172, 173
Stuttgart 115
Stvořidla 20, 25, 28, 36, 123, 127, 129, 135, 136, 144
Suchdol 39, 104, 106, 118, 138, 172, 173
Světelská pahorkatina 27, 128
Světelská řeka 74, 108, 150, 164
Světlá 74, 150
Světlá nad Sázavou 11, 18, 25, 27, 28, 33, 37, 42, 66, 68, 74, 91, 96, 97, 126, 127–129, 133, 137, 139, 149, 150, 155, 158, 159, 170
Švihov 117
Tábor 114
Temže 177
Tetín 104, 106, 172, 173
Tichonice 34, 40, 113, 114, 117
Trenčín 112
Týnec 55, 57, 60, 63, 66, 104, 106, 145, 147, 170, 172, 173
Týnec nad Sázavou 18, 29, 30, 36, 39, 52, 56, 60, 61, 67, 115, 117, 130, 131, 136, 145–148, 151, 158, 168, 171, 189
Úhlava 90, 154
Újezdec 133, 143, 177
Úslava 90, 154
Ústí nad Labem 105, 161, 200
Vadín 37, 90, 91, 137, 154
Vadínský kopec 33, 133
Vavřinec 34, 74, 134, 151
Velké Dářko 27, 128, 138,
Velký Blaník 25, 126
Veltrusy 63, 64, 104, 106, 118, 148, 172, 173
Vilémovice 20, 25, 28, 38, 39, 41, 123, 127, 129, 138
Vinohrady 53, 55, 104, 105, 106, 144, 161, 172, 173
Vlašim 18, 112, 117
Vlašimská pahorkatina 27, 90, 128, 154
Vlašimsko 23, 125
Vlastějovice 28, 29, 44, 55, 61, 74, 96, 129, 130, 139, 147, 151, 158
Vlkančický potok 25, 59, 62, 67, 68, 126, 149
Vlkaneč 74, 150
Vltava 11, 13, 16, 17, 18, 20, 21–23, 26, 27, 30, 31, 34–36, 38, 39, 41, 42, 52–55, 57, 58, 60, 63–67, 75, 76, 90, 91, 95, 96, 98, 103, 104–107, 110, 116, 117–124, 127, 128, 131, 132, 134–136, 138, 139, 143–145, 147, 148, 151, 152, 154, 155, 157, 158, 160, 161, 162, 165–169, 171–173, 176, 190, 191, 198
Votická vrchovina 90, 154
Vrabčí Brod 18, 60, 63, 117, 122
Vráž 106, 173
Výrovka 34
Všebořice 33, 133
Záhořanský potok 34, 134
Zahájí 33, 133
Závidkovice 33, 137, 133, 137
Zářečí 49, 58, 61
Zbořený Kostelec 18, 26, 56, 60, 75, 96, 122, 127, 151, 158
Zbraslav 18, 26, 64, 104, 106, 115, 172, 173
Zdiby 34, 104–106, 134, 162, 172, 173

Země 12–15, 113, 114
Zlenice 26, 29, 59, 62, 75, 127, 130, 131, 151
Zlín 116
Zliv 38
Zruč nad Sázavou 18, 20, 24, 27, 29, 31, 37, 38, 40, 41, 43, 44, 47, 48, 49, 51, 52, 55, 58, 60, 61, 63, 66, 67, 76, 94, 95, 96, 111, 113, 114, 116–118, 122, 126, 128, 130, 132, 136, 137, 140, 141, 147, 156, 157, 158, 166, 167, 170, 183, 184
Zruč nad Sázavou-Zářečí 49, 58, 61
Zvánovický potok 114
Žampach 26, 30, 127, 131
Žďár na Sázavou 20, 27, 116, 123, 128
Žďárské vrchy 20, 128
Žebrákovský kopec 28, 76, 129, 152, 167, 182
Želivka 17, 18, 20, 27, 29, 32, 42, 44, 49, 54, 55, 61, 67, 74–76, 94–96, 123, 128, 130, 132–135, 139, 142, 150, 151, 152, 156–158, 167, 168, 171, 184, 192

B. Autorský rejstřík

Adler J. 58, 111, 146
Ambrož V. 111
Balatka B. 13, 18–20, 22, 28, 34, 37, 73, 90, 92, 93, 95, 103–107, 111, 113, 114, 121–124, 128, 134, 136, 160, 162, 163, 167, 169, 172, 173, 182–190, 197, 198
Banýrová J. 11, 15, 40, 111
Benda L. 90, 111
Boreham S. 113
Bridgland D. 16, 90, 111, 117
Buday T. 23, 112, 124
Bucha V. 118
Buľko J. 62, 112
Capitaine N. 118
Cílek V. 115
Cohen K. M. 113
Czudek T. 27, 112, 128
Čech V. 112
Čechová E. 59, 112, 146
Čepek A. 14, 15, 118
Červinka P. 11, 52, 73, 96, 112
Čihák P. 38, 51, 59, 61, 112, 142
Daneš J. V. 17, 24, 33, 34, 73, 75, 112, 122, 134, 150, 151
Demek J. 28, 73, 112, 128, 129
Dittrichová Š. 58, 112, 146
Domas J. 114
Dudek A. 26, 115, 127
Dvořák P. 59, 62, 112, 146
Drbohlav D. 13, 112, 114, 121
Engelmann R. 17, 38, 103, 113, 122, 160
Fencl J. 118
Fišera M. 117
Franěk V. 51, 52, 113
Gibbard P. 12, 16, 105, 106, 110, 113, 121, 162, 165, 173
Gooding R. W. 14, 113
Goudie A. S. 111, 114
Grácová M. 116
Gruber Ch. 113
Hadrava P. 13, 113, 120
Hašlar O. 40, 56, 113, 145
Havlena V. 115
Havlíček P. 16, 90, 92, 107, 117, 173
Head M. J. 113
Holub V. 114
Hradecký P. 117
Hroch Z. 113
Hrubeš M. 33, 37, 38, 66, 113, 117, 133, 137
Huml M. 62, 113
Hušner V. 48, 54, 61, 95, 113, 141, 157
Chlupáč I. 107, 113
Chrt J. 62, 113
Jinochová J. 115
Juranka K. 34, 134
Kadlec J. 33, 34, 38, 39, 113–115
Kalvoda J. 13, 15, 18, 19, 73, 92, 105–107, 111–114, 118, 121, 122, 162, 163, 168, 173, 193, 194
Karlický M. 113
Kettner R. 114
Kleček M. 34, 114, 134
Klein V. 24, 114
Klokočník J. 113
Klomínský J. 73, 104, 107, 114, 149, 163, 172
Kodym O. 24, 25, 33–35, 90, 112, 114, 126, 135, 154
Kohoutková P. 11, 15, 114
Kollertová O. 117
Kolman F. 51, 56, 114
Kopecký J. 41, 52, 114
Kostelecký J. 13, 14, 113, 114, 121
Kostelecký J. (jr.) 11, 114
Kottnauer P. 116
Koutek J. 112, 114
Kovanda J. 114

Král J. 32, 46, 48, 75, 114, 133, 141, 166
Král V. 40, 73, 115
Krausová J. 115
Krejčí J. 17, 28, 35, 68, 109, 115, 122, 129, 165
Kuncová M. 11, 15, 115, 169, 196, 197
Kůta L. 50, 115, 142
Lochmann Z. 34, 114, 134
Loučková J. 37, 73, 104, 106, 111, 136, 172, 173
Ložek V. 17, 33, 66, 73, 77, 108, 115, 118, 150, 153, 163, 167
Luštincová L. 52, 56, 59, 115, 146
Mackovčin P. 28, 112, 128
Maheľ M. 112
Malkovský M. 17, 24, 25, 33, 35, 73, 76, 77, 92, 93, 108, 115, 122, 126, 134, 135, 149, 150, 152, 153, 155, 163, 167
Mantlík F. 116
Marek V. 61, 115, 147
Mašek J. 34, 103, 114, 115, 134, 161
Máška M. 112
Matějka A. 112
Mísař Z. 24, 26, 115, 127
Mlčoch B. 25, 116, 127
Moscariello A. 113
Moschelesová J. 25, 35, 75, 91, 115, 126, 135, 155
Müller V. 23, 24, 33–35, 90, 115, 124, 126, 135, 154
Myslil V. 118
Němčík B. 62, 115
Novák I. 116
Novák V. J. 17, 18, 24, 31, 33–35, 37, 39, 73–76, 92, 93, 96, 97, 103, 108, 115, 116, 122, 132–137, 150–152, 156, 158–160, 167
Palouš J. 113
Passer M. 38, 41, 51, 52, 55, 56, 60, 63, 116, 137, 143, 145, 146
Patzák E. 63, 116
Pešek J. 76, 77, 116, 152
Pilecká M. 29, 97, 116, 130, 159
Procházka J. 25, 116, 127
Puffer L. 17, 103, 116, 122, 160
Rädisch J. 111
Rybář J. 18, 41–43, 48, 50, 51, 54, 95, 109, 116, 118, 122, 141, 144, 157, 165
Rybařík V. 32, 33, 43–48, 58, 116, 133, 140, 141, 146
Schenk V. 116
Schenková Z. 15, 116
Schützner J. 118
Schubert G. 90, 118
Sládek J. 17, 22, 28, 73, 103, 104, 106, 111, 122–124, 128, 160, 172, 173
Součková H. 116
Smetana J. 100–102, 116, 167
Spudil J. 76, 77, 116, 152
Svoboda J. 112
Stejskal J. 111
Straka J. 103, 117, 161
Sušický Z. 40, 117
Šibrava V. 104, 105, 107, 117, 161, 172
Šilhan L. 38, 51, 59, 61, 112, 142
Šolc M. 113
Štefka V. 14, 118
Štěpančíková P. 11, 15, 18, 39, 52, 106, 111, 117, 122, 173
Štěpán M. 117
Štěpánek P. 117
Štěrba J. 49, 58, 61, 117, 141
Tomeček J. 11, 15, 117, 168, 195, 196
Tyráček J. 16, 90, 92, 104–107, 117, 121, 161–163, 172, 173
Tyšl M. 62, 117
Urbánek L. 118
Václavek V. 40, 48, 118, 141
Vaníčková E. 11, 73, 118
Vilamová O. 118
Vilímovský J. 62, 118
Vondrák J. 14, 15, 118
Voráček J. 113
Voženílek V. 112, 114
Wagner C. A. 113
Walker M. J. C. 113
Weiss J. 115
Westaway R. 117
Wolf L. 90, 118
Záruba Q. 12, 18, 31, 35, 39, 41–43, 50, 51, 53–55, 57, 58, 60, 63, 64, 67, 95, 103–106, 109, 118, 122, 132, 138, 144–145, 147, 148, 157, 161, 162, 165, 171–173
Záruba-Pfeffermann Q. 17, 31, 35, 39, 41, 52, 53, 55, 57, 58, 60, 63, 64, 90, 103, 118, 122, 132, 138, 144–145, 147, 148, 154, 161
Zelenka J. 114
Zoubek V. 112
Žák K. 115
Žebera K. 42, 118

Fotografická příloha

Foto 1 – Široce rozevřené údolí Sázavy v melechovském žulovém masivu. V pozadí Žebrákovský kopec (601 m). Foto B. Balatka.

Foto 2 – Balvanité koryto Sázavy v průlomovém údolí v melechovském žulovém masivu v zóně výrazného stupně ve sklonu hladiny. Foto B. Balatka.

Foto 3 – Údolí Sázavy nad Zručí nad Sázavou, a to na počátku úseku s opuštěnými údolími ze středního pleistocénu. Foto B. Balatka.

Foto 4 – Zhutnělé písky a drobné štěrky III. terasy Sázavy v pískovně u Budy. Foto B. Balatka.

Foto 5 – Široké údolí Sázavy u Zruče nad Sázavou s plošinami středopleistocenních teras.
Foto B. Balatka.

Foto 6 – Úvalovité údolí Sázavy při ústí Želivky.
Foto B. Balatka.

Foto 7 – Část opuštěného údolí Sázavy u Chabeřic s výplní až 25 m mocných sedimentů III. terasy. Foto B. Balatka.

Foto 8 – Plošina nejstarší pleistocenní I. říční akumulační terasy Sázavy u Střechova. Foto B. Balatka.

Foto 9 – Široké úvalovité údolí Sázavy u Kácova z mladších třetihor s výraznými plošinami pliocenních (?) zarovnaných povrchů typu pedimentu. Foto B. Balatka.

Foto 10 – Část jádra údolního zákrutu Sázavy v Kácově s relikty plošin v místě vyšších středopleistocenních teras. Foto B. Balatka.

Foto 11 – Údolí Sázavy u stejnojmenného města v místě, kde pravděpodobně došlo v mladších třetihorách k obratu toku řeky ze severního směru do současného směřování k západu. Foto B. Balatka.

Foto 12 – Nárazový svah údolního zákrutu Sázavy pod Černými Budami. Foto B. Balatka.

Foto 13 – Plošina VI. terasy Sázavy na levém břehu pod Poříčím nad Sázavou. Foto B. Balatka.

Foto 14 – Etážový lom v pravém svahu údolí Sázavy u Stříbrné Skalice v metamorfovaných proterozoických horninách pláště středočeského plutonu. Foto B. Balatka.

Foto 15 – Písčité štěrky IV. terasy Sázavy v odkryvu poblíž železniční stanice Týnec nad Sázavou. Foto B. Balatka.

Foto 16 – Obří hrnce v granodioritové skalce koryta Sázavy v Krhanicích. Foto B. Balatka.

Foto 17 – Mrazem zvířené zvětralé partie proterozoických drobových břidlic na mírném svahu pod III. terasou Sázavy na pravém břehu poblíž ústí do Vltavy. Foto B. Balatka.

Foto 18 – Výstup Sázavy ze sevřeného soutěskovitého údolí v metamorfovaných horninách jílovského pásma do údolní kotlinky s nivou a VII. terasou u Pikovic. Foto B. Balatka.

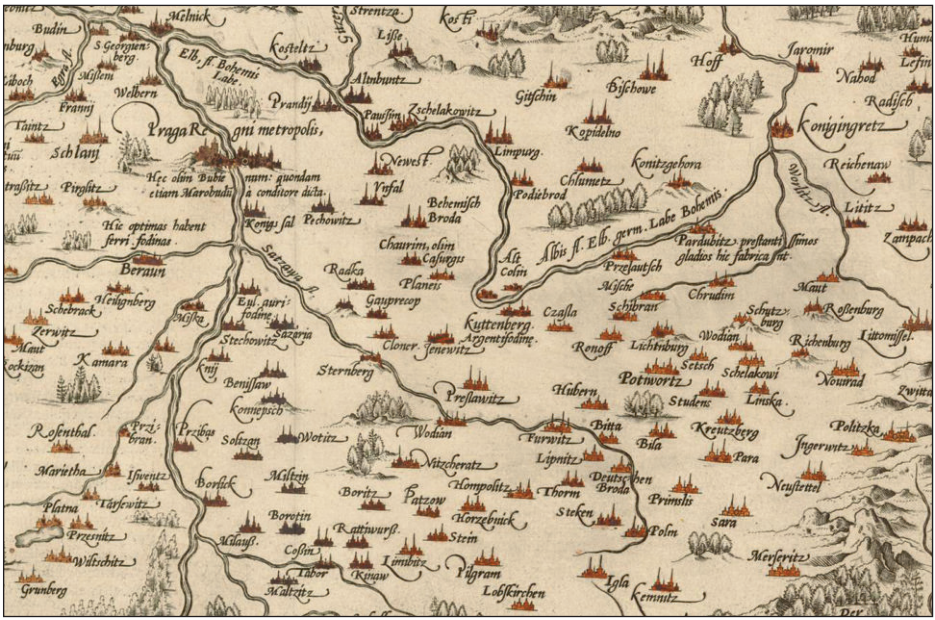


Foto 19 – Umístění řeky Sázavy na výřezu mapy „Regni Bohemiae descriptio" (Abraham Ortelius, Antverpy 1570). Pozoruhodné je vystižení hlavních rysů říční sítě středních Čech, nápadná jsou však nepřesná zakreslení soutokových území Sázavy, Vltavy a Berounky jižně od Prahy, dále Orlice, Labe a Chrudimky mezi Hradcem Králové a Pardubicemi a také pramenné oblasti Sázavy. Tato historická mapa je obsažena v četných vydáních Abrahama Ortelia „Teatrum orbis terrarum" a vychází z mapy Čech od Johanna Crigingera z roku 1568. Rozměry listu mapy jsou 53 × 46 cm. Reprodukce původní mapy, která je součástí fondu Mapové sbírky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Kartografické podklady a historické údaje poskytl P. Janský.

Foto 20 – Upřesnění průběhu řeky Sázavy ve středních Čechách (srv. Foto 19) na výřezu mapy „Bohemia" (Pieter van den Keere, Amsterdam 1620). Pramenné území Sázavy však dosud není správně zakresleno a řeka Želivka jako její levostranný přítok zcela chybí. Tato historická mapa vychází pravděpodobně z Zimmermannovy mapy Čech z roku 1619. Rozměry listu mapy jsou 58 × 47 cm. Reprodukce původní mapy, která je součástí fondu Mapové sbírky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Kartografické podklady a historické údaje poskytl P. Janský.

Foto 21 – Členitý reliéf nad údolím středního toku Sázavy s relikty zarovnaných úrovní neogenního stáří, v pozadí Chlum (480 m n. m.). Foto J. Kalvoda.

Foto 22 – Severní svahy vrchu Pecný (545,8 m n. m.) nad mírně členitým reliéfem zarovnaného povrchu vytvořeného na krystalinických horninách v Ondřejovské vrchovině. Foto J. Kalvoda.

Foto 23 – Selektivní zvětrávání granitů v lokalitě výrazně degradovaných mrazových srubů v severní části Ondřejovské vrchoviny. Foto J. Kalvoda.

Foto 24 – Morfostrukturně podmíněná blanická brázda s výraznými okrajovými zlomovými pásmy v krystalinických horninách je vytvořena převážně ve svrchnokarbonských a permských sedimentech intenzivní selektivní erozí a denudací v mladším kenozoiku. Foto J. Kalvoda.

Foto 25 – Svahové a fluviální akumulační tvary širokého údolí dolní části Jevanského potoka s Hrušovským rybníkem u Stříbrné Skalice. Foto J. Tomeček (2007).

Foto 26 – Recentní erozní rýha vytvořená v permokarbonských sedimentech navazuje na systém strží v dolní části povodí Jevanského potoka, který je pravostranným přítokem Sázavy. Foto J. Tomeček (2007).

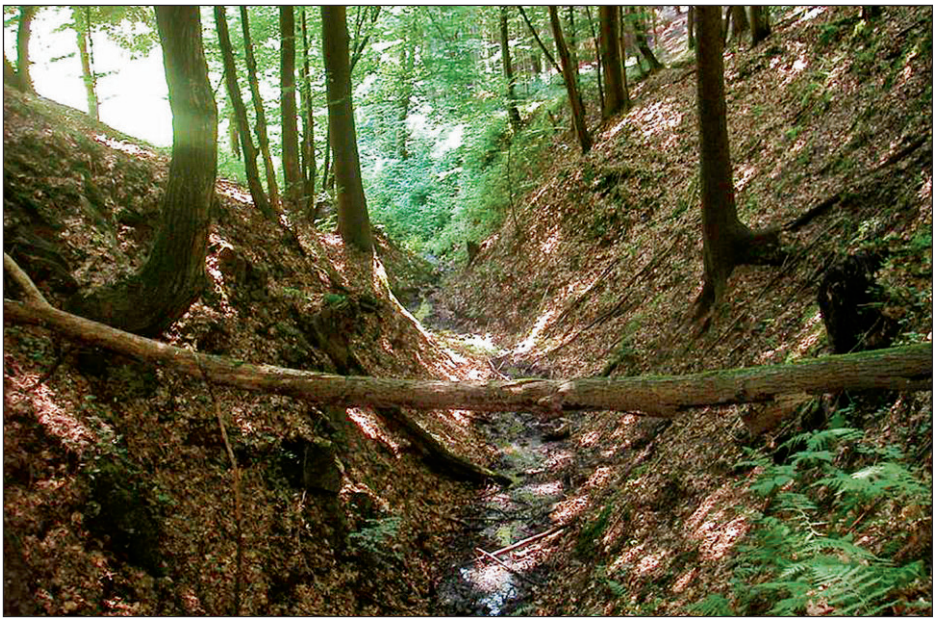


Foto 27 – Erozní strž s hloubkou přes 20 m vytvořená v krystalinických horninách Ondřejovské vrchoviny nad kaňonovitým údolím Sázavy. Foto J. Tomeček (2007).

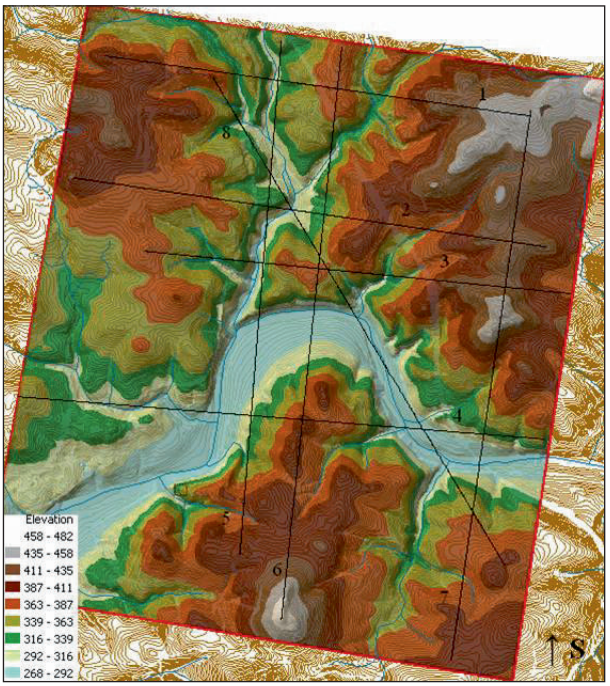


Foto 28 – Morfometrické schéma území zakleslého meandru Sázavy v Ondřejovské vrchovině s vyústěním strukturně podmíněného kaňonovitého údolí Mnichovického potoka u Senohrab.
Foto M. Kuncová (2006).

Foto 29 – Holocenní říční akumulační terasy při ústí Mnichovického potoka do Sázavy. Foto M. Kuncová (2006).

Foto 30 – Údolí řeky Berounky s rozsáhlými říčními akumulačními terasami, které vzniklo v průběhu mladšího kenozoika v kambrických vulkanických horninách Křivoklátské vrchoviny. Foto B. Balatka.

Foto 31 – Neovulkanický vrch Říp (461 m) je tvořen selektivně denudovaným nefelinitickým diatrémem. V okolí Řípu je vyvinut kvartérní systém říčních akumulačních teras rozsáhlé oblasti soutoku Labe a Vltavy. Foto B. Balatka.

Foto 32 – Antecedentní údolí Labe u Litoměřic je zaříznuto do vyzdvižené hrástě krystalinických hornin, které jsou v podloží neovulkanických hornin Českého středohoří. Foto B. Balatka.

EDICE GEOGRAPHICA

Ediční rada:
šéfredaktor Petr Pavlínek (Univerzita Karlova, Praha)
zástupce šéfredaktora Karel Kirchner (Ústav Geoniky AV ČR, Brno)
výkonný redaktor Vít Jančák (Univerzita Karlova, Praha)
Vladimír Baar (Ostravská univerzita, Ostrava), Rudolf Brázdil (Masarykova univerzita, Brno), Jaroslav Dokoupil (Západočeská univerzita, Plzeň), Milan Jeřábek (Univerzita Jana Evangelisty Purkyně, Ústí nad Labem), Jan Kalvoda (Univerzita Karlova, Praha), Milan Konečný (Masarykova univerzita, Brno), Tomáš Kostelecký (Sociologický ústav AV ČR, Praha)

Redakce:
Albertov 6, 128 43 Praha 2; tel. 221 951 427
e-mail: jancak@natur.cuni.cz
www.geography.cz/geographica

Připravujeme:
sv. 2 – Miroslav Marada a kol.: Doprava a geografická organizace společnosti v Česku
sv. 3 – Ivan Bičík a kol.: Vývoj využití ploch v Česku
sv. 4 – Tomáš Hudeček: Dopravní dostupnost v Česku v období 1991–2001
sv. 5 – Petr Dostál: Risks of a Stalemate in the European Union. A Macro-Geography of Public Opinion
sv. 6 – Petr Dostál: Multi-Speed European Union: Differentiated Integration and Spatial Development in Public Opinion

VÝVOJ ÚDOLÍ SÁZAVY V MLADŠÍM KENOZOIKU

Břetislav Balatka, Jan Kalvoda

Vydala Česká geografická společnost,
Albertov 6, 128 43 Praha 2
v nákladu 350 kusů
Redakce Vít Jančák
Foto na potahu knihy Roman Cestr
Layout, zlom Karel Kupka *(P3K)*
Vytiskla tiskárna Ekon, Jihlava
Vydání první
Praha 2010

Historicky výjimečná a esteticky nádherná krajina Posázaví ve středních Čechách je z geomorfologického hlediska podstatně méně prozkoumána než území, kterými protékají Labe a Vltava. Řeka Sázava zaujímá mezi toky Českého masivu mimořádné postavení, a to zejména pro specifické rysy vývoje údolí a akumulačních teras. Pestrá geologická stavba jejího povodí, regionální neotektonické události a rozsáhlé klimatické změny v mladším kenozoiku byly hlavními příčinami rozmanitosti a dynamiky geomorfologických procesů. V této monografii jsou předloženy hlavní výsledky výzkumu geomorfologického vývoje údolí Sázavy, včetně paleogeografické korelace vzniku terasového systému s aktuálním mezinárodním stratigrafickým členěním kvartéru.

RNDr. Břetislav Balatka, CSc. je vědecký pracovník katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze.

Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc. je profesor fyzické geografie na katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze a člen Quaternary Palaeoenvironment Group, University of Cambridge, U. K.

9 788090 452114