

**GEOMORPHOLOGIA SLOVACA
et BOHEMICA**

Issue 2

2018

Volume 18

**Metamorfózy korýt štrkonosných vodných tokov
Ondavskej vrchoviny**

**Miloš RUSNÁK, Milan LEHOTSKÝ,
Anna KIDOVÁ, Ján SLÁDEK**

*Association of Slovak Geomorphologists
The Czech Association of Geomorphologists
Institute of Geography, Slovak Academy of Sciences*

Volume 18, 2018 – Issue 2

January, 2019

Hlavný redaktor / Editor - in - Chief

Milan Lehotský, Institute of Geography SAS, Bratislava, Slovak Republic

Výkonný redaktor / Editor

Miloš Rusnák, Institute of Geography SAS, Bratislava, Slovak Republic

Redakčná rada / Editorial Board

Pavel Bella, Slovak caves administration, Liptovský Mikuláš, Slovak Republic

Christine Embleton – Hamann, University of Vienna, Austria

Ian S. Evans, Durham University, UK

Zdenko Hochmuth, Pavol Jozef Šafarik Univerzity in Košice, Slovak Republic

Jan Hradecký, University of Ostrava, Czech Republic

Juraj Hreško, Constantine the Philosopher University in Nitra, Slovak Republic

Philip Hughes, University of Manchester, UK

Jan Kalvoda, Charles University in Prague, Czech Republic

Karel Kirchner, Institute of Geonics, The Academy of Sciences of the Czech Republic

Kazimierz Klimek, University of Sosnowiec, Poland

Dénes Lóczy, University of Pécs, Hungary

Pavel Mentlík, University of West Bohemia, Plzeň, Czech Republic

Piotr Migoń, University of Wrocław, Poland

Jozef Minár, Comenius University in Bratislava, Slovak Republic

Miloš Stankoviansky, Comenius University in Bratislava, Slovak Republic

Nicola Surian, University of Padova, Italy

Vít Vilímek, Charles University in Prague, Czech Republic

Redakcia / Editorial Office

Geomorphologia Slovaca et Bohemica, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

Elena Zabadalová, e-mail: geogezab@savba.sk; tel. č.+421 02 575 10 216

Issues per year: 2

Articles are peer-reviewed

Evidence number: 3561/09 Ministry of Culture Slovak Republic

ISSN 1337 — 6799

IČO 31 781 195

OBSAH/CONTENTS

PREDSLOV.....	9
1. ÚVOD	10
2. PÔDORYSNÁ VZORKA A BREHOVÁ ERÓZIA VODNÝCH TOKOV.....	11
3. LATERÁLNE PRESÚVANIE KORÝT VODNÝCH TOKOV A ICH RIPARIÁLNA ZÓNA	15
4. FAKTORY OVPLYVŇUJÚCE VÝVOJ MORFOLÓGIE RIEK	17
5. CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA	21
5.1 Vyhraňenie záujmového územia.....	21
5.2 Geologická a geomorfologická charakteristika územia	22
5.3 Klimatická a hydrologická charakteristika územia	23
5.4 Extrémne prietoky a povodňové situácie	23
6. POUŽITÉ METÓDY	26
6.1 Analýza podkladov DPZ	26
6.1.1 Spracovanie podkladov DPZ	27
6.1.2 Vektorizácia a klasifikácia údajov DPZ	28
6.1.3 Spracovanie a analýza vektorizovaných údajov DPZ	32
6.2 Metódy terénneho výskumu	34
6.2.1 Tvorba priečných profilov	34
6.2.2 Mapovanie v teréne	35
6.2.3 Granulometria	36
7. VÝSLEDKY	41
7.1 Historický vývoj koryta a nivy.....	41
7.1.1 Charakter dien dolín	41
7.1.2 Ripariálna zóna	42
7.1.3 Vývoj korýt a zmeny vnútrokorytových štruktúr	45
7.1.4 Dynamika korýt a sukcesia vegetácie	48
7.1.5 Antropogénne zásahy do korýt Ondavy a Tople	50
7.2 Vertikálne zmeny korýt	52
7.3 Longitudinálna variabilita zrnitostného zloženia sedimentov lavíc	57
7.4 Litofácie brehov	58
8. DISKUSIA	62
9. ODPORÚČANIA PRE MANAŽMENT SKÚMANÝCH ÚZEMÍ	67
10. ZÁVER	69
11. LITERATÚRA	71

Recenzenti:

RNDr. Pavol Miklánek, CSc.

Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, Bratislava

prof. Ing. Viliam Macura, PhD.

Katedra vodného hospodárstva krajiny STU, Bratislava,
Stavebná fakulta STU v Bratislave

POĎAKOVANIE

Príspevok bol riešený s finančnou podporou Vedeckej grantovej agentúry Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied (VEGA) číslo 2/0098/18. Ortofotomapy a historické letecké meračské snímky boli zakúpené od firmy ©EUROSENSE, s r. o. a Topografického ústavu Banská Bystrica. Hydrologické dáta poskytol Slovenský hydrometeorologický ústav. Údaje z databázy ZB GIS poskytol Úrad geodézie, kartografie a katastra Slovenskej republiky v rámci zmluvy 19-102-646/2018.

PREDSLOV

„Fluvial Dynamics, including the expansion/contraction of surface waters, is the primary driving force that sustains connectivity in alluvial rivers.“

Ward et al. (2002)

Vodné toky a rieky na Slovensku sa do predia verejnosti dostávajú väčšinou iba v čase ich zvýšeného prietoku, ktorý ohrozuje obydlia a majetok obyvateľov. Pri diskusiách v teréne, sa stretávame s otázkami týkajúcimi sa predovšetkým ochrany pred povodňami. Obyvatelia sa podozreávajú, že vodohospodársky podnik neprebagroval časť potoka, neprečistil koryto alebo nepostavil ochranné hrádze a opevnenia brehov. Niekedy máme pocit, že si neuvedomujú význam vodných tokov a ich ekosystémové služby. Skôr prevláda názor, že rieky sa musia prispôbiť aktivitám človeka, vtesnať sa do úzkych vybetónovaných korýt a hlavne nespôsobovať škodu. Niekedy si však práve človek môže sám za to, čo mu rieka spôsobuje. Nepoznanie jej správania sa a uvedomovanie si sily rieky iba v momente, keď ho naplno ukazuje, vedie k skresleným pohľadom na tieto krajinné entity.

Východoslovenské rieky sú charakteristické dynamickým správaním prejavujúcim sa hlavne laterálnym presúvaním koryta a s tým spojenou brehovou eróziou, pričom na jednej strane dochádza k deštrukcii povrchu nivy a erózii sedimentov. Na druhej strane sa ich depozíciou

v koryte vytvára nová štruktúra riečnej krajiny. Na rozdiel od mnohých iných zregulovaných riek Ondava a Topľa patria medzi štrkonosné vodné toky zväčša s prirodzeným korytom a preto sú vhodné na skúmanie prirodzených aspektov ich správania sa. Svojim špecifickým charakterom dotvárajú ráz krajiny severovýchodnej flyšovej časti Slovenska a zasluhujú si väčší záujem spoločnosti.

Myslíme si, že predkladaná publikácia zaoberajúca sa výskumom východoslovenských štrkonosných vodných tokov, sa po publikovaní výskumu morfológie horského vodného toku Topľa v tomto časopise (Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 14, 1, 2014) a publikácie venujúcej sa morfológie divočiaceho a migrujúceho vodného toku Belá (Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 16, 2, 2016) zaraďuje do série prác prezentujúcich ďalšiu oblasť výskumu vodných tokov, ktorá má vo svete svoje etablované miesto.

Za posúdenie rukopisu monografie ďakujeme recenzentom RNDr. Pavlovi Mikláňkovi, CSc. z Ústavu hydrológie SAV v Bratislave a prof. Ing. Viliamovi Macurovi, PhD. z Katedry vodného hospodárstva krajiny STU v Bratislave, ktorých cenné rady a pripomienky pomohli k jeho skvalitneniu.

Autori*

* Geografický ústav SAV, Oddelenie fyzickej geografie, geomorfológie a prírodných hazardov, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, Slovensko
e-mail: geogmilo@savba.sk, geogleho@savba.sk, geogkido@savba.sk, geogslad@savba.sk
Farebná verzia dostupná online: <http://www.asg.sav.sk>

1 ÚVOD

Okolie riek, definované ako ripariálna zóna, predstavuje jeden z najvýznamnejších geosystémov na našej planéte. V súčasnosti dochádza vplyvom zmien klímy a zásahov človeka k zmene správania sa vodných tokov. Človek pritom do vodného toku nezasahuje iba priamo (hrádze, spevnenia brehov a pod.), ale ovplyvňuje ho aj nepriamo cez zmenu využívania krajiny, ťažbu štrkov a lokalizáciou svojich aktivít (budovy, priemysel a pod.).

Poznanie procesov prebiehajúcich vo vodných tokoch vedie k úspešnému a udržateľnému manažmentu ripariálnej zóny. Ten si vyžaduje nielen pochopenie, ktoré úseky toku sú náchylnejšie na deštrukciu brehu a eróziu, ale aj vysvetlenie trendov správania sa koryta. K nim môžeme zaradiť identifikovanie jednotlivých procesov vedúcich k zarezávaniu koryta, jeho degradácii a zmene pôdorysnej vzorky. Človek si musí uvedomiť nielen aké procesy vo vodnom toku prebiehajú, ale aj aký bude mať daná zmena vplyv na jeho vlastné aktivity v krajine a v neposlednom rade aj na samotný vodný tok a prírodu v jej okolí. Pochopenie týchto vzťahov a celkovej vývojovo-priestorovej trajektórie týchto riek je prvým krokom pre ich celkové porozumenie a uvedomenie si, že záplavy, ako najvýraznejší prejav správania sa riek, podobne ako množstvo ďalších procesov ako je erózia, meandrovanie, vytváranie štrkových lavíc sú prirodzenými procesmi. Úlohou človeka by preto nemala byť snaha o ich zastavenie, ovládnutie a podmanenie, ale prispôbenie sa v súlade so silou prírody, čo vedie k spolunažívaniu človeka a riek.

Od konca 19. storočia dochádza v celej Európe k výrazným zmenám riečnej siete. Na jednej strane dochádza k zužovaniu korýt, ktoré sú výsledkom konca klimatického obdobia známeho aj pod názvom malá doba ľadová. Na druhej strane prebieha priemyselná revolúcia a človek začína meniť svoju krajinu ako nikdy predtým. Výrazne sa týmito ľudským aktivitám museli prispôbiť aj vodné toky, ako zdroje vody, elektriny (priehrady), alebo ako prvky, ktoré ľudské aktivity obmedzujú a ohrozujú.

Brehová erózia je pritom dynamickou vlastnosťou kľukatiacich a meandrujúcich vodných tokov, ktorá sa prejavuje laterálnym posunom ich korýt. Spolu so vzájomným pôsobením dnových agradačných a degradačných procesov a procesov vertikálnej akrecie výrazne mení nielen morfológiu koryta, ale aj morfologické vlastnosti nivy. Extrémne vodné stavy (povodne) zvyšujú energiu vodného toku prejavujúcu sa zintenzívnením eróznno-akumulačných procesov. Morfologické procesy prebiehajúce v ripariálnej zóne modifikujú topografické formy a zvyšujú heterogenitu tohto priestoru a dynamicky menia jeho vlastnosti. Vytvárajú tak bohatý ekosystém a poskytujú domov bohatej flóre a útočisko pre zvieratá.

Cieľom tejto práce je na základe analýzy dát diaľkového prieskumu Zeme (DPZ), terénneho výskumu a mapovania detekovať zmeny pôdorysnej vzorky koryta, brehovej línie riečnych korýt a zmeny vnútrokorytových foriem na príklade dvoch neregulovaných, štrkonosných vodných tokov.

2 PÔDORYSNÁ VZORKA A BREHOVÁ ERÓZIA VODNÝCH TOKOV

Pôdorysná vzorka koryta vodného toku predstavuje jeho geometrický obraz pri pohľade zhora a vyjadruje jeho priestorovú štruktúru (LEHOTSKÝ et al. 2015). Poskytuje nám základné informácie o charakteristike toku a nivy v určitom úseku a slúži na identifikovanie jednotlivých typov koryta. LEOPOLD a WOLMAN (1957), SCHUMM (1977), REINECK a SINGH (1980) identifikujú tri všeobecne akceptované základné typy pôdorysnej vzorky, a to priamy, divočiaci a meandrujúci vodný tok. Další autori (KNIGHTON a NANSON 1993, NANSON a KNIGHTON 1996, JANSEN a NANSON 2004) medzi tieto základne tri typy zaraďujú aj anastomózne koryto (rozvetvené koryto, resp. rozvetvujúce sa koryto), ktoré je charakteristické väčším počtom korýt a ostrovov. Pri určovaní pôdorysnej vzorky vodného toku vychádzame z troch hlavných kritérií (**Obr. 1**): počtu korýt, kľukatosti, a laterálnej stability (BRIERLEY a FRYIRS 2005).

Kľukatosť korýt vodných tokov je jedna z ich typických vlastností, ktorá slúži na ich klasifikáciu a typizáciu. LEOPOLD a WOLMAN (1957) definujú meandrujúci tok¹, ako tok s charakteristickým zvlňeným pôdorysom koryta, striedaním nárazového a nánosového brehu a so stupňom kľukatosti (SK) väčším ako 1,5 (pomer medzi reálnou dĺžkou vodného toku a dĺžkou údolnice). Vytváranie zákrut ovplyvňuje lokálna hydraulika, ktorá vedie k vytváraniu nárazového a nánosového brehu. To sa v koryte prejavuje, na jednej strane vytváraním erózných breho-

vých stien a na strane druhej laterálnej akrecii sedimentov morfológicky sa prejavujúcej v podobe vrcholových lavíc (*point bar*), laterálnom posune a vytváraní zaškrtených a opustených ramien.

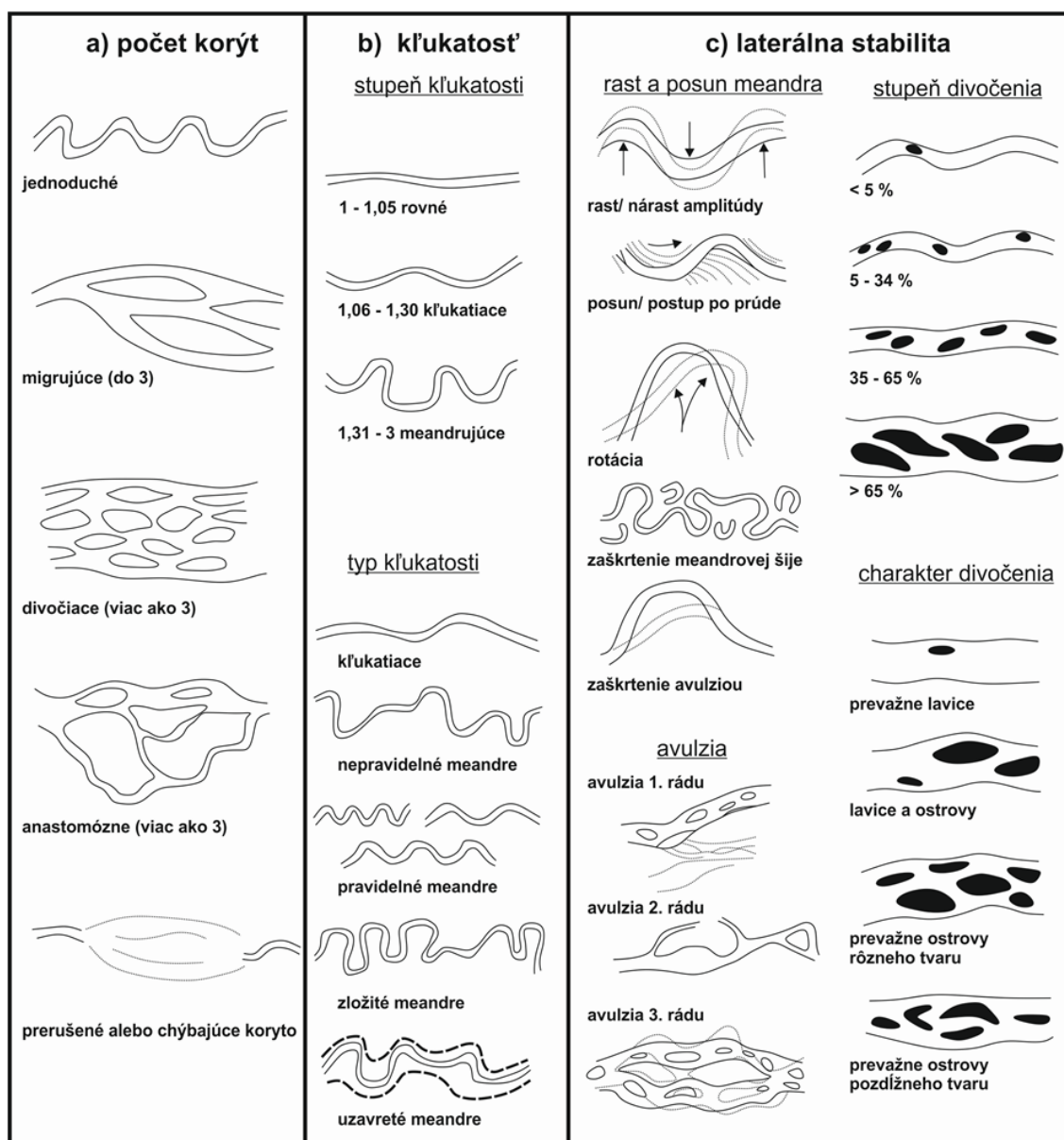
Správanie sa vodného toku sa chápe ako prispôbovaniu sa rieky eróznym a akumulárnym mechanizmom, ktorými rieka utvára alebo premodelováva fluvialne formy (BRIERLEY a FRYIRS 2005). Štrkonosný vodný tok je typický laterálnym posúvaním koryta, ktorého výsledkom je zmena morfológie pôdorysnej vzorky toku. Uložený materiál pozdĺž korýt vytvára riečnu nivu, ktorá sa formuje dvoma základnými spôsobmi: vertikálnou a laterálnou akreciou² (LEOPOLD a WOLMAN 1957, BRIERLEY a HICKIN 1992). Procesom vertikálnej akrecie dochádza k uloženiu sedimentov počas vyliatia vody z koryta, následkom zníženia energie vodného toku, a tým aj jeho transportnej kapacity.

Laterálna akrecia je charakteristická vytváraním bočných pripojených a vrcholových lavíc, ktoré sú postupne včlenené do nivy (LEWIN 1983). V systéme vodného toku sú okrem samotného ukladania sedimentov a formovania nivy dôležité aj procesy, ktoré pretvárajú samotnú nivu. BRIERLEY a FRYIRS (2005) sem zaraďujú: laterálnu migráciu, zaškrcovanie meandrov, avulziu, zvliekanie nivy, vytváranie povodňových korýt a rozširovanie koryta.

Morfológia riečneho koryta je ovplyvňovaná vzájomnou interakciou prúdenia vody s morfológickými hranicami koryta, pričom prúdenie

¹ LEHOTSKÝ et al. (2015) rozlišujú 5 typov koryta vodných tokov na základe stupňa kľukatosti (SK) a to: absolútne priamy tok (SK = 1,0), priamý tok (SK = 1,01 – 1,05), mierne kľukatý tok (SK = 1,06 – 1,25), stredne kľukatý tok (SK = 1,26 – 1,50) a meandrujúci vodný tok (SK > 1,50). Stupeň kľukatosti sa môže označovať aj ako index kľukatosti (IK).

² Autori (BRIERLEY a FRYIRS 2005) rozlišujú 6 základných procesov formujúcich riečnu nivu: laterálna akrecia sedimentov laterálne nestabilných tokov (*lateral accretion*), vertikálnu akreciu sedimentov počas povodňových udalostí a vybreženia (*vertical accretion*), akumuláciu sedimentov divočiacich korýt (*braid channel accretion*), vertikálnu akreciu sedimentov na okraji nemeandrujúcich vodných tokov (*oblique accretion*), akumulácia sedimentov v konkávných častiach tokov (*counter point accretion*) akreciu sedimentov v opustených korytách (*abandoned channel accretion*)



Obr. 1 Typológia riečnych korýt definovaná na základe troch hlavných kritérií: a) počet korýt, b) kľukatosti c) laterálnej stability (prevzaté od BRIERLEY a FRYIRS 2005).

vody je závislé na dvoch parametroch, a to gravitácii a sklone, ktoré determinujú jeho rýchlosť (KNIGHTON 1998). Rýchlosť (definovaná vektorom), je tak jednou z najdôležitejších charakteristík prúdenia v koryte. Zmena morfológie je teda následne spôsobená predovšetkým vzájomným vzťahom medzi rýchlosťou prúdenia a odporom prostredia koryta.

Brehová erózia vodných tokov je ich dynamickou vlastnosťou, ktorá sa prejavuje laterál-

ným posunom ich korýt (HOOKE 2003). Spolu so vzájomným pôsobením dnových agračných a degradačných procesov a procesov vertikálnej akrecie výrazne mení nielen morfológiu koryta ale aj morfológické vlastnosti nivy a ohrozuje ľudské aktivity na nej. COUPER (2004) poukazuje na základné otázky skúmania brehovej erózie, a to:

Prečo k brehovej erózie dochádza?
Kde a kedy sa tak stane?,

Akým mechanizmom k nej dôjde?

a Ako spolu súvisia?

V priestore sa erózia prejavuje deštrukciou a ústupom brehu a je iniciovaná dvoma hlavnými procesmi (HOOKE 1979, DAVIS a GREGORY 1994):

- a) *hydraulickým odnášaním častíc prúdením vody,*
- b) *gravitačným kolapsom brehu (brehové poruchy).*

Odnos materiálu prúdením vody je najefektívnejší proces deštrukcie brehu (KNIGHTON 1998) a závisí predovšetkým na veľkosti a variabilite prietoku v koryte ako aj na priestorovom rozložení rýchlostí a šmykového napätia (*shear stress* τ). K oslabovaniu stability brehu dochádza troma hlavnými faktormi: prevlhčovaním brehu (oslabovanie predovšetkým kohézných sedimentov), vysušáním brehu (znižovanie kohézie brehu a jeho stability menšou súdržnosťou častíc) a mrazovým zvetrávaním spôsobeným premrzaním a mechanickou deštrukciou vody (BRIERLEY a FRYIRS 2005). Podľa KNIGHTONA (1998) je erózia brehu ovplyvnená šiestimi základnými faktormi:

- a) *prúdenie toku, zloženie brehu* (kohézne vlastnosti a stratifikácia materiálu, z ktorého je breh budovaný),
- b) *klíma* (zrážky, ich rozdelenie, intenzita a veľkosť; a mrazové procesy),
- c) *hydrofyzikálne vlastnosti* (prevlhčenie, presakovanie),
- d) *geometria koryta* (výška brehu a jeho sklon, zakrivenie brehovej línie),
- e) *vegetácia* (koreňové systémy a ich hĺbka, hrúbka a hustota) a
- f) *človekom indukované faktory* (urbanizácia, odvodňovanie, výstavba priehrad a pod.).

Celková erózia je výsledkom hydraulického odnášania častíc prúdením vody a gravitačného kolapsu brehu, ktoré sú vzájomne previazané. Pri kľukatiach sa vodných tokoch sú jej efektom kolmé erózne steny v nárazových častiach riečnych zákrut a meandrov. Gravitačná deštrukcia brehu závisí od jeho geometrie, štruktúry a vlastností sedimentov, z ktorých je breh budovaný. U kľukatiach a meandrujúcich koryt proces erózie vedie k aj zmene ich pôdorysných vlastností, ktoré sa priestorovo prejavujú rastom, posunom a rotáciou zákrut (HOOKE 1984). Tieto zmeny zároveň spätne ovplyvňujú hydraulické odnášanie častíc sedimentov brehu, a tým aj samotný proces jeho erózie.

Erózy potenciál v riečnom úseku je podľa HOYLE et al. (2010) ovplyvnený frekvenciou a

stupňom inundácie, rýchlosťou prúdenia, výškou a hustotou vegetácie, objemom dostupných sedimentov a ich zrnitosťou a lokálnymi faktormi. RUSSELL et al. (2004) poukazuje, že laterálna dimenzia koryta je ovplyvňovaná vzájomnou interakciou medzi povodňami (veľkosť, frekvencia, trvanie, načasovanie) a ostatnými faktormi ovplyvňujúcimi erodibilitu: stratigrafia brehu, typ a hustota vegetácie, zvyšky dreva, drenáž brehov a geotechnické charakteristiky. LUPPI et al. (2009) tvrdí, že brehová erózia závisí na sezónnych hydrologických podmienkach (veľkosť prietoku) a iniciálnej geometrii brehu.

RUTHERFURD (2000) navrhuje pre vyjadrenie vzťahu medzi prietokom a mierou brehovej erózie meandra rovnicu:

$$BE = 0,016Q_{1,58}^{0,60}, \quad (8)$$

kde BE miera brehovej erózie (m/rok) a $Q_{1,58}$ predstavuje povodňový prietok s pravdepodobnosťou opakovania 1,58 (stav plného koryta). YAO et al. (2011) tento vzťah upravil pre Žltú riek (Čína) a stredný prietok (Q) počas obdobia povodní (júl až október) na základe empirických dát:

$$E = 0,636 + 0,600 \exp(Q/472,299), \quad (9)$$

kde E predstavuje mieru erózie (km^2/rok).

Vzťah medzi mierou erózie a morfológickými vlastnosťami na základe laterálnej migrácie a zakrivením zákruty štandardizovaný šírkou koryta (r_m/w) vyjadrujú HICKIN (1974, 1978), HICKIN a NANSON (1984). Poukazujú, že najväčšia migrácia sa objavuje pri hodnotách zakrivenia oblúka r_m/w medzi 2 až 4. NANSON a HICKIN (1988) uvádzajú, že brehová erózia a priemerný laterálny posun koryta sú predpočetelné na základe poznania prúdenia v koryte a geomorfologických a sedimentových dát. Morfológia koryta vysvetľuje viac ako 45 % variability brehovej erózie nárazového brehu pričom v kombinácii so sedimentovými dátami (veľkosť zrna na päte brehu) vysvetľuje až 70 % celkovej variability.

Stabilizačným prvkom, ktorý výrazne ovplyvňuje eróziu sú brehové porasty. Lesné porasty a ich koreňové systémy v okolí riek spevňujú brehy a chránia ich pred eróznymi účinkami vody hlavne v nekohéznych aluviálnych sedimentoch (GREŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2007, GRAHAM 1973, BOOTH 1991). SMITH (1976) poukazuje na to, že breh spevnený koreňovým systémom (hustota koreňov 16 – 18 %) je 600 krát odolnejší voči brehovej erózii ako breh bez koreňov. MICHALKOVÁ et al. (2011) tvrdí, že zmena v miere erózie vodného toku je ovplyvnená zmenou erodibility vplyvom

odlesnenia (zmena využitia zeme), umelým spevňovaním brehov, odolnosťou nivy, sekvenciou povodní a výstavbou priehrad. Poukazuje na viditeľný rozdiel v erózii medzi brehom s lesným a oráčinovým/lúčnym typom krajiny pokrývky. Podobne MICHELI et al. (2004) poukazuje, že erózia brehov poľnohospodársky využívannej ripariálnej zóny je vplyvom progresívnej laterálnej migrácie zhruba dvakrát rýchlejšia ako ripariálneho lesa a že brehová erózia je asociovaná hlavne s dosahovaním kritického tangenciálneho napätia vplyvom častejších a dlhodobších povodní ako zmenami využitia zeme.

Eróziu brehu meandrujúcich riek možno chápať taktiež ako dominantný proces prispievania sedimentov do vodného toku (HICKIN 1974, STOTT 1997), pričom SASS a KEANE (2012) uvádzajú, že až 80 % sedimentov v koryte sa priamo týka brehovej erózie. Výsledkom je produkcia a distribúcia sedimentov, ktoré spôsobujú zanášanie priehrad, znižovanie ich kapacity, znižovanie množstva kyslíka a vedú k zvyšovaniu teploty vody, nestability koryta a povodňového potenciálu. Brehová erózia vytvára pre človeka nebezpečenstvo, ktoré ohrozuje jeho aktivity a záujmy (napr. využívanie zeme, záber vlastníctva pôdy) a deštruuje stavby, cesty, mosty, domy a pod. (PIÉGAY et al. 1997, PENDER et al. 1998, WALKER 1999). Považovaná je tiež za prírodný hazard, pred ktorým sa človek chráni rôznymi technickými (inžinierskymi) a netechnickými (zelenými) zásahmi do koryta (PIÉGAY et al. 2005, PLATE 2002).

KLINE a CAHOON (2010) poukazujú na skutočnosť, že najväčšie škody pri povodniach od roku 1990 vo Vermonte neboli spôsobené záplavami ale brehovou eróziou. Poukazujú na plánovanie a manažovanie rieky na aktívnom prístupe založenom na riečnom koridore, jeho ochrane a vymedzení územia kde sa rieka voľne ponecháva migrovať (*Fluvial Erosion Hazard Areas*).

PIÉGAY et al. (1997) prezentujú stratégiu na riešenie problematiky erózie pre rieku Galaure (Francúzsko) na základe zostavenia map erózneho potenciálu (v zmysle erózneho koridoru), využitia zeme a ekonomickej hodnoty. Do tohto hodnotenia integrujú aj názory a postoje vlastníkov pozemkov, ktorí sú aktívne zapojení do rozhodovacieho procesu. Takto definujú zóny voľnej migrácie toku ako aj zóny aktívnej zelenej ochrany (stabilizácia vegetáciou) alebo klasického technického prístupu. Stratégia je pritom založená na 4 hlavných princípoch:

- a) brehová erózia je prirodzený a nevyhnutý proces pre zachovanie ekologickej rovnováhy rieky,
- b) je nevyhnutná pre udržanie kvality vodných zdrojov a závlah,
- c) aktívne reštriktívne opatrenia sú drahé a prinášajú špirálovitý efekt, ktorý vedie k degradácii tokov a zvyšovaniu povodňového rizika,
- d) brehová erózia má aj psychologický efekt a väčšina erodovaných brehov je v menej cenených miestach ako je mesto alebo poľnohospodárska pôda.

3 LATERÁLNE PRESÚVANIE KORÝT VODNÝCH TOKOV A ICH RIPARIÁLNA ZÓNA

Ripariálna zóna predstavuje koridorovú entitu so špecifickým ekologickým a priestorovým gradientom pozdĺž vodných tokov a názov je odvodený od latinského slova „*riparius*“, čo znamená patriaci k rieke, na brehu rieky (CEBECAUEROVÁ a LEHOTSKÝ 2012, LEHOTSKÝ 2006). Striktne sa neobmedzuje iba na vegetáciu v okolí brehu ale na celý priestor, kde dochádza k interakcii nivy a rieky (BREN 1993). V tomto priestore spolu interagujú fyzikogeografické a socioekonomické systémy, ktoré tak ovplyvňujú jej štruktúru a dynamiku. Tie prvé vytvárajú fyzickú štruktúru krajiny, prostredníctvom erózie a akumácie zvyšujú jej heterogenitu a biodiverzitu, a spolu s inundáciou pri vyšších vodných stavoch aj produktivitu ekosystému (SALO et al. 1986, WARD a TROCKNER 2001, OPPERMAN et al. 2010). Druhá, socioekonomická časť, je naviazaná na využitie jednotlivých benefitov (**Obr. 2**), ktoré ripariálna krajina prináša (HANSEN et al. 2010, CEBECAUEROVÁ a LEHOTSKÝ 2012): zlepšuje kvalitu vody, redukuje eróziu, reguluje teplotu vody, prísun drevnej hmoty, zvyšuje biodiverzitu, zabezpečuje konektivitu ekosystému, zmiernuje výšku a rýchlosť povodňových vln, podporuje akreciu povodňových sedimentov a vývoj pôd, vytvára drevnú hmotu, má estetickú, rekreačnú, športovú a edukačnú funkciu. Človek pritom priamo do nej vstupuje a mení prírodne vzniknutú štruktúru a dynamiku systému. Ripariálna zóna a niva sú dynamicky prepojené s vodným tokom prostredníctvom jeho hydrologického režimu (povodne), prísunom sedimentov, živín, organizmov a geomorfologickými procesmi (SIMON a HUPP 1987, OPPERMAN et al. 2010, GILVEAR a WILLBY 2006), pričom práve povodne, ako erózna sila, sa podieľajú najvýraznejšie na ich fungovaní a zmene.

Krajinná štruktúra ripariálnej zóny je odzrkadlená vzájomnej interakcie a spätných väzieb medzi hydrologickými procesmi, jednotlivými formami reliéfu vo vodnom toku a postupným

vývojom vegetácie (MILLER et al. 1995, GONZÁLES a GARCIA 2006, CORENBLIT et al. 2007a, 2007b, DYKAAR a WIGINGTON 2010, OSTERKAMP et al. 2012, GURNELL et al. 2012). Erózne procesy, akumulácia sedimentov a samotný posun koryta menia charakter okolia vodného toku a tým ovplyvňujú vývoj vegetácie ako aj samotnej krajiny.

Avulzia a laterálna migrácia predstavujú hlavné procesy, ktoré štruktúrujú topografiu ripariálnej zóny a nivy (WARD et al. 2002). Prírodný proces zmeny vegetácie v ripariálnej zóne je potom výsledkom sukcesie (*succession*) a zmladzovania (*rejuvenation*), ktoré sa viažu na nové a zmenené geomorfologické formy (GEERLING et al. 2006). Vývoj krajiny štruktúry ripariálnej zóny môžeme chápať v zmysle fluvialneho biogeomorfologického sukcesného konceptu (CORENBLIT et al. 2007b), ako určitý cyklus, ktorý v sebe zahŕňa vzájomné vzťahy medzi hydro-geomorfologickými a ekologickými procesmi, formujúcimi túto prírodnú entitu. Cyklus pozostáva zo 4 fáz:

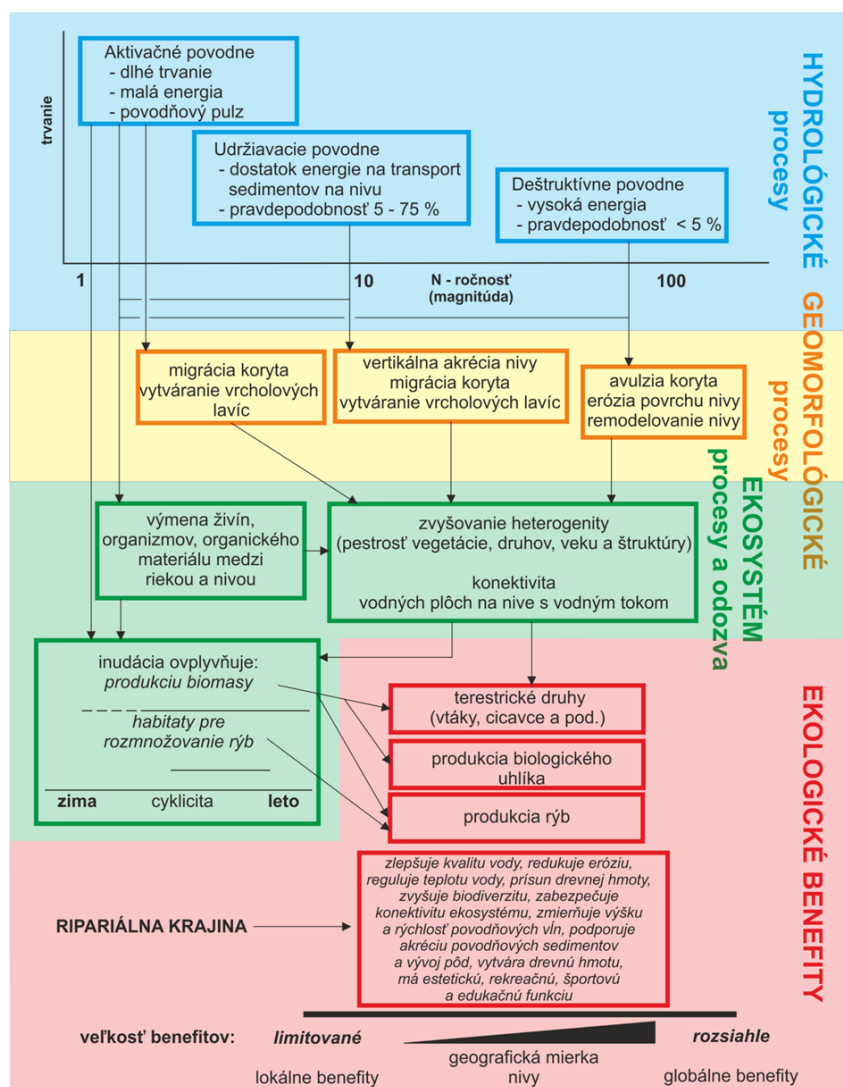
- iniciálna geomorfologická fáza*: remobilizácia geomorfologických foriem a deštrukcia vegetácie (objavuje sa po povodňovej udalosti a má lokálny charakter)
- pionierska fáza s náletovou vegetáciou*: postupný nálet pionierskych druhov vegetácie
- biogeomorfologická fáza*: pionierska vegetácia získa potenciál pre vzájomné interagovanie s hydrogeomorfologickými procesmi (trhnutie sedimentov a pod.)
- ekologická fáza*: stabilizáciou riečnej krajiny (vytvorenie ostrovov, nivy a brehov)

Táto koncepcia je úzko spätá s počiatočným geomorfologickým procesom, ktorý ako iniciátor vedie k vytvoreniu sukcesného štádia, čo je v prípade ripariálnej zóny les. Vegetácia počas malých povodní bráni zvýšenej erózii a počas medzipovodňového obdobia stabilizuje jednotlivé geomorfologické formy, pričom hrá jednu z

klúčových úloh pri determinovaní štruktúry riečného ekosystému (BERTOLDI et al. 2009, GURNELL a PETTS 2006). Malé povodne, ako uvádza CORENBLIT et al. (2010) na rieke Tech (Francúzsko) na úrovni N_{2-3} prietoku nemajú deštruktívny účinok a vedú k biogeomorfologickej interakcii vegetácie a geomorfologických foriem v ripariálnej zóne. Prispievajú k akrecii sedimentov a sú zdrojom živín, semien a mŕtveho dreva čo vedie k stabilizácii.

Erózia sedimentov a ich uloženie silne koreluje s množstvom vegetácie, pričom pionierske dreviny poskytujú extrémne vysokú mechanickú odolnosť voči erózii (predovšetkým *Populus nigra* a *Salix spp.*). Priestorová štruktúra vegetácie nepredstavuje iba odozvu na topografické

a geomorfologické faktory, na prúdenie a režim sedimentov, ale má aj aktívnu úlohu pri formovaní ripariálnej krajiny (HICKIN 1984, GURNELL a PETTS 2002). OPPERMAN et al. (2010) zdôrazňuje vzájomné vzťahy, prepojenie a dôležitosť medzi jednotlivými komponentmi, ktoré formujú vývoj nivy od hydrologie, cez geomorfológiu, procesmi a odozvou ekosystému až po ekologické benefity, ktoré ponúka ripariálna zóna (Obr. 2). Dynamika koryta a jednotlivé morfologické procesy prebiehajúce v ripariálnej zóne modifikujú topografické formy (predovšetkým erózia brehu a akumulácia sedimentov), čím zvyšujú heterogenitu priestoru a dynamicky menia jeho vlastnosti (PIEGAY et al. 2000).



Obr. 2 Konceptuálny model prepojenia hydrologických, geomorfologických a ekologických procesov v ripariálnej krajine. (spracované podľa OPPERMAN et al. (2010), HANSEN et al. (2010) a CEBECAUEROVA a LEHOTSKY (2012); F– farebný obrázok dostupný online).

4 FAKTORY OVPLYVNÚJÚCE VÝVOJ MORFOLÓGIE RIEK

Brehová erózia je úzko spojená z povodňovými udalosťami. Ak prebieha pri normálnom prietoku má oveľa menšie katastrofálne následky, ako keď je iniciovaná povodňou. Počas nej výrazne narastá množstvo odneseného materiálu, čo často vedie aj k značným a náhlým materiálnym škodám na majetku ľudí (deštrukcia ciest, domov a i.). Dôležité je predovšetkým časové rozloženie jednotlivých povodňových udalostí. Tie odrážajú celkové klimatické podmienky regiónu a sú odozvou zrážkového režimu. PEKÁROVÁ et al. (2011) poukazujú na cyklický charakter povodňových prietokov (objavovanie sa období s intenzívnejším výskytom povodní a naopak). Táto cyklicita ovplyvňuje aj správanie sa vodných tokov a samotnú brehovú eróziu. Pokiaľ veľké povodne majú skôr deštruktívny efekt, ktorý vedie k erózii, tvarovaniu nivy, jej topografických zmien a samotnému laterálnemu presúvaniu, tak menej intenzívne, často sa vyskytujúce povodne s malou magnitúdou, približne na úrovni jednoročného prietoku, alebo prietoku plného koryta majú konštrukčný efekt a prispievajú k akrecii sedimentov a stabilizácii systému (CORENBLIT et al. 2007b, OPPERMAN et al. 2010, WARD et al. 2002).

Extrémne udalosti zvyšujú energiu vodného toku, ktorá sa následne prejavuje výraznejšími geomorfologickými účinkami a zvýšenou mierou erózie – akumulčných procesov v koryte (MILLER 1990, HRÁDEK 2000). Geomorfologický efekt povodne závisí od veľkosti prietoku (veľkosti povodne) a fyzických vlastností koryta a brehu (resp. nivy), kde k povodni dochádza (MILLER 1990). Pre účinnosť takýchto extrémnych udalostí na morfológiu koryta (v zmysle erózie – agračných procesov) je dôležitá aj ich frekvencia a časové rozloženie. WARD (1978) poukazuje na to, že čím je medzi dvoma povodňovými udalosťami menší časový rozstup, tým je efekt druhej povodne väčší, nakoľ-

ko sa vodný tok ešte z prvej nestihol zotaviť (napr. stabilizáciou vegetácie). Tvrdí, že efekt dvoch po sebe nasledujúcich povodní v krátkom časovom úseku je výraznejší a má aj väčší geomorfologický účinok, ako keby bol medzi nimi dlhší časový rozdiel. HICKIN a SICHINGABULA (1988) zdôrazňujú, že vo všeobecnosti väčšia brehovú eróziu je spájaná s relatívne menšími ale dlhotrvajúcimi povodňami, a že dĺžka trvania extrémnej udalosti je dôležitá. BERTOLDI et al. (2009) na rieke Tagliamento (Taliansko) poukazujú, že prietok na úrovni vyššej ako je prietok plného koryta je zodpovedný za signifikantnú eróziu nivy a okrajov ostrovov a vedie k vytváraniu nových avulzných koryt. PHILLIPS (2002) tvrdí, že menší, korytotvorný prietok je zodpovedný za formovanie koryta a zriedkavé a väčšie prietoky sú potrebné na transport hrubozrnného sedimentu a eróziu brehov. Dôležité je pritom rozlišovať medzi efektom povodne v zmysle zaplavenia plochy inundácie a medzi efektom zapríčinením brehovou eróziou (FULLER 2005).

BAUCH a HICKIN (2011) zdôrazňujú vzájomný vzťah medzi zmenami klímy, hydrologickým režimom a geomorfológiou koryt. Nárast veľkosti a trvania povodní je hlavným faktorom akcelerácie korytových zmien. Zmeny v morfológii koryta sa podľa nich nespájajú len so zmenami lokálnych podmienok v povodí (odlesňovanie, pôdna vlhkosť) ale aj so zmenami v režime zrážkových udalostiach hlavne intenzifikáciou letných pacifických búrok. Rozlišujú obdobie nízkej geomorfologickej aktivity a vyššej aktivity, ako možnosť odozvy Pacifickej oscilácie, alebo systému cyklu náhlejšej rýchlej odozvy na povodňové udalosti (vysoká geomorfologická aktivita) a následného obdobia relaxácie a prispôbovania sa zmeneným podmienkam.

Cyklicita klímy sa prejavuje aj v dlhšom časovom období. Štúdium ľadových jadier poukazujú na holocénnu cyklické zmeny od konca

doby ľadovej a striedanie chladnejších a teplejších období (EASTERBROOK 2011). Tie ovplyvňujú aj riečne procesy, agradáciu a eróziu ako aj samotný vývoj koryt (STARKEL et al. 2006). STARKEL (2002, 2003) na základe aluviálnej výplne a datovania identifikoval 12 období zvýšenej riečnej aktivity. Tieto obdobia (klastre) sú charakteristické vyššou frekvenciou povodní. Posledná perióda sa viaže na obdobie 16. – 19. storočia a je známa ako obdobie malej doby ľadovej. STARKEL (1983) pri skúmaní paleovývoja doliny Visly uvádza model vývoja, kde fáza s častým opakovaním veľkých povodní je charakteristická zaškrcovaním meandrov, avulzií, rozširovaním a skracovaním koryta. Naopak poklesom aktivity dochádza k vývoju novej generácie meandrov. LEIGH (2008) poukazuje na zmenu pôdorysnej vzorky z divočiacej na meandrujúcu 15 000 – 16 000 rokov p. n. l. vplyvom zmeny klímy, oteplení a vývoja vegetácie. STACHE et al. (2014) vo svojej práci opisuje holocénny vývoj nivy rieky Bečva za posledných viac ako 5000 rokov, ktorá prešla viacerými štádiami vývoja pôdorysnej vzorky.

Ďalší autori poukazujú na zmeny v správaní riek na konci 19. storočia, ktoré je spájané práve s koncom tejto chladnejšej periódy, poklesom humidity a intenzity meteorologických a hydraulických procesov, a tým aj zmenou morfológických procesov vo vodnom toku (KOTARBA 1989, SURIAN 1999, WYŽGA 1993a, 2001a, LIÉBAULT a PIÉGAY 2002). Zároveň však poukazujú aj na vplyv iných faktorov, ktoré sa môžu podieľať na morfológických zmenách koryta, procesov a celkovom správaní sa rieky. Zaradujú sem rôzne antropogénne faktory, ktoré často majú výrazný vplyv na zmeny v množstve sedimentov, vedú k zarezávaniu alebo agradácii koryta, pričom je niekedy veľmi zložitá presne identifikovať priamy vplyv zmien klímy alebo využívania zeme. Ako tvrdia, zmeny vo využití zeme, ako je nárast plochy lesa, vedie k zníženiu prísunu sedimentov, zužovaniu koryta, narovnávaniu a zarezávaniu. Naopak opačný proces vedie k agradácii a zintenzívneniu erózných procesov, rozšíreniu toku a zvýšeniu jeho dynamiky. Práve začiatok intenzívneho využívania krajiny, jej odlesnenie počas 19. storočia a zmeny krajiny je veľmi náročne odlíšiť od vplyvu končiacej malej doby ľadovej, pretože dochádza k znásobeniu a vzájomnému prekryvu týchto efektov. STANKOVIANSKY (2003) uvádza, že aj keď počas 17. – 18. storočia bola krajina ovplyvnená činnosťou človeka, spúšťačom geomorfologických zmien boli silné dažde počas malej doby ľadovej.

GURNELL a PETTS (2002) poukazujú na zmenu viacerých vodných tokov v Európe zo štrkonosných, divočiach a migrujúcich tokov na stabilné, zarezané jednoduché koryta ako výsledok zmeny klímy (koniec malej doby ľadovej) a intenzívnych zásahov človeka do krajiny. WYŽGA (1993b) poukazuje na zmenu v správaní rieky Raba (Poľsko) charakterizované vyberžovaním a vertikálnou akreciou v druhej polovici 19. storočia na jej súčasné zarezávanie a degradovanie koryta. JAMES et al. (2009) opisuje podobný priebeh procesov (najprv agradácia neskôr zarezávanie koryta) na dvoch riekach v Kalifornii (USA). GREGORY et al. (2008) a STARKEL et al. (2006) zdôrazňujú význam poznania vplyvu minulých klimatických zmien a využitia zeme na ohodnotenie odozvy koryta na budúce udalosti.

Tieto zmeny (antropogénne zásahy a zmeny klímy) posúvajú riečny systém do prahových stavov, iniciujúcich novú dynamickú rovnováhu toku. Po prekročení týchto prahov dochádza k zmene vývojovej trajektórie toku a jej posunutiu na inú úroveň (SCHUMM 1979). Tieto prahy môžu byť:

- a) **vonkajšie** - prahová hodnota je prekročená silou, resp. procesom pôsobiacim z vonkajšieho prostredia (napríklad zmena prietoku vplyvom zmeny klímy, zmena využitia zeme alebo antropogénne zásahy),
- b) **vnútorné** - prahová hodnota je prekročená bez toho, aby došlo k zmene vnútorných premenných (napríklad zmenou morfológie brehovou eróziou).

Vodné toky sa vyvíjajú podľa určitej trajektórie, ktorá si zachováva určitý smer. V rámci nej dochádza k osciláciám vývoja rieky, ktoré sú súčasťou správania sa vodného toku na danom stupni a predstavujú vlastnú dynamiku systému, pričom trend vývoja sa nemení (HRADECKÝ 2002, LEHOTSÝ 2005). Zmenou klimatických podmienok, využitím zeme alebo antropogénnym zásahom dôjde k prekročeniu prahu a zmene morfodynamických procesov vo vodnom toku. Pulzové, krátkotrvajúce, epizodické udalosti s veľkou mohutnosťou a lokálnym charakterom menia charakter rieky (napr. povodne a ich krátkodobé *off-site* efekty). Oproti tomu tlakové udalosti majú dlhodobý charakter s nízkou mohutnosťou, kvalitatívne menia charakter rieky a predstavujú jej evolučný stupeň vývoja (SCHUMM 1979).

BROOKES (1994) a GREGORY (2006) opisujú niekoľko základných typov zmien, ktorými človek ovplyvňuje vodné toky:

i) priame:

- 1) regulácie,
- 2) výstavba priehrad a prevody vody (napr. zavlažovanie),
- 3) zmeny koryta,
- 4) inžinierske úpravy tokov (protipovodňové opatrenia, stabilizácia brehov, umelé korytá a pod.),
- 5) ťažba štrkov a piesku,
- 6) odstraňovanie ripariálnej vegetácie a zvyškov dreva.

ii) nepriame:

- 1) zmeny vo využití zeme
- 2) zmeny krajinnej pokrývky (odlesňovanie, zalesňovanie, zmeny poľnohospodárskych praktík)
- 3) zastavanie územia a výstavba budov
- 4) ťažobné aktivity

Prispôsobovanie sa a zmeny koryta vplyvom ľudských aktivít sú dobre opísané vo viacerých krajinách. V severovýchodnom Taliansku (rieky Tagliamento, Piava, Brenta a pod.) je viditeľný trend zužovania a zrezávania sa pôvodného širokého divočiaceho koryta a ich premenu na migrujúci alebo jednoduchý typ koryta (SURIAN et al. 2009a, 2009b, RINALDI et al. 2005, SURIAN a CÍSOTTO 2007, SURIAN a RINALDI 2003). Uvedení autori taktiež zdôrazňujú, že zmeny sú spôsobené antropogénnymi zásahmi do koryta, predovšetkým ťažbou sedimentov a zastavením prísunu sedimentov z horných častí povodia výstavbou priehrad. Po výraznom znížení ťažby v poslednom období sa trend zmenil a došlo k rozšíreniu koryt, pričom brehová erózia je hlavným zdrojom sedimentov v toku (SURIAN a CÍSOTTO 2007). Deficit sedimentu vedie k zarezávaniu koryta, laterálnej nestabilite koryta a spevňovaniu brehu (RINALDI et al. 2005). SURIAN et al. (2009a) poukazuje na fakt, že mimoriadne veľké extrémne povodne môžu načas pozastaviť proces zarezávania avšak nemôžu zvrátiť celkový trend. Zarezávanie toku na rieke Brenta má aj ekonomický (deštrukcia 2 mostov) a ekologický aspekt (ohrozenie zásob podzemnej vody a zrýchlenie povodňovej vlny, čo spôsobuje vyššie povodňový hazard v dolných častiach).

Vo Francúzku (LIÉBAULT a PIÉGAY 2002, KONDOLF et al. 2002) zmenu tokov (trend premeny od divočiaceho, cez migrujúci na meandrujúci tok, zužovanie koryta) vysvet-

ľujú zmenou klímy na konci malej doby ľadovej spolu so zalesňovaním povodia (migrácia obyvateľstva z rurálnych oblastí do miest) čo viedlo k redukcii prísunu sedimentov. Zvýšenú degradáciu po roku 1970 na niektorých tokov spájajú so zvýšenou mierou ťažby štrkov.

Wyžga vo svojich prácach (WYŽGA 1991, 1993a, 1996, 2001a, 2001b, LACH a WYŽGA 2002) spája degradáciu a zarezávanie koryta riek v Poľských Karpatoch takisto so zalesňovaním povodia, inžinierskymi zásahmi do koryta a ťažbou štrkov. Uvádza, že ešte počas 19. storočia mali vplyvom vyššej vlhkosti (koniec malej doby ľadovej) agradačné tendencie. Poukazuje na zvýšenie výkonu toku (*stream power*) spôsobenú úpravami koryta, redukciou sedimentov (zmeny využitia zeme, ich extrakcia), zvyšovaním odolnosti brehov (vplyvom zarezávania do skalného podložia) a znížením mimokorytovej sedimentácie počas povodní. Zarezávanie koryta vedie tak k vytvoreniu pozitívnej spätnej väzby (WYŽGA 1991, 1993a), čo znamená, že prúdenie vody počas povodní sa vplyvom zarezávania obmedzuje na koryto, nedochádza k jej vylietaniu na nivu, čo vedie k zvyšovaniu rýchlosti, tangenciálneho napätia v koryte a jeho ďalšiemu zarezávaniu. Prirodzená tendencia dosiahnutia rovnovážneho stavu cez laterálnu migráciu (prísun sedimentov) je brzdená početnými inžinierskymi úpravami (spevňovanie brehov). Podobne aj v Českej republike (Karpaty) poukazuje ŠKARPICH et al. (2013) na výrazne zarezanie a degradáciu koryta Morávky. Miera zarezania sa pohybuje na úrovni 8 metrov z posledných 40 rokov. V niektorých miestach sa dokonca vytvoril niekoľko metrov hlboký kaňovitý úsek.

BRIERLEY et al. (1999) opisuje zmenu charakteru riek (juhovýchod Austrálie) vplyvom priamych a nepriamych zásahov človeka do krajiny. To viedlo k zmene štruktúry ripariálnej zóny, habitatov a laterálneho, pozdĺžneho, vertikálneho prepojenia jednotlivých častí riečnych ekosystémov a k ovplyvneniu transferu vody, sedimentov a organického materiálu. Zmeny v morfológii koryta spájajú so zmenou krajinnej pokrývky. V Maďarsku KISS et al. (2008), SÍPOS a KISS (2004) poukazujú na zmenu riek vplyvom regulačných prác v 19. storočí, kde došlo k výraznému skráteniu, zúženiu a zarezávaniu koryta. Tieto zásahy do koryta viedli k zvýšeniu povodňového rizika.

Odlesňovanie, odstraňovanie zvyšku dreva z koryta, intenzívna ťažba, naopak vedie k zvýšenému prísunu sedimentov a agradácii koryta

(CLARK a WILCOCK 2000, STOVER a MONTGOMERY 2001, KONDOLF et al. 2002). Odlesňovanie je považované za jeden z najvýraznejších dopadov činnosti človeka predovšetkým v horských oblastiach (PRICE a LEIGH 2006). LESPEZ et al. (2008) na základe paleovýskumu poukazuje na prísun jemných se-

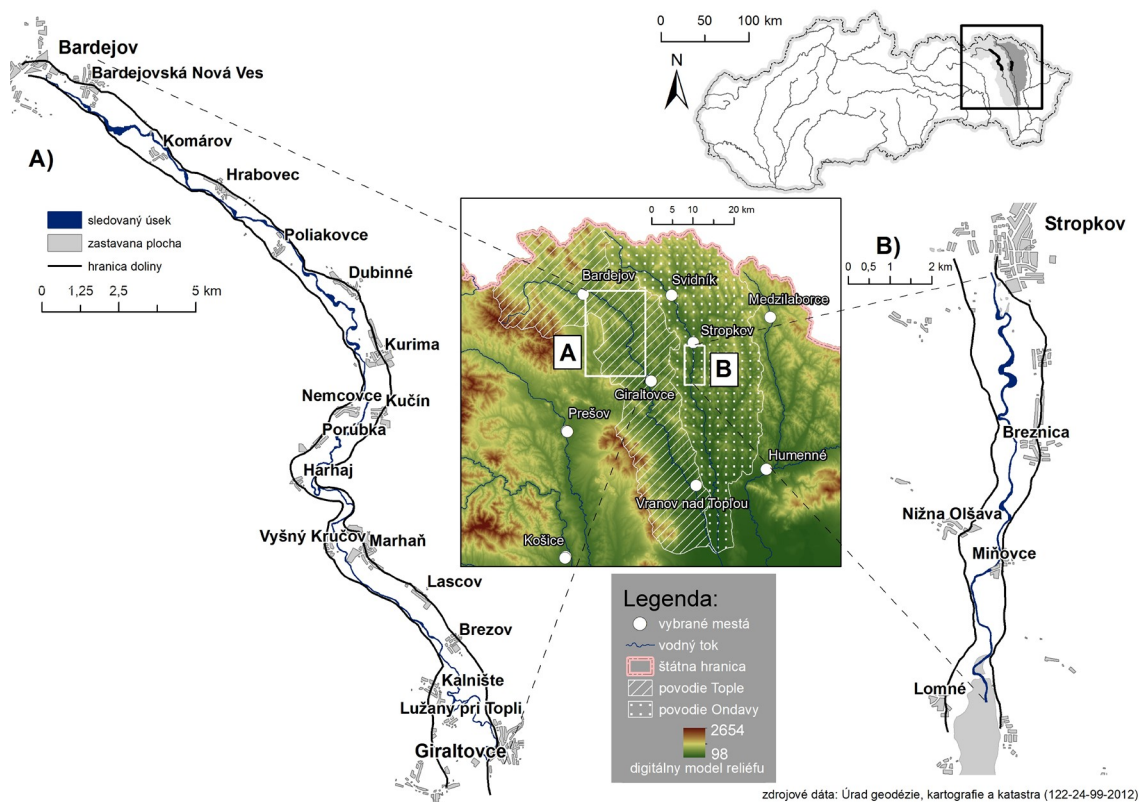
dimentov do koryta po roku 2800 p. n. l. vplyvom zmien prostredia človekom. To vedie k zvýšenej dynamike vodného toku, jeho nestabilite, brehovej erózii a odnosu sedimentov do nižších úsekov toku a zvýšenej povodňovej hrozby.

5 CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

5.1 VYHRANIČENIE ZÁUJMOVÉHO ÚZEMIA

Laterálny posun, morfológia a zmeny ripariálnej zóny riečnej krajiny boli hodnotené na dvoch úsekoch východoslovenských riek Ondava a Topľa (**Obr. 3**), ktoré svojim charakterom predstavujú štrkonosné vodné toky so značnou brehovou eróziou. Vybrané úseky sa nachádzajú v ich strednej časti, ktorá je málo ovplyvnená človekom, technickými zásahmi a reguláciou. Celková dĺžka sledovaných tokov predstavuje

dĺžku približne 53 km. Presné vymedzenie skúmaného úseku Ondavy ohraničuje jej ústie do vodnej nádrže Veľká Domaša po mesto Stropkov (po most na ulici Mlynská) v celkovej dĺžke 13,2 km a úseku Tople od mesta Giraltove (od mosta na ceste I. triedy číslo 73) po sútok s potokom Kamenec pri meste Bardejov v celkovej dĺžke 39,8 km.



Obr. 3 Vymedzenie sledovaných úsekov vodných tokov Ondavy (B) a Tople (A). (Farebný obrázok dostupný online).

5.2 GEOLOGICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Obidva toky sa nachádzajú v severnej časti východného Slovenska v centrálnej časti Ondavskej vrchoviny, ktorá z hľadiska geomorfologického členenia MAŽÚRA a LUKNIŠA (1978) patrí do oblasti Nízkych Beskýd vonkajších východných Karpát. Popis územia nájdeme v regionálnych prácach KARNIŠA a KVIKOVICA (1970) a hlavne HARČÁRA (1995), ktorý opisuje geologické a geomorfologické pomery povodia Tople a Ondavy. Územie je výsledkom flyšovej sedimentácie v predpolí Karpát. Doliny obidvoch riek sú vyplnené fluvialnými štrkami, pieskoštrkami a fluvialnými hlinami. Ich hrúbka sa v doline Tople a Ondavy pohybuje v rozpätí 2 – 8 m (HARČÁR 1995). Vodný tok v tomto území preteká flyšovým prostredím zloženým prevažne z eocénnych ílovcov, pieskocov a zlepcov (NEMČOK

1990a, 1990b, KOVÁČIK et al. 2011a, 2011b). Niva je z oboch strán ohraničená výraznými svahmi, ktoré sú na mnohých miestach postihnuté zosuvmi.

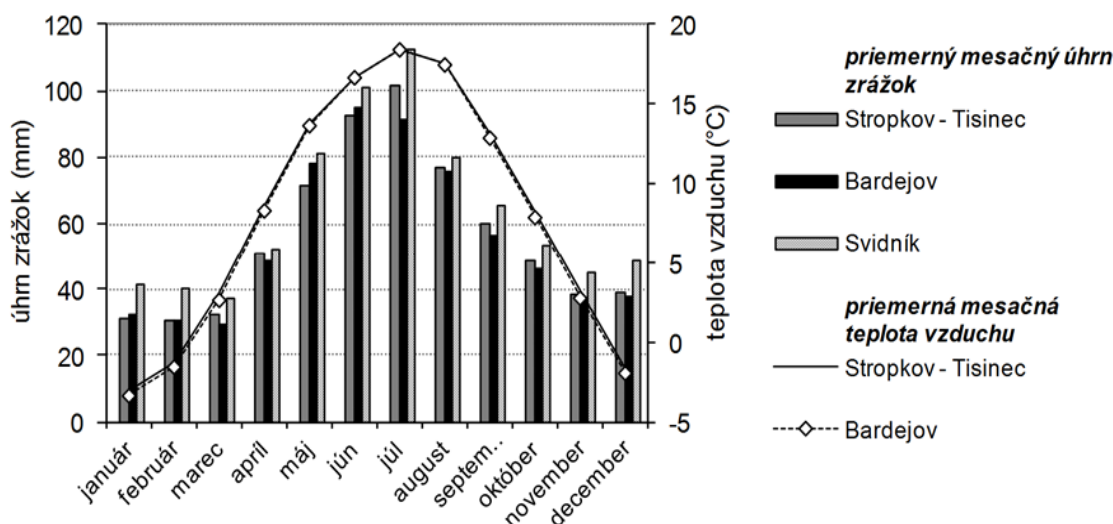
V regionálnej geologickej mape (KOVÁČIK et al. 2011a, 2011b) je nižší nívny stupeň definovaný ako fluvialne sedimenty, resedimentované nívne piesčité štrky prikorytovej zóny s vekom mladší holocén a vertikálne vyššia časť ako fluvialne sedimenty litofaciálne nečlenené nívne hliny, alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov zaradené do holocénu. Najväčšie nadmorské výšky (nad 1000 m n. m.) dosahuje územie v severozápadnej časti povodia Tople (pramenná oblasť) v pohorí Čergov. Reliéf obidvoch povodií plynule poklesáva zo severu na juh.

5.3 KLIMATICKÁ A HYDROLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Skúmané územie z hľadiska členenia Slovenska na klimatické oblasti (LAPIN et al. 2002) zaraďujeme k dvom oblastiam. Južnú časť začleňujeme k teplej oblasti, ktorá pozdĺž Ondavy a Tople vystupuje až nad Stropkov, okrsku T7. Zvyšok územia patrí k mierne teplej oblasti, okrsku M3. V severných častiach oboch povodií

(pozdĺž štátnej hranice) vystupuje aj okrsk M6 a okrsk chladnej oblasti C1 (mierne chladný).

Priemerná teplota vzduchu sa pre Stropkov – Tisinec sa pohybuje na úrovni 8 °C a pre Bardejov 7,8 °C (Obr. 4). Maximálne mesačné úhrny zrážok sú dosahované v letných mesiacoch (jún, júl).

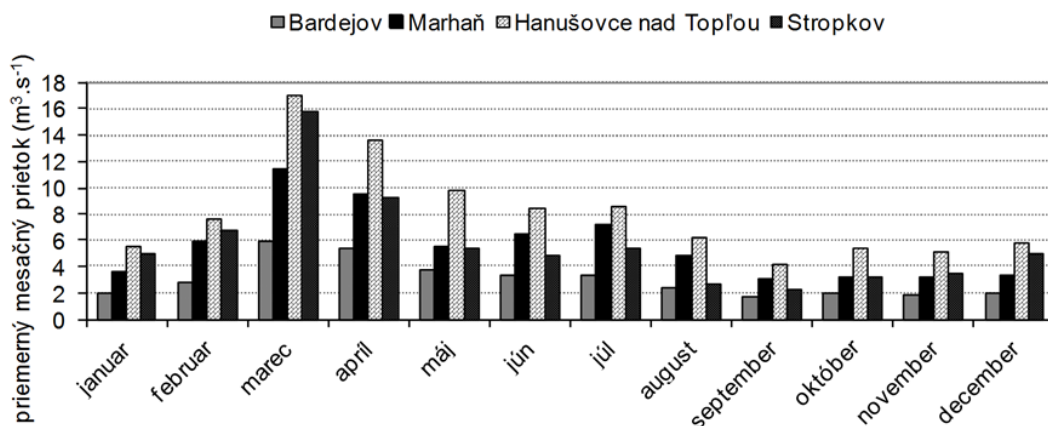


Obr. 4 Priemerné mesačné teploty a úhrny zrážok pre stanice Bardejov, Stropkov – Tisinec v období rokov 1967 – 2010 a úhrn zrážok pre stanicu Svidník v období rokov 1980 – 2010. (zdroj: SHMU).

Riečne systémy oboch riek sú súčasťou povodia Bodrogu, ktorý odvodňuje východnú časť Slovenska. Severná hranica oboch povodií je zároveň súčasťou hlavnej európskej rozvodnice medzi Baltským a Čiernym morom. Topľa pramení v pohorí Čergov na úpätí vrcholu Minčol vo výške 930 m n. m. v katastrálnom území obce Livovská Huta. So svojou dĺžkou 115 km a celkovou plochou povodia 1 506,4 km² je najväčším prítokom Ondavy. Dlhodobý priemerný denný prietok (Q_a) na Topli sa pohybuje pre stanicu Bardejov na úrovni $Q_a = 3,018 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\max} = 350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 04.06.2010/$). Ondava pramení v katastrálnom území obce Ondavka v nadmorskej výške 546 m n. m. v poľsko-slovenskom pohraničí. Územím Slovenska preteká v dĺžke 144,4 km po sútoku s Latoricou. Spolu s Topľou zaberá plochu 3 354,7 km². Po sútoku s Topľou má dĺžku 112,4 km a zaberá plochu 1 331,522 km² (ŠÚTOR et al. 1995, SHMÚ 2001). Dlhodobý priemerný prietok v stanici Stropkov sa pohybuje na úrovni $Q_a = 5,730 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\max} = 550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 19.7.1974/$).

Tvar povodia oboch riek je výrazne pretiahnutý v severojužnom smere. V prevažnej časti povodia (aj skúmané úseky) majú Topľa aj Ondava charakter perovitej riečnej siete (hlavný tok s menšími bočnými prítokmi). V severnej časti povodia, v blízkosti rozvodnice, vplyvom spätnej erózie a riečneho pirátstva vytvorila vejárovitá riečna sieť (KARNÍŠ a KVIKOVIC 1970). Riečna sieť Ondavy je pritom výrazne asymetrická. Prítoky z ľavej strany sú oveľa dlhšie a početnejšie ako z opačnej strany ohraničenej rozvodnicou medzi povodiami Ondavy a Tople.

Z hľadiska režimu odtoku podľa ŠIMA a ZAŤKA (2002) zaraďujeme obe rieky k dažďovo-snehovému typu vrchovinnno-nízinnej oblasti (Obr. 5). Najviac vody dosahujú na jar (topenie snehu) s maximom v marci, pričom vodnosť v apríli je väčšia ako vo februári. Minima sú dosahované začiatkom jesene v mesiaci september. Podružné maximum však nie je dosahované v zimných mesiacoch ale v júli, resp. auguste a je výsledkom predovšetkým extrémnych letných zrážkových udalostí.



Obr. 5 Hodnoty priemerného mesačného prietoku vo vybraných vodomerných staniciach Ondavy (Stropkov) a Tople (Bardejov, Marhaň a Hanušovce nad Topľou) v období rokov 1967 – 2009 a pre stanicu Marhaň v období 1995 – 2009. (zdroj: SHMÚ).

5.4 EXTRÉMNE PRIETOKY A POVODŇOVÉ SITUÁCIE

Extrémny prietok v koryte zvyšuje energiu vodného toku, čo sa v zvýšenej miere prejavuje v erózných procesoch. Extrémne prietoky boli hodnotené na základe maximálnych priemerných denných prietokov v mesiaci ($Q_{\max}$, priem. denné) a maximálnych ročných kulminačných prietokov (Q_{culm}). Jednotlivé dáta boli

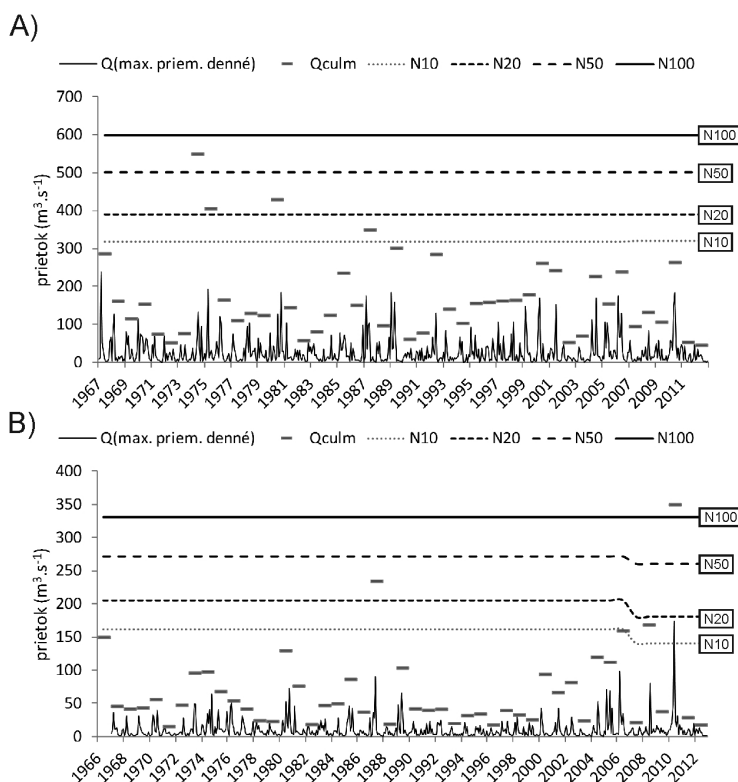
poskytnuté SHMÚ (Slovenský hydrometeorologický ústav) pre stanicu Stropkov (od roku 1967) pre Ondavu a stanice Bardejov (od roku 1967) a Hanušovce nad Topľou (max. priemerné denné prietoky od roku 1931 a max. kulminačné prietoky od roku 1926) pre rieku Topľu. Práve stanica v Hanušovciach nad Topľou bola vybra-

na kvôli tomu, že ako jediná poskrýva celé sledované obdobie a ma nepretržitý rad meraní od roku 1931. Od sledovaného úseku sa nachádza iba 13 km po prúde rieky (od mesta Giraltovce) a priberá iba jeden významný prítok Radomku. Na Ondave v stanici Stropkov (**Obr. 6A**) majú maximálne prietoky od roku 1967 klesajúcu tendenciu až do roku 1974, kedy sa vyskytol najväčší nameraný prietok v stanici: $550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Následne maximálne prietoky postupne klesajú. Medzi rokmi 1992 až 2000 sa objavuje fáza nízkej povodňovej aktivity s maximálnym prietokom $178 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Po tomto období sa objavuje séria povodní s prietokom na úrovni N_{5-10} v roku 2006 (Q_{culm} na úrovni $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 5 ročné prietoky v rokoch 2001 ($235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), 2004 ($230 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 2010 ($254 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

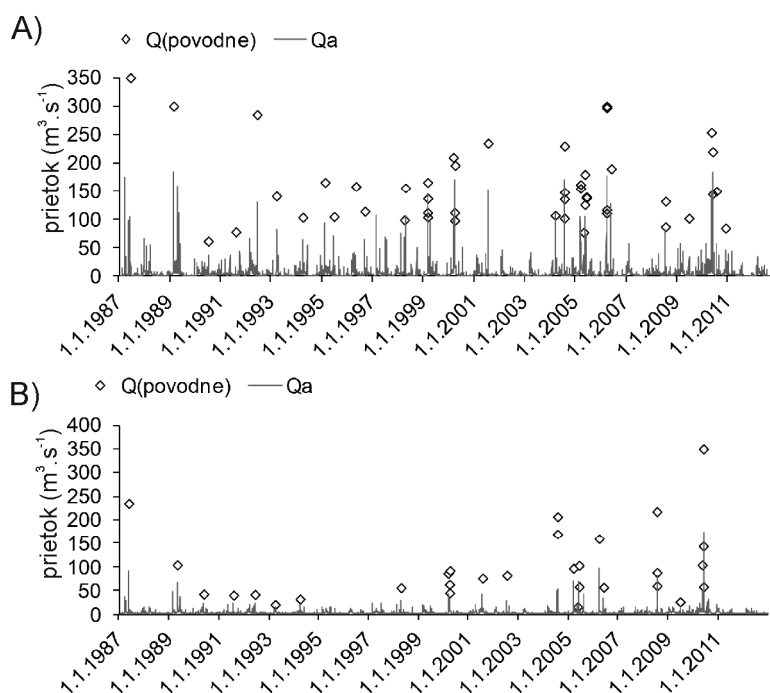
Na Topli (**Obr. 6B**) môžeme identifikovať fázu nárastu veľkosti extrémnych prietokov od začiatku meraní, ktorá vyvrcholila v roku 1987 ($Q_{culm} 235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Po tomto období nastáva fáza bez výskytu extrémnych prietokov medzi rokmi 1990 – 2000 (prietok na úrovni max. $Q_{culm} 42,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Následne sa prejavuje nástup povodňových udalostí, ktoré vyvrcholili v roku 2010 prietokom na úrovni 100 ročnej vody ($Q_{culm} 350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Na priebehu maximál-

ných prietokov v Hanušovciach nad Topľou môžeme identifikovať niekoľko fáz s vyššou povodňovou aktivitou. Prvá sa objavuje na prelome 20-tych a 30-tych rokov ($Q_{culm} 445 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), na prelome 40-tych a 50-tych rokov ($Q_{culm} 390 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), v roku 1966 ($Q_{culm} 252 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), medzi rokmi 1980 a 1987 ($Q_{culm} 330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a končí poslednou fázou medzi rokmi 2000 a 2010 ($Q_{culm} 344 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Tak isto môžeme identifikovať aj dve fázy s výskytom nižších maximálnych prietokov, a to medzi rokmi 1955 – 1962 a 1989 – 2000.

V sledovanom úseku sme pri určovaní povodňových udalostí vychádzali z povodňových správ SHMÚ (povodeň definovaná na základe vyhlásenia stupňa povodňovej aktivity) pre stanice Bardejov, Hanušovce nad Topľou (Topľa) a Stropkov (Ondava) pre obdobie rokov 1994 – 2012, ktoré boli doplnené maximálnymi kulmináciami prietokmi (Q_{culm}) za obdobie 1987 – 1994 a priemernými dennými prietokmi za obdobie 1987 – 2012 (**Obr. 7**). Z povodňových správ môžeme identifikovať pokles povodňovej aktivity medzi rokmi 1993 až 2000 na Ondave a medzi rokmi 1989 až 2003 na Topli (povodne na úrovni 1 až 2 ročného prietoku). Posledné obdobie je charakteristické výrazným nástupom



Obr. 6 Maximálne priemerné denné prietoky v mesiaci ($Q_{max. priem. denné}$) a maximálne ročné kulminácie prietoky vo vodomernej stanici Stropkov – Ondava (A), Bardejov – Topľa (B).



Obr. 7 Primerné denné prietoky (Qa) a povodňové prietoky (Qpovodne) získané z povodňových správ SHMÚ pre obdobie rokov 1987 – 2012 vo vodomernej stanici Stropkov – Ondava (A) a Bardejov – Topľa (B). (zdroj: SHMÚ).

veľkostí, ako aj počtu povodní. Na Topli predovšetkým v roku 2004 (v stanici Bardejov 20 ročný prietok na úrovni $Q_{culm} 207 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 2008 ($Q_{culm} 218 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 20 ročný prietok). Povodne väčšieho rozsahu sa vyskytli aj v rokoch 2000 (Bardejov $Q_{culm} 92 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 2 ročný prietok), 2001 (Bardejov $Q_{culm} 76 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 2 ročný prietok), 2002 (Bardejov $Q_{culm} 82,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 2 až 5 ročný prietok), 2005 (Bardejov $Q_{culm} 96,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 2 až 5 ročný prietok) a 2006 (Bardejov

$Q_{culm} 76 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ / 2 ročný prietok). Maximálny prietok dosiahla povodeň v roku 2010, ktorý bol dosiahnutý mimo nášho sledovaného obdobia.

Na Ondave (stanica Stropkov) sa veľké povodne na úrovni 5 až 10 ročného prietoku vyskytli v rokoch 1987, 1989, 1992 a 2006 (Q_{culm} na úrovni 285 až 300 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 5 ročné prietoky v rokoch 2001 ($Q_{culm} 235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 2004 ($Q_{culm} 230 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

6 POUŽITÉ METÓDY

6.1 ANALÝZA PODKLADOV DPZ

Jednotlivé morfológické procesy prebiehajúce v koryte a ripariálnej zóne modifikujú topografické formy (predovšetkým erózia brehu a akumulácia sedimentov), čím zvyšujú heterogenitu priestoru a dynamicky menia ich vlastnosti. Vhodným nástrojom pre postihnutie týchto zmien sú letecké snímky a historické mapy (GURNELL et al. 2003, GILVEAR a BRYANT 2003, HOOKE a REDMOND 1989, PIŠÚT 2002). Vďaka nim dokážeme postihnúť zmeny štruktúry koryta, dynamiku vývoja vodného toku, laterálnu migráciu spôsobenú eróziou brehu a depozíciu sedimentov v podobe štrkových lavíc (MICHALKOVÁ et al. 2011, MICHELI a LARSEN 2011, LARSEN et al. 2006, HOOKE a YORKE 2011, HICKIN 1969), vývoj erózneho koridoru (PIÉGAY et al. 2005), alebo vplyv zmien pôdorysnej vzorky na vývoj a zmeny nivy (LEWIN 1983, GRECO et al. 2007). Snímky podrobne zachytávajú zmeny riečnej krajiny (GILVEAR et al. 2004), priestorové zmeny štruktúry ripariálnej zóny (BRYANT a GILVEAR 1999) a dynamiky sukcesie vegetácie (GILVEAR a WILLBY 2006, CORENBLIT et al. 2010).

Historické údaje (mapy a letecké snímky) sú považované vo fluvialnej geomorfológii za výborný zdroj informácií pre poznanie morfológie a správania sa koryta. MILTON et al. (1995) a GILVEAR et al. (2004) poukazujú na výhodu použitia leteckých snímok pre výskum hydromorfologických vlastností a zmien koryta. Výhodou je predovšetkým ich časová a priestorová flexibilita pri mapovaní zmien.

HOOKE a REDMOND (1989) uvádzajú dve možnosti abstrahovania dát z leteckých snímok a máp, a to buď kvalitatívnou alebo kvantitatívnou metódou:

- i) kvalitatívna analýza (vizuálne porovnanie) spočíva v:

- 1) opise polohy a zmien koryta (všeobecný rozsah a typ zmeny)
- 2) klasifikácii zmien pôdorysu v čase
- 3) klasifikácii typu zmien
- 4) datovaní a zonácii oblastí na základe snímok alebo máp

- ii) kvantitatívna analýza spočíva v:

- 1) meraní charakteristík koryta
- 2) meraní charakteristík riečneho oblúka
- 3) priestorovej analýze dát extrahovaných z máp a snímok v GISe.

Za najväčší limit metódy analýzy máp a leteckých snímok považujú, že snímka (resp. mapa) zachytáva stav koryta v momente snímkovania (mapovania) a nezachytáva proces zmeny medzi jednotlivými udalosťami. To vedie k problémom v hodnotení a definovaní zmien, identifikovaniu jednotlivých atraktorov zmien ako aj ich podielu na zmene. Problematické je aj vyhodnotenie presného dátumu zmeny.

ZANONI et al. (2008) poukazujú na 4 nevyhnutné predpoklady pre úspešné spracovanie výsledkov obsiahnutých v historických mapách a leteckých snímkach:

- i) musia mať dostatočné priestorové rozlíšenie umožňujúce presne identifikovať jednotlivé geomorfologické formy,
- ii) georektifikácia a digitalizácia musí byť vykonaná čo s najmenšou celkovou chybou a oveľa menšou ako je veľkosť skúmaného objektu,
- iii) stanovenie opakovateľných, jasných pravidiel a konzistentných definícií geomorfologických prvkov. Digitalizácia a analýza musí byť opakovateľná s dosiahnutím rovnakých výsledkov,
- iv) časové rozlíšenie zdrojov musí byť dostatočné pre podporu procesu interpretácie.

Letecké snímky pokrývajú územie Slovenska od roku 1949. Informácie o pôdorysnej vzorky v starších obdobiach nám poskytujú historické mapy. Analýzam mapových zdrojov od 18. storočia sa vo svojich prácach na Slovensku venovali iba Pišút a Procházka (PIŠÚT 1993, 1995, 1997, 2002, 2005, 2008, 2011, PIŠÚT a TOMČÍKOVÁ 2008, PIŠÚT a PROCHÁZKA (2013), PROCHÁZKA (2013)). Územie celého Slovenska pokrývajú mapy troch vojenských mapovaní:

I. vojenské mapovanie (1764 – 1787)

II. vojenské mapovanie (1810 – 1869)

III. vojenské mapovanie (1875 – 1884).

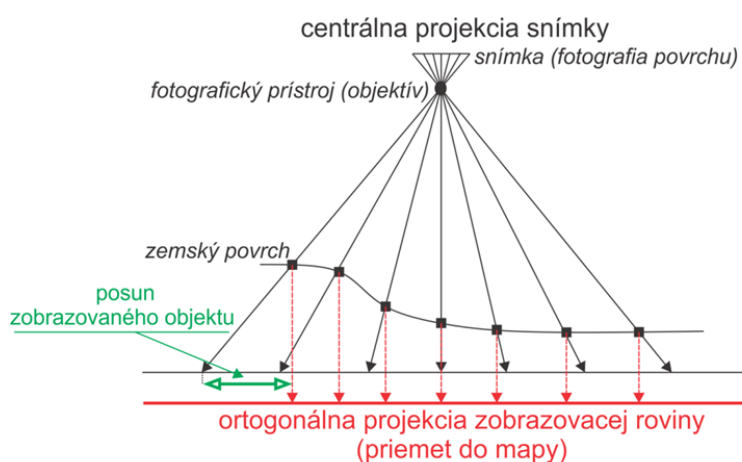
Dôležité sú aj historické katastrálne mapy v mierke 1:2880 s presnou polohovou orientáciou. Súčasne obdobie od 50-tych rokov je pokryté leteckými meračskými snímkami (LMS). Ich výhoda spočíva v dostupnosti, informačnej a obsahovej presnosti a rozlíšení, čo umožňuje pomerne presne kvantifikovať morfológické procesy (brehová erózia, zmeny vnútrokorytových štruktúr a pod.). Nevýhoda spočíva v nemožnosti sledovať jednotlivé morfológické zmeny medzi snímkovanými obdobiami. Snímky nezachytávajú jednotlivé povodne, stráca sa efekt malých povodní vplyvom chýb snímkovania a rektifikácie a zachytávajú sa iba väčšie morfológické zmeny (PIÉGAY et al. 2005). Na Slovensku sa využitím leteckých snímkov pri výskume morfológie riek zaoberali predovšetkým NOVOTNÝ et al. (2007), FRANDOFER a LEHOTSKÝ (2014), RUSNÁK a LEHOTSKÝ (2014a, b), KIDOVÁ et al. (2016), RUSNÁK et al. (2016), NOVOTNÝ a CEBECAUEROVÁ (2016).

6.1.1 Spracovanie podkladov DPZ

Základným zdrojom údajov boli ortofotosnímky a LMS poskytnuté Vojenským topografickým ústavom v Banskej Bystrici (TOPU). Na Ondave sa sledovali morfológické zmeny koryta a ripariálnej zóny v 7 časových horizontoch (1949, 1961, 1972, 1981, 1987, 2002 a 2009) a na Topli v 6 horizontoch (1949, 1961, 1981, 1987, 2002 a 2009).

Zdrojom priestorových dát pre rok 2009 bola farebná satelitná snímka (satelit GeoEye) z aplikácie Google Earth Pro s veľkosťou pixla 0,89 m (15.04.2009) a farebná ortofotosnímka (EUROSENSE Slovakia) s rozlíšením 1 m (26.08.2009). Pre rok 2002 boli dáta získavané z farebnej ortofotosnímky s rozlíšením 1 m a dátumom snímkovania v druhej polovici júna 2002. Meračská snímka predstavuje špeciálnu kalibrovanú fotografiu zemského povrchu (zvyčajne s čiernym rámom a s vyznačeným typom kamery, rámovými značkami) a popripade základnými parametrami letu (čas, výška, ohnisko objektívu a pod.). Proces pri ktorom dochádza k odstráneniu jednotlivých chýb LMS sa nazýva ortorektifikácia (**Obr. 8**) a predstavuje transformáciu leteckej meračskej snímky na ortogonálne prekreslenú ortofotosnímku (BURIAN et al. 2015).

Jednotlivé meračské snímky boli spracované procesom ortorektifikácie v prostredí Leica Photogrametric Suite (LPS) od firmy ERDAS, kde došlo k transformovaniu LMS do súradnicového systému SJTSK. Celkovo bolo spracovaných 64 LMS (**Tab. 1**). Jednotlivé LMS boli skenované na rozlíšenie 1200 Dpi. Referenč-



Obr. 8 Schematický náčrt rozdielu medzi stredovou projekciou snímky a ortogonálnou (pravouhlou) projekciou výslednej mapy. Táto chyba sa následne premieta do leteckej snímky a deformuje reálny obraz krajiny. (prevzaté od BURIAN et al. 2015). (Farebný obrázok dostupný online).

snímka	počet ks	dátum snímkovania	mierka	výška letu [m]	RMSE [m]	počet GCP	veľkosť pixla [m]
Ondava_49	3	9.9.1949	1:20000	4200	0,9352	74	0,53
Ondava_61	6	21.6.1961	1:8000	2200 - 2900	0,5770	132	0,42
Ondava_72	4	29.12.1972	1:28660	3100 - 3700	0,5884	124	0,65
Ondava_81	4	8.4.1981	1:16000	2960	0,5132	128	0,37
Ondava_87	3	23.8/7.7.1987	1:29000	4300 - 4400	0,5237	133	0,74
Topľa_49	8	24.9./11.9./ 9.9.1949	1:20000	4200	0,9477	233	0,58
Topľa_61	16	21.6.1961	1:18200	2200 - 2900	0,5805	445	0,42
Topľa_81	12	30.3./12.6./ 27.2.1981	1:17040/21296/255 50	2820/3530/4400	0,5590	568	0,46
Topľa_87	8	7.7./23.8.1987	1:30000	4300 - 4400	0,6704	365	0,64

Tab. 1 Základná charakteristika použitých leteckých meračských snímok a výsledky ich ortorektifikácie.

ným podkladom pre priestorové priradenie snímok bola farebná ortofotosnímka z roku 2002 (súradnice polohy x, y). Každá jednotlivá snímka bola priradená minimálne pomocou 20-tich vlčicových bodov (GCP – Ground Control Point) rovnomerne rozložených po snímke. Ako GCP boli použité stabilné body, pri ktorých môžeme vylúčiť ich posun. Pri budovách bola za referenčný bod vybraná päta budovy. Na previazanie jednotlivých snímok boli využité automaticky generované *tie points*, ktoré boli následne vizuálne kontrolované. Priemerná celková RMSE chyba (root mean square error) bola približne 50 cm, výnimkou je rok 1949 kde bola okolo 90 cm. Chyby jednotlivých GCP (RMSE) nepresiahli dvojnásobok celkovej výslednej hodnoty RMSE. Následne boli snímky ortorektifikované za využitia digitálneho výškového modelu DMR3, resamplované na výslednú veľkosť a spojené do jednej mozaiky vo formáte IMG. Veľkosť pixla spracovaných snímok sa pohybuje približne od 30 cm do 70 cm. U farebných ortofotosnímok je to približne 1 m.

6.1.2 Vektorizácia a klasifikácia údajov DPZ

Jednotlivé priestorové informácie získané z ortofotosnímok a LMS boli vektorizované v prostredí ArcGIS 10.0. Snímky zachytávajú prevažne letný aspekt krajiny. Sedem kusov LMS však boli snímované v zimnom období (Ondava rok 1972 – 4 ks a Topľa rok 1981 – 3 ks). V prostredí GIS sa vytvorila komplexná databáza údajov, ktorá zahŕňovala koryto a jeho morfológiu, ripariálnu zónu, nivu s vegetáciou a nízke terasy. Vytvorená bola trojúrovňová kla-

sifikácia dna doliny (**Obr. 9**) s vlastným jedinečným 4 miestnym kódom, ktorý identifikuje každú kategóriu v geodatabáze. Dno doliny bolo ohraňované úpäťm svahu (vizuálne identifikované z digitálneho modelu DMR3 a za pomoci farebných ortofotosnímok) a priestorovo je identické pre všetky skúmané roky.

Na prvej úrovni sa dno doliny klasifikovalo na 3 základne časti: koryto vodného toku, nivu a riečne terasy.

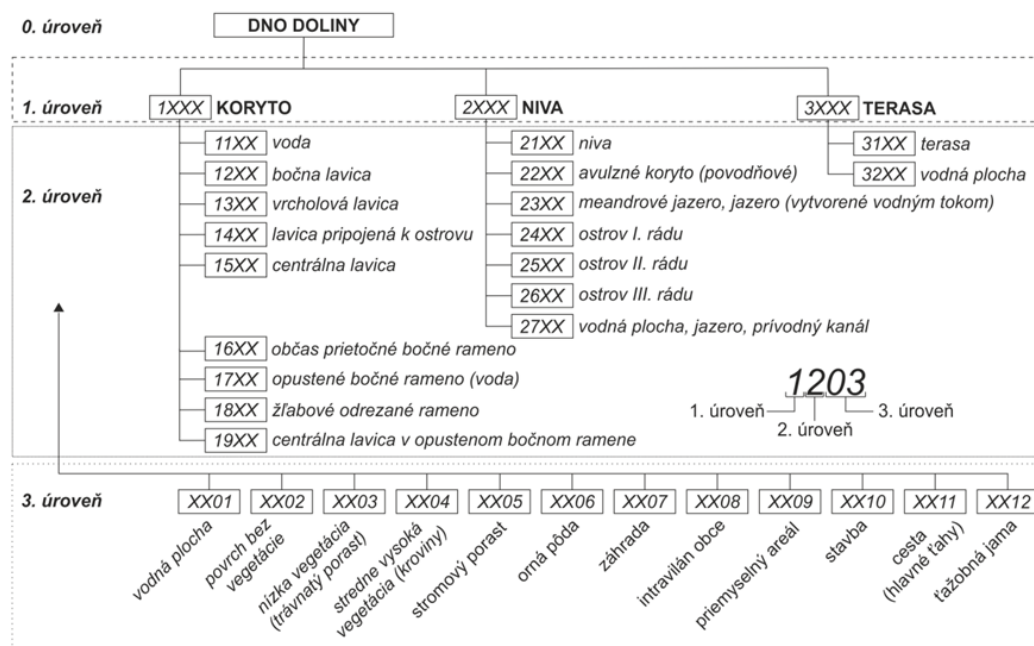
– 1. úroveň:

koryto (1XXX) – samotný vodný tok (voda) s vnútrokorytovými formami (lavicami). Hranica medzi nivou a korytom bola vedená po brehu vodného toku (brehovej čiare). Bola identifikovaná buď na základe morfológie brehu, ako výrazného terénneho stupňa medzi korytom a nivou, alebo bola identifikovaná ako hranica medzi korytom a ripariálnou vegetáciou. Koryto, delimitované podľa polohy brehu na základe vegetácie, môžeme chápať ako koryto v morfológickom zmysle charakterizované prietokom plného koryta (*bankfull cross section*).

niva (2XXX) – akumulačná rovina, ktorá vyplňa zvyšný priestor dna doliny okrem koryta a riečnych terás.

terasa (3XXX) – stupňovitý povrch nachádzajúci sa nad súčasnou úrovňou nivy (starší povrch). Vyčlenená bola na základe geomorfologickej mapy povodia Ondavy a Tople v mierke 1:50 000 (HARČÁR 1995). Jednotlivé hranice boli spresnené terénnym prieskumom a aktuálnymi ortofotosnímami.

Druhá úroveň spresňuje a podrobnejšie klasifikuje jednotlivé základné formy z 1. úrovne.



Obr. 9 Schéma trojúrovňovej klasifikácie dna doliny s vyčlenenými jednotlivými číselnými identifikátormi 1., 2. a 3. úrovne spolu s tvorbou jedinečného číselného kódu formy.

– 2. úroveň:

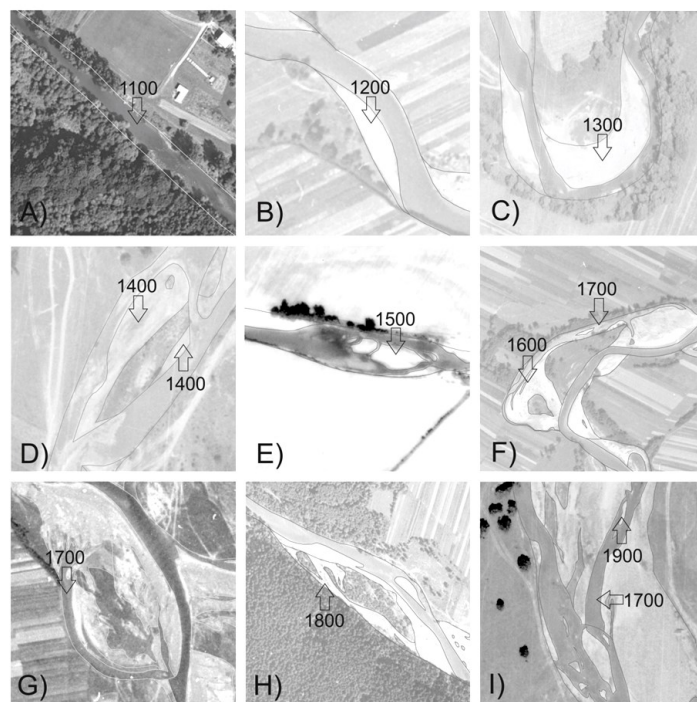
koryto (1XXX) (Obr. 10)

- **voda (11XX)** – vodná plocha dna koryta vodného toku.
- **bočná lavica (12XX)** – štrková lavica definovaná na základe polohy v koryte (pripojená k brehu).
- **vrcholová lavica (13XX)** – štrková lavica definovaná na základe polohy v koryte (v meandrovej zákrute) a zároveň vyznačujúca sa špecifickou štruktúrou (systém ryha – hrebienok).
- **lavica pripojená k ostrovu (14XX)** – štrková lavica, ktorá je pripojená k ostrovu I. rádu /24XX/.
- **centrálna lavica (15XX)** – štrková lavica definovaná na základe polohy v koryte (uprostred koryta obtekajúca z oboch strán vodou – 11XX).
- **občas prietochné bočné rameno (16XX)** – štrkové dno bočného ramena, občasne prietochné, odčlenené od hlavného koryta. Pozostatok po presunutí koryta (dlhodobý vývoj, zvyšok viackorytovej štruktúry).
- **opustené bočné rameno (voda) (17XX)** – vodná hladina bočného ramena vodného toku, buď nespojené s hlavným tokom, alebo spojené spätným prúdením vody.

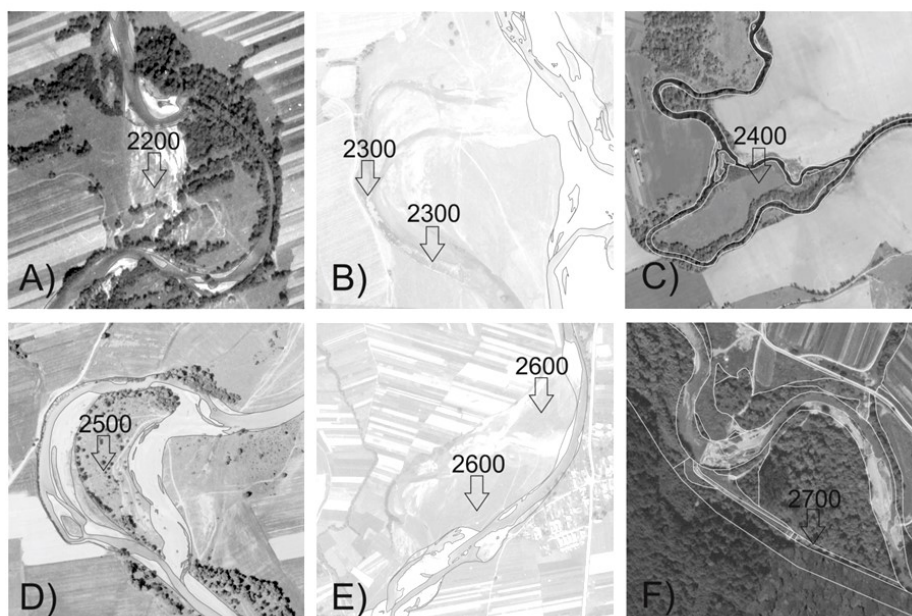
- **žľabové odrezané rameno (18XX)** – bočné rameno vytvorené počas povodní (krátkodobý vývoj).
- **centrálna lavica v opustenom bočnom ramene (19XX)** – štrková lavica v opustenom bočnom ramene /17XX/ z oboch strán obtekajúca vodou.

niva (2XXX) (Obr. 11)

- **niva (21XX)** – akumulačná rovina, ktorá vyplňala priestor medzi korytom a riečnymi terasami (resp. úpäťm doliny).
- **avulzné koryto (povodňové) (22XX)** – koryto vytvorené počas povodní klzavým prúdom, pričom dochádza k odnosu sedimentov (erózii). V databáze boli identifikované iba tie koryta, kde dochádza k erózii nivy.
- **meandrové jazero, jazero (vytvorené vodným tokom) (23XX)** – vodná plocha vytvorená presunom koryta vodného toku (buď prerezaním meandra alebo bifurkáciou) a jeho začlenením do nivy.
- **ostrov I. rádu (24XX)** – ostrov (s povrchom na úrovni nivy a vyvinutou vegetáciou), ktorý je z oboch strán obklopený aktívnym korytom /11XX/ (vodou).
- **ostrov II. rádu (25XX)** – ostrov (s povrchom na úrovni nivy s vyvinutou vegetáciou).



Obr. 10 Ukážka identifikácie jednotlivých foriem vyskytujúce sa v koryte vodného toku. (A – koryto, B – bočná lavica, C – vrcholová lavica, D – lavica pripojená k ostrovu, E – centrálna lavica, F – občas prietochné bočné rameno, G – opustené bočné rameno, H – žľabové odrezané rameno, I – centrálna lavica v opustenom bočnom ramene). (kódy podľa klasifikácie 2. úrovne).



Obr. 11 Ukážka identifikácie jednotlivých foriem vyskytujúce sa na nive vodného toku. (A – avulzné koryto (povodňové), B – meandrové jazero, jazero vytvorené vodným tokom), C – ostrov I. rádu, D – ostrov II. rádu, E – ostrov III. rádu, F – vodná plocha, jazero, prírodný kanál). (kódy podľa klasifikácie 2. úrovne).

ciou), ktorý je z jednej strany obklopený aktívnym korytom /11XX/ (vodou). Z druhej strany je lemovaný buď občasne pritočným bočným ramenom /16XX/ alebo žľabovo odrezaným ramenom /18XX/.

- **ostrov III. rádu (26XX)** – potenciálny ostrov (iba pri zvýšených vodných stavoch), kde dochádza k vybreženiu vody a vytvorenie nového koryta. Je ohraničený z jednej strany korytom /1XXX/ a z druhej strany avulzným korytom /22XX/¹.
- **vodná plocha, jazero, prírodný kanál (27XX)** – ostatná vodná plocha na nive (umelá nádrž, jazero po ťažbe štrkov, prírodný kanál k elektrárni a pod.).

terasa (3XXX)

- **terasa (31XX)** – rovina vertikálnym stupňom oddelená od nivy.
- **vodná plocha (32XX)** – ostatná vodná plocha na riečnej terase (umelá nádrž, jazero po ťažbe štrkov).

Na poslednej 3. úrovni sme identifikovali krajinnú pokrývku. Základnými klasifikačnými znakmi bola výška vegetácie (kategórie 1 až 5) a fyziognómia krajiny viažuca sa na aktivity človeka, (kategórie 6 až 12). Vegetácia bola identifikovaná na základe výšky stromov (tieň), fyziognómie (stromové porasty s vyvinutou kruhovou štruktúrou koruny) a textúry (orná pôda, trávnaté porasty). Pri identifikácii jednotlivých fyziognomických kategórií krajiny sme vychádzali z katalógu objektov ZB GIS (Úrad geodézie, kartografie a katastra Slovenskej republiky), kde sme využili predovšetkým triedy objektov (TO): budova, cesta, les, lúka, orná pôda a ovocný sad, záhrada. Následne boli jednotlivé triedy objektov upravené a spresnené pre potreby klasifikácie 3. úrovni pre rok 2009, ktorá sa následne použila ako základ pre úpravu vrstvy nasledujúceho roku.

Celkovo sme na tretej úrovni klasifikácie identifikovali 12 tried krajinnéj pokrývky:

– 3. úroveň (kategórie krajinnéj pokrývky):

- **vodná plocha (XX11)** – vodná plocha vo vymedzenom území (samotné koryto vodného toku /11XX/, opustené bočné ramená /17-XX/, meandrové jazerá a jazerá /23XX/, vodná plocha /27XX a 32XX/).
- **povrch bez vegetácie** – povrch bez vegetačnej pokrývky (najčastejšie štrkové lavice, avulzné koryta, splachy na nive a deštruované plochy v okolí miest ťažby štrkov).

- **nízka vegetácia (trávnatý porast)** – nízka bylinná vegetácia vyskytujúca sa v koryte a na nive (najčastejšie trávnatý porast, TO: lúka) mimo intravilánu obcí, záhrad a priemyselných areálov.

- **stredne vysoká vegetácia (kroviny)** – stredne vysoká vegetácia v koryte (predovšetkým porasty mladých vrb (*Salix* spp.)) a na nive (krovité porasty na medziach polí, okrajoch lesov, násypoch ciest a pod.) mimo intravilánu obcí, záhrad a priemyselných areálov.

- **stromový porast** – lesné porasty (v okolí vodného toku predovšetkým porasty dospelých vrb a topoľov s prímiesou jelše) mimo intravilánu obcí, záhrad a priemyselných areálov (prevažne TO: les).

- **orná pôda** – obrábaná poľnohospodárska pôda (skoro výlučne TO: orná pôda).

- **záhrada** – záhrady, sady a súkromné (rozsahom malé) políčka v okolí zastavanej plochy obcí (prevažne ohradené) (skoro výlučne TO: ovocný sad, záhrada).

- **intravilán obce** – plocha obcí, resp. okolie budov v obciach okrem záhrad.

- **priemyselný areál** – areál priemyselného podniku (najčastejšie poľnohospodárske družstvo alebo štrkovňa).

- **stavba** – akákoľvek budova (stavba) ďalej funkčne nerozlišená (skoro výlučne TO: budova).

- **cesta (hlavné ťahy)** – cestné ťahy s pevným povrchom (TO: cesta).

- **ťažobná jama** – depresia vytvorená ťažbou štrkov. Definovaná iba ťažobná jama jasne identifikovateľná z podkladu DPZ a výraznými prejavmi depresnej formy vytvorenej antropogénnym zásahom (stopy po radlici, tvar ťažobnej jamy, príjazdová cesta, blízkosť štrkovne a pod.).

Výsledná geodatabáza následne vstupovala do jednotlivých analýz ako vektorová alebo rastrová vrstva. Pri časopriestorových operáciách sa využívala rastrová vrstva s veľkosťou pixla 0,5 m a funkciou zarovnania jednotlivých buniek rastra podľa rastrovej vrstvy z roku 2009.

6.1.3 Spracovanie a analýza vektorizovaných údajov DPZ

Samotné analýzy a údaje sa spracovávali v prostredí ArcGIS 10.0 z vytvorenej vektorizo-

¹iba ak sa avulzné koryto napája z oboch strán na koryto (1XXX)

vanej geodatabázy. Šírka doliny bola vypočítaná na transektoch s rozstupom 1 km od spoločnej osi koryta. Rozlišovala sa šírka dna doliny, ako aj šírka samotnej nivy (dno doliny bez riečnych terás).

Krajinná pokrývka (vegetácia a jednotlivé triedy vyčlenené v 3. úrovni geodatabázy) sa sledovala v niekoľkých priestorových úrovniach. Prvou bola zmena krajiny pokrývky v celom priestore dna doliny. Druhou bol vývoj jej jednotlivých kategórií v bezprostrednom okolí vodného toku (ripariálnej zóny), na základe generovanej buffrovej zóny o šírke 20 m tiahnucej sa pozdĺž pravobrežnej a ľavobrežnej plochy koryta v každom roku. Uvedená šírka ripariálneho zóny je relevantná pre štúdium procesov prebiehajúcich vo vodnom toku, pretože táto časť riečnej krajiny je zvyčajne málo ovplyvnená činnosťou človeka² (GONZALES a GARCIA 2006). Práve táto zóna je pri tom najdôležitejšia pre vzájomnú interakciu a spätnú väzbu medzi hydrologickými procesmi, jednotlivými formami reliéfu vo vodnom toku a postupným vývojom vegetácie (MILLER et al. 1995, GONZALES a GARCIA 2006, CORENBLIT et al. 2007a, DYKAAR a WIGINGTON 2010, OSTERKAMP et al. 2012, GURNELL et al. 2012). Šírka vyčlenenej zóny neslúži pre definovanie alebo charakteristiku ripariálnej zóny, ale k minimalizácii vonkajších vplyvov na jej zmeny.

V okolí koryta sa definovala *chronologická štruktúra veku nivy*, vytvorená na základe polohy koryta bez ostrovov medzi rokmi 1949 až 2009. Generovaná bola na základe prekryvu vrstiev polygónov koryta so súčasným priestorovým rozšírením nivy (**Obr. 12**) podľa procesu aplikovanom v práci GRECO et al. (2007). Štruktúra nivy na základe veku (podľa polohy koryta na základe dát DPZ) bola určená iba na základe polohy koryta (v stave snímkovania), kde môžeme definovať vek nivy tvrdením: *mladšia ako je poloha koryta v stave snímkovania a+n a staršia ako a*.

Takto stanovenému povrchu bol priradené rozpätie vzniku: *a až a+n*. Následne sme vypočítali vek nivy podľa mladšieho roku snímkovania. V druhom rade sme identifikovali časť remodelovanej nivy³ (**Obr. 13**), ktorá bola vytvorená pohybom meandrových zákrut, alebo brehovou eróziou, kde sa určoval vek nivy tvrdením: *staršie ako „a“, ale zároveň mladšie ako*

„a+n“. Tieto priestory remodelovanej nivy boli identifikované iba v prípade, že boli vytvorené laterálnym posunom koryta toku, nie však bifurkáciou alebo avulziou a boli pripočítané k odpovedajúcemu rozpätiu rokov. Ostatné plochy voľných priestorov boli priradené k ploche nivy (vek nebol určený, resp. je starší ako rok 1949).

Os koryta toku bola vedená stredom aktívneho koryta reprezentovaného triedou 1100. Pri vektorizácii sa rozlišovalo hlavné (1) a vedľajšie koryto (2). Vedľajšie koryto sa následne delilo na vedľajšie koryto I. rádu (2a, paralelné koryto okolo ostrovov a centrálnych lavíc) a koryto II. rádu (2b, vedľajšie koryto vzniknuté eróziou a rozplavením štrkových lavíc, predovšetkým stredových). *Index kľukatenia* bol následne vypočítaný ako pomer dĺžky hlavného koryta a dĺžky údolnice.

Priemerná šírka koryta bola vypočítaná ako pomer plochy koryta a dĺžky hlavného koryta pre daný vymedzený úsek rieky podľa vzorca:

$$S_{\bar{u}} = l_{\bar{u}} * w_{\bar{u}}, \quad (1)$$

kde $S_{\bar{u}}$ je plocha koryta daného úseku, $l_{\bar{u}}$ je dĺžka vymedzeného úseku a $w_{\bar{u}}$ je priemerná šírka vymedzeného úseku. Následne z toho sme získali výpočet pre priemernú šírku pre daný úsek ($\bar{u}$):

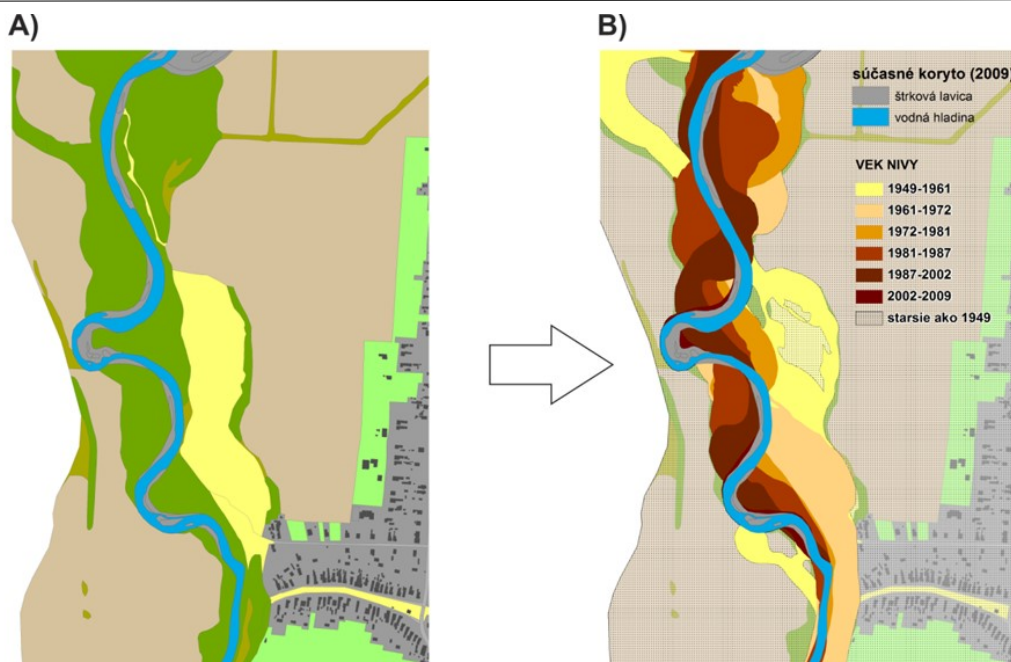
$$w_{\bar{u}} = S_{\bar{u}}/l_{\bar{u}} \quad (2)$$

Jednotlivé priemerné šírky koryta boli prepočítané pre úseky dlhé 200 m, ktoré boli definované na základe zjednotenej osi koryta pre jednotlivé roky.

Pri časopriestorových analýzach sa sledovali zmeny jednotlivých kategórií geodatabázy medzi jednotlivými časovými radmi. Výsledkom analýzy bola kontingenčná tabuľka zmien jednotlivých tried v koryte vodného toku a jeho okolí. V sledovanom území sa identifikoval proces erózie, ako zmena tried z kategórii 2XXX na kategórie 1XXX a zároveň aj proces opačný (akrécia sedimentov a ich pričlenenie k nive, depozícia sedimentov) zmenou kategórie 1XXX na 2XXX. Dalším aspektom bolo sledovanie procesu sukcesie (*succession*) a zmladzovania (*rejuvenation*). Na jednej strane dochádza v ripariálnej zóne k postupnému vývoju vegetácie od jednoduchších spoločenstiev po zložitejšie (lavica – bylinne spoločenstvá – kroviny – les) a na druhej strane dochádza k procesu zmladzovania, kde je sukcesne vyššia štruktúra deštruo-

² napríklad aj slovenská technická norma STN 75 2102 o úprave riek a potokov vyčleňuje pririečnu zónu v okolí 20 m od vodného toku

³ priestor erodovaný a opätovne deponovaný medzi dvoma sériami leteckých snímok

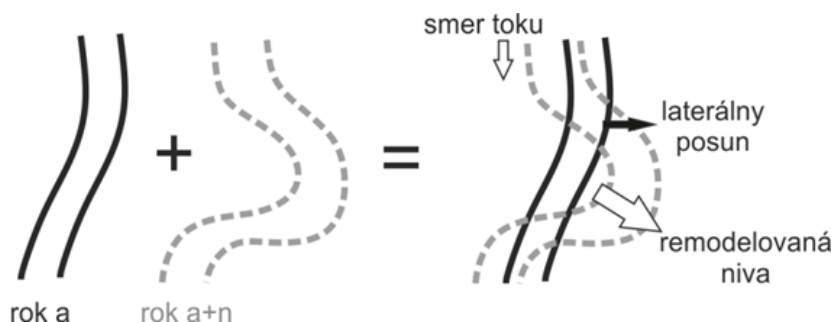


Obr. 12 Tvorba chronologickej štruktúry veku nivy. Na základe prekryvu polygónov v ArcGISe sa v priestore súčasnej nivy (A) určil jej vek na základe polohy koryta (B). (Farebný obrázok dostupný online).

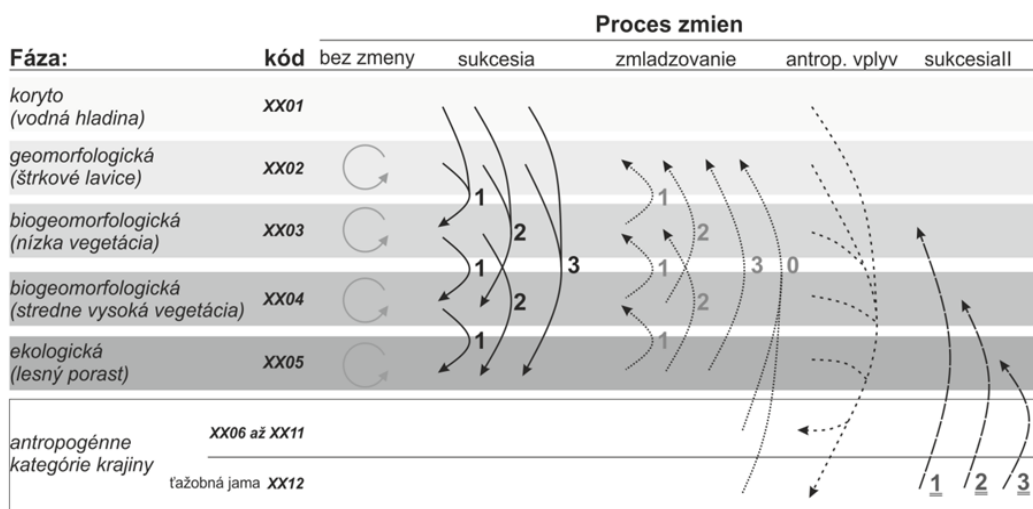
vaná a nahradená mladšou (CEBECAUEROVÁ a LEHOTSÝ 2012, GEERLING et al. 2006). Takto môžeme identifikovať niekoľko fáz biogeomorfologického sukcesného konceptu: **1) geomorfologická** /štrkové lavice/, **2) biogeomorfologická** /nízka vegetácia – bylinne spoločenstvá/, **3) biogeomorfologická** /stredne vysoká vegetácia – kroviny/ a **4) ekologická** /lesné spoločenstvá/ (CORENBLIT et al. 2010). Zmeny boli sledované iba pre ripariálnu zónu, ktorá bola definovaná buffrovou zónou 20 m od zjednotených spoločných plôch koryta za všetky sledované roky (zóna 2). Identifikovali sme 3 stupne procesu sukcesie (**Obr. 14**): *sukcesia_1* (S1), *sukcesia_2* (S2) a *sukcesia_3* (S3), ako aj

3 stupne zmladzovania vegetácie: *zmladzovanie_1* (Z1), *zmladzovanie_2* (Z2) a *zmladzovanie_3* (Z3) - (*zmladzovanie_0* (Z0) ako proces vytvorenia iníciačného povrchu pre nasledujúci nástup sukcesie), ktoré vychádzali zo zmien 4 vegetačných typov krajinej štruktúry: bez vegetácie (XX01, XX02), nízka vegetácia (XX03), stredne vysoká vegetácia (XX04) a stromový porast (XX05).

V ripariálnej zóne bol identifikovaný aj vplyv človeka a to zmenou uvedených vegetačných typov krajinej štruktúry na kategórie XX06 až XX12. Zmena je bližšie nečlenená a označená ako antropogénny vplyv (A). Predovšetkým ťažba štrkov vo vymedzenom území



Obr. 13 Identifikovania častí remodelovanej nivy (priestor erodovaný a opätovne deponovaný medzi dvoma sériami leteckých snímok) v prostredí ArcGIS.



Obr. 14 Schematický model vývoja vegetácie v ripariálnej zóne na základe procesov sukcesie, zmladzovania a antropogénnych vplyvov. Model vychádza z biogeomorfologického sukcesného konceptu (CORENBLIT et al. 2010) s charakteristickými fázami vývoja vegetácie definovanými vegetačnými typmi krajinné štruktúry (3. úroveň klasifikácie dna doliny).

výrazne mení charakter okolia vodných tokov. Tvorba jednotlivých ťažobných jám predstavuje antropogénny vplyv v ripariálnej zóne a následná sukcesia ťažobných jám bola identifikovaná

ako druhotná sukcesia ovplyvnená činnosťou človeka: *sukcesiaII_1* (SII1), *sukcesiaII_2* (SII2) a *sukcesiaII_3* (SII3).

6.2 METÓDY TERÉNNNEHO VÝSKUMU

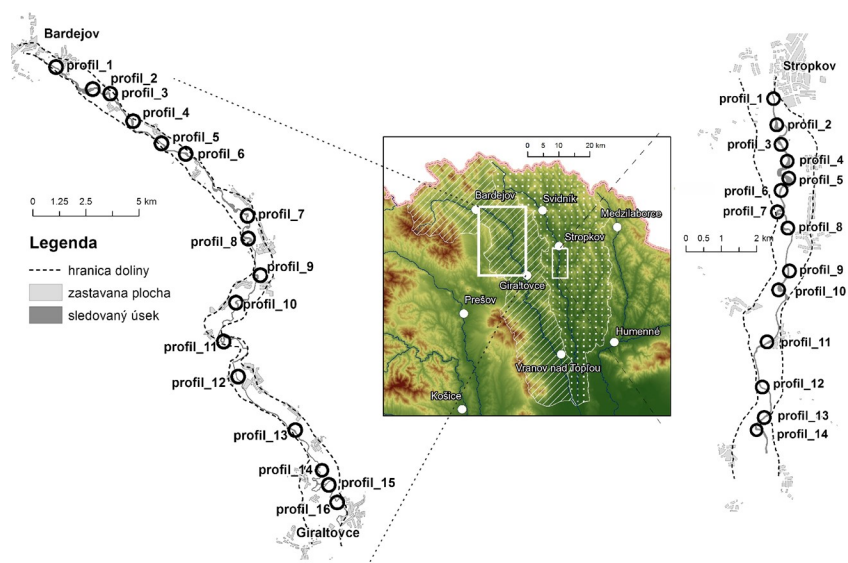
V sledovanom území sme sa zamerali na mapovanie a zber dát týkajúcich sa priečných profilov, foriem dna a brehu, granulometrie (analýza sedimentov brehu alebo digitálna granulometria). Z hľadiska výberu terénnych prác môžeme sledované územie rozdeliť na vodný tok Topľa (niekoľkonásobne väčšie územie), kde sme aplikovali iba metódu priečných profilov, digitálnej granulometrie na profiloch a analýzy sedimentov brehov (7 lokalít). Na Ondave sme uskutočnili podrobnejší terénny prieskum s aplikáciou viacerých metód: profilovanie, mapovanie systému plytčina a priehlbina, výstupov skalného podložia, výšky a typológie brehu, granulometrie sedimentov brehu a digitálnej granulometrie.

6.2.1 Tvorba priečných profilov

Jedným z nástrojov pre analýzu morfometrických parametrov koryta je tvorba priečných profilov (LEHOTSKÝ et al. 2015). Jednotlivé profily identifikujú morfometrické, geometrické a hydraulické vlastnosti koryta vzťahujúce sa k miestu profilu. V skúmanom území bolo vytvorených celkovo 30 profilov (16 pre vodný tok

Topľa (september 2013) a 14 profilov pre Ondavu (október 2013)) (**Obr. 15**). Jednotlivé priečné profily boli zamerané pomocou totálnej stanice Leica TCR 307. Prvý a posledný bod inštalácie profilu bol zameraný s prístrojom Leica Zeno 5 s RTK korekciami. V samotnom profile bola zameraná aktuálna výška hladiny (korelovaná s prietokom zisteným z hydrologických staníc Stropkov a Bardejov). Ďalej sme v koryte identifikovali jednotlivé hrany a vertikálne stupne v koryte (resp. nižšej nivy). Výsledkom bol priečný profil v súradnicovej sústave [x,y], kde *x* predstavovalo kumulatívnu vzdialenosť od počiatku profilu a *y* jeho prevýšenie: a) od počiatočného bodu sústavy, b) od polohy totálnej stanice alebo c) výškový údaj v nadmorskej výške.

Profil bol následne spracovaný v programe WinXSPRO (HARDY et al. 2005). Vstupnými dátami boli súradnice priečného profilu a sklon hladiny. Výsledkom boli základné morfometrické parametre priečného profilu: plocha prietokového profilu (*S*), omočený obvod (*O*), hydraulický rádius (*R*), šírka koryta (*w*), hĺbka koryta (*h*) a hydraulické parametre: výkon toku (*W*),



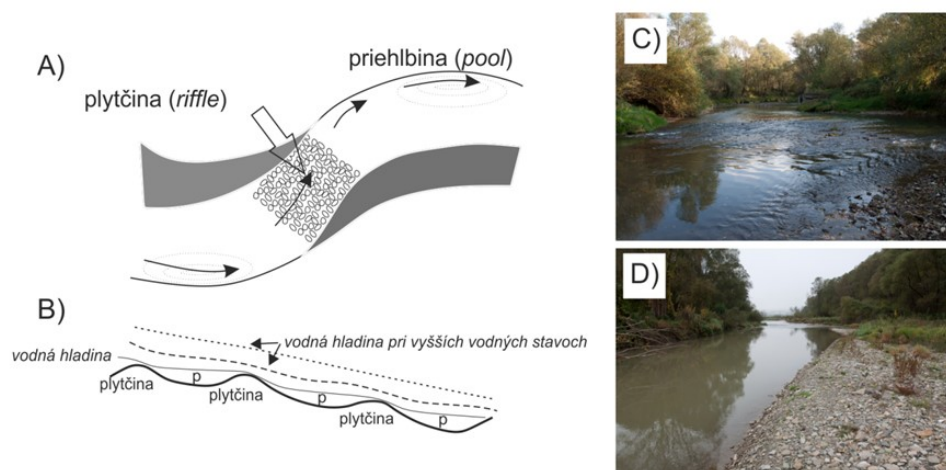
Obr. 15 Lokalizácia priečných profilov na Topli a Ondave. (Farebný obrázok dostupný online).

špecifický výkon toku (w) a špecifické šmykové napätie (t). Program vzťahuje jednotlivé parametre pre rozličné výšky hladiny vody, ktoré vypočítava s voliteľným prírastkom. Nevyhnutné je preto identifikovať jednotlivé úrovne hladiny vodného toku, pre ktoré budú vypočítavané jednotlivé parametre: **úroveň plného koryta** (*bankfull*). V hydrologickom zmysle slova je to taký prietok koryta, ktorý sa objavuje v priemere raz za 1,5 roka. My sme vychádzali z geomorfologického chápania plného koryta (LEOPOLD et al. 1964, WILLIAMS 1978, GREŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2006), ktoré sa najčastejšie definuje na základe výšky brehu (LEOPOLD et al. 1964), úrovne nivy (LEOPOLD a WOLMAN 1957) alebo vegetácie (SCHUMM 1960, BRAY 1982). Z dôvodu zložitosti tvaru koryta (zložené brehy, viac koryt, povodňové stupne (*benches*)) sa pre každý profil určili 3 úrovne plného koryta (Bf_1 , Bf_2 a Bf_3) na základe výrazných hrán v koryte a vegetácie (podľa PRYCE 2003). Najvyšší stupeň predstavoval hornú hranu nižšieho brehu (Bf_3 – stav kde dochádza k vyliatiu vody z koryta). Druhý stupeň predstavoval hranu povodňového stupňa, resp. hornú hranicu ostrova alebo výraznej geomorfologickej formy vytvárajúcu terénnu hranu v koryte (Bf_2). Posledná úroveň stavu plného koryta bola určená hranou štrkových lavíc v koryte (Bf_1). Pre overenie výsledkov boli jednotlivé parametre prepočítané aj pre úroveň hladiny v stave merania profilu (Bf_0), pre ktorú máme údaje z vodomerých staníc.

6.2.2 Mapovanie v teréne

Podrobné mapovanie geomorfologických foriem sa uskutočnilo iba v sledovanom úseku rieky Ondavy, ktoré je značne vertikálne členené a vyskytuje sa tu viacero povodňových stupňov s rozličnou výškou nad hladinou vody (vertikálne členená niva), ktoré boli identifikované pomocou 8 profilov vedených cez nivu až do koryta vodného toku (zameraných totálnou stanicou Leica TCR 307). Cieľom mapovania bolo získať informácie o výstupe skalného podložia v koryte (*bedrock*) a výške brehov a na ich základe identifikovať zarezávanie koryta toku v celom skúmanom úseku ako aj zmeny jeho správania. Priestorové rozloženie systému plytčina – priehlbina (*riffle and pool*) naopak môže poukazovať na systém korytových a sedimentových korytových vln na úrovni aktívneho koryta alebo jeho dna (JAMES 2006, 2010, HOEY 1992, FRANDOFE a LEHOTSKÝ 2014).

Systém plytčina a priehlbina (**Obr. 16**) sa skladá z dvoch prvkov vyskytujúcich sa na dne vodného toku, ktoré medzi sebou vytvárajú viac alebo menej pravidelné rozostupy. Plytčina (*riffle*) predstavuje plytký úsek s vyšším sklonom a vyššou rýchlosťou prúdenia (LEHOTSKÝ et al. 2015), pričom predstavuje zónu dočasnej akumulácie sedimentov (BRIERLEY a FRYIRS 2005). Priehlbina (vyhlbený úsek) je charakteristická nižšou rýchlosťou prúdenia (LEHOTSKÝ et al. 2015).



Obr. 16 Schématický náčrt systému plytčina a priehlbina na pôdorysnej vzorke (A) a v pozdĺžnom reze (podľa BRIERLEY a FRYIRS 2005). Vo vodnom toku sa prejavuje zmenou hĺbky vody a rýchlosťou prúdenia (C – plytčina, D – priehlbina). (Farebný obrázok dostupný online).

V celom sledovanom úseku koryta Ondavy bol zameraný priestorový rozostup plytčín pomocou prístroja Leica Zeno 5 (presnosť 30 cm). Začiatok a koniec plytčiny bol identifikovaný v strede vodného toku. Následne sa v prostredí GIS identifikovala jej dĺžka. Dno koryta Ondavy tvoria fluviálne štrky, pieskoštrky, piesky a fluviálne hliny. Miestami však dochádza k výstupu paleogénneho podložia tvoreného predovšetkým pieskovecami a ílovcami. Mapovanie výskytu výstupu skalného dna (*bedrock*) poukazuje na zarezávanie vodného toku (**Obr. 17**). V skúmanom území sme pomocou GPS zamerali polohy výstupu podložia, ktoré sme následne vyjadrili v pozdĺžnom smere. V miestach kde dochádzalo k zarezávaniu koryta do skalného podložia (**Obr. 17C a 17D**) sa vodomernou latou zistila maximálna hĺbka zarezania koryta.

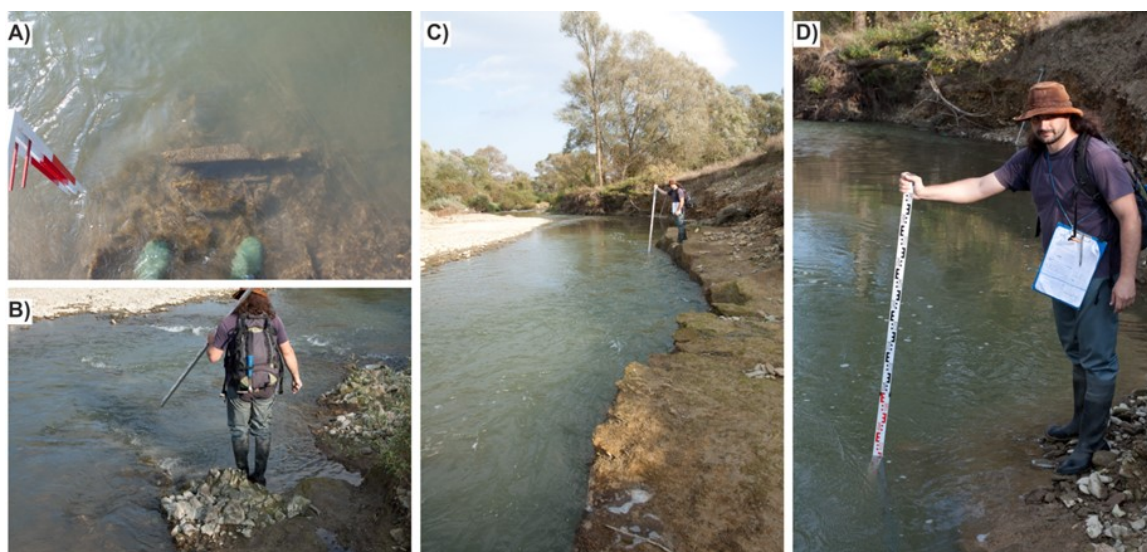
Výška brehu bola identifikovaná dvoma spôsobmi. Prvým zdrojom údajov boli priečne profily, z ktorých sa extrahovala výška ľavého a pravého brehu. Na základe priestorového priradenia profilu bola následne vzťahovaná k osi koryta pre rok 2009 (pozdĺžne znázornenie variácie výšky brehu). V tomto prípade bola výška brehu určená aj pre vodný tok Topľa. Druhým spôsobom bola výška meraná v 34 lokalitách pomocou vodomernej laty v koryte Ondavy (**Obr. 18**). Okrem zameranej výšky brehu sa identifikovala aj úroveň po ktorú siahajú fácie štrkov a pieskov (prípadne iné vložky sedimentácie, resp. sekvencie štrkov a pieskov). Poloha týchto meraní bola zaznamenaná pomocou prístroja Leica Zeno 5.

6.2.3 Granulometria

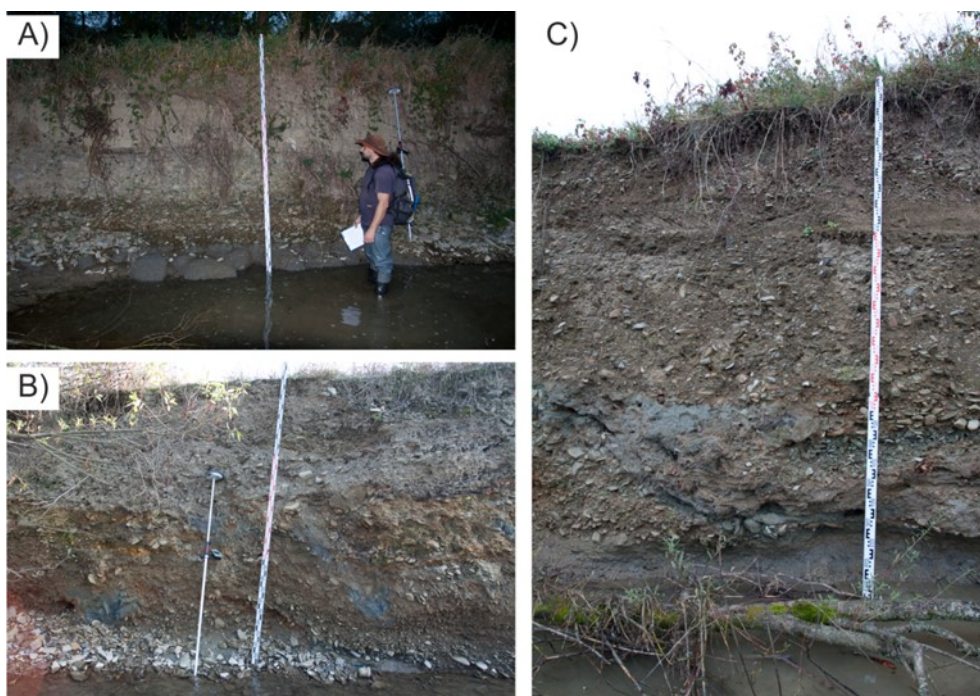
Pre identifikovanie hrubozrnných sedimentov v koryte vodného toku (na laviciach) bola využitá metóda fotografického plošného vzorkovania pomocou softvéru SEDIMETRICS™. Metóda spočíva vo fotografovaní snímok štrkovej výplne koryta v referenčnom ráme s presne definovanými rozmermi. V práci sa použil hliníkový rám s pomerom strán 4:3 a rozmermi rektifikačných bodov 800 mm x 600 mm (**Obr. 19**).

Rám sa fotografuje vo vertikálnej polohe, za použitia blesku, tak aby snímkové pole obsahovalo celý rám snímku (GRAHAM et al. 2005a,b). Použitý bol fotoaparát Canon 50D s objektívom Canon EF 17-40 mm F4L (snímač APSC, rozlíšenie 15 megapixelov). V sledovanom území Tople bolo získaných 67 snímok (z toho 1 vyradená) v 14 lokalitách, ktoré sa viazali na miesta priečných profilov. Snímkovanie prebiehalo na reprezentatívnych štrkových laviciach, v ich centrálnej časti, v miestach neovplyvnených človekom (bagrovanie a pod.). Limitujúcim faktorom bol aj výskyt vegetácie alebo opadaného lístia, ktoré obmedzujú snímkovanie. V každej lokalite sa vytvorili minimálne 3 série snímok (max. 11), aby sme sa vyhli chybe spôsobenej náhodným výberom. Výsledky boli následne agregované pre danú lokalitu.

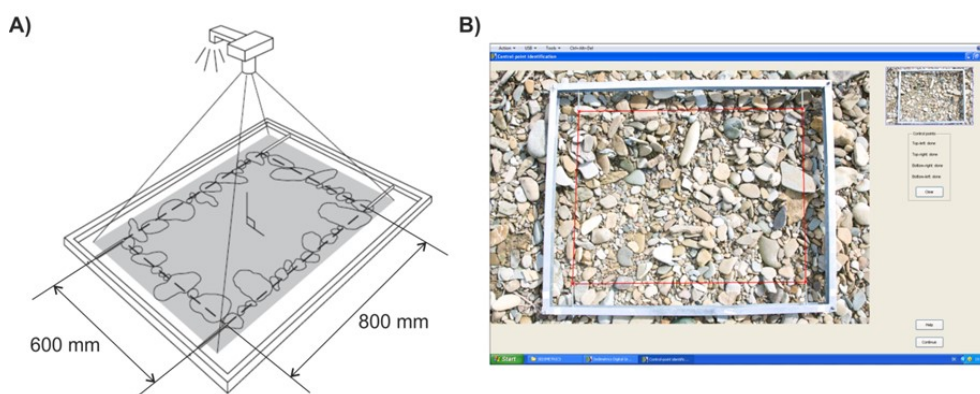
Na Ondave bolo uskutočnených celkovo 184 snímok (z toho 5 vyradené) pre 40 lokalít (**Obr. 20**). Podobne ako v predchádzajúcom prípade boli výsledky spresnené agregovaním snímok pre jednotlivé lokality (min. 3 a max. 8).



Obr. 17 Výstupy podložia v koryte vodného toku Ondava. A – výstup pieskovec na dne vodného toku. B – vystupujúce podložie podmienilo vznik perejí. C – zarezanie vodného toku do ílovcov. D – meranie hĺbky zarezania do paleogénneho podložia vodomernou latkou. (Farebný obrázok dostupný online).



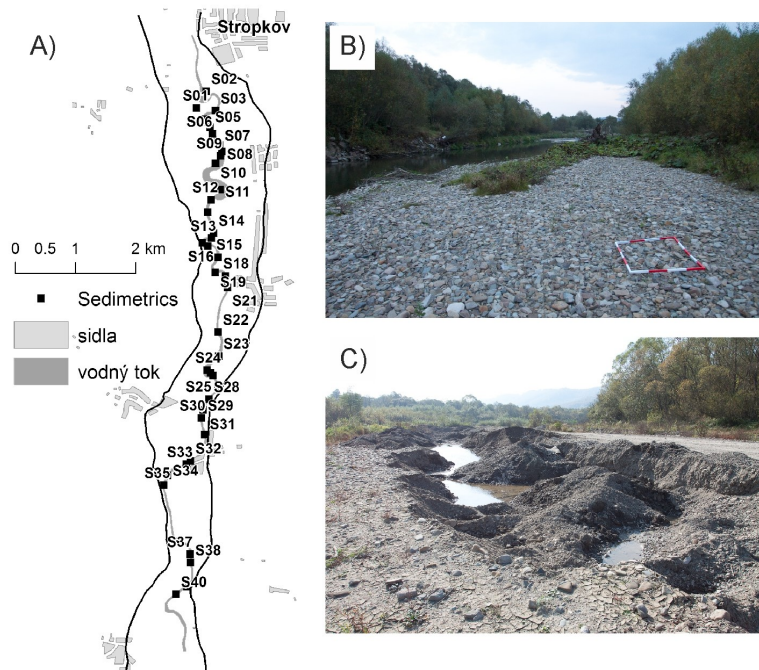
Obr. 18 Meranie výšky brehu pomocou vodomernej latky (A) spolu so zameraním polohy s GPS (B). Na jednotlivých profiloch bola identifikovaná štruktúra brehu (C). (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 19 Snímkovanie hrubozrnných sedimentov v referenčnom ráme s definovanými rozmermi (A) (prevzaté od GRAHAM et al. 2005a) a definovanie foto-grafovanej plochy, ktorá bude zahrnutá do výpočtu v programe SEDIMETRICS (B). (Farebný obrázok dostupný online).

Pred spracovaním v programe boli jednotlivé fotografie najprv testované (sledoval sa najlepší pomer cieľového rozlíšenia, fragmentácie obrazu a zachovania detailov) z čoho bola následne stanovená veľkosť b-osi [mm] najmenšieho zrna, ktorú vie softvér z daného rozlíšenia snímky vypočítať (GRAHAM et al. 2005a,b). Hraničná veľkosť zrna bola stanovená na hodnotu -2ϕ (4 mm).

Štatistický softvér dáta spracuje na základe usporiadania častíc podľa veľkosti b-osi do jednotlivých kategórií. Ako váha bola zvolená metóda *grid by number* (ekvivalent Wolmanovej metódy), kde sa stanovuje váha od plošnej veľkosti častice. Interpretácia výsledkov prebehla na základe kumulatívnych kriviek vykreslených spôsobom: *podiel častíc menší ako daná veľkosť*. Softvér pracuje s Wentworthovou zrn-



Obr. 20 Jednotlivé lokality, kde bolo uskutočnené snímkovanie pre digitálnu granulometriu (A). Snímkovanie prebiehalo na štrkových laviciach bez vegetácie v miestach neovplyvnených človekom (B). Vylúčené boli lokality s ťažbou sedimentov (C). (Farebný obrázok dostupný online).

tostnou škálou (WENTWORTH 1922). Rozsah analyzovaných častíc bol ohraničený zdola veľkosťou 4 mm.

Výsledkom analýzy bol report, ktorý obsahoval technické informácie o jednotlivých snímkach, procesingu a informácie o veľkosti častíc. Obsahoval informácie o percentiloch veľkostí jednotlivých častíc D_5 , D_{16} , D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{84} , D_{95} a D_{100} (geometrická (mm) a logaritmická (Φ a Ψ) stupnica), štatistiku priestorovej distribúcie (vytriedenie, šikmost', špicatosť podľa FOLK a WARD (1957), **Tab. 2**), hodnoty kumulatívnej početnosti častíc jemnejších ako daná veľkosť (%) a podiel sedimentov vo Wentworthovej stupnici: štrk, kamene, balvany.

Tradičná zrnitosťná analýza sedimentov bola aplikovaná pri charakteristike brehov vodného toku. Jednotlivé vzorky boli spracované dvoma metódami: a) preosievaním sústavou sít a b) laserovou granulometriou. Pre analýzu sme využili prirodzené odkryvy - brehovú stenu. Na Topli sa takto charakterizovalo celkovo 7 a na Ondave 6 profilov (**Obr. 21**). Jednotlivé profily boli najprv začistené, zamerané boli jednotlivé polohy facií a zdokumentované (fotografie). Materiál sa odoberal do samozatvárateľných plastových obalov s kódom pre každú vzorku. Odobraté množstvo materiálu sa líšilo podľa jeho charakteru (štrk cca 2 – 4 kg, piesok cca 1 kg a jemný materiál 0,5 kg). Celkovo bolo odobraných 135 vzoriek (74 na Topli a 61 na Ondave).

Vzorky boli preosievané sústavou sít veľkosti od 0,063 do 31,5 mm suchou cestou na trasič-

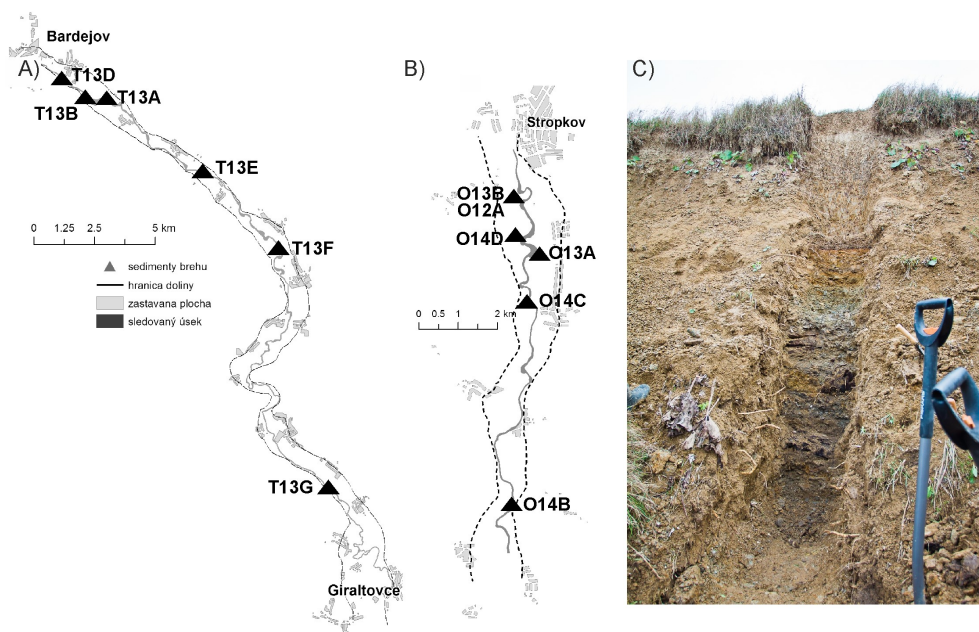
ke Retsch AS – 200 Digit (**Obr. 22A**). Celkom bolo využitých 11 sít o veľkosti 0,063 mm, 0,1 mm, 0,125 mm, 0,25 mm, 0,5 mm, 1 mm, 2 mm, 4 mm, 8 mm, 16 mm, 31,5 mm (**Obr. 22B**). Vzorky boli preosievané po dobu 6 minút s úrovňou frekvencie 60 % - 100 %. Jednotlivé oddelené frakcie boli následne vážené laboratornými váhami s presnosťou 0,01 g. Pre identifikovanie jednotlivých zrnitostných frakcií bola použitá Wentworthová škála (WENTWORTH 1922).

Jemnejšie vzorky sedimentov (59 vzoriek) boli analyzované laserovou granulometriou. Jednalo sa o vzorky jemnejšieho materiálu získaného v teréne (piesok, ílovitý materiál) alebo pozostatky po osievaní pomocou sít (ak bol celková váha zvyšku väčšia ako 5 % z hmotnostného podielu vzorky). Analýzy prebiehali na Ústave ekológie lesa SAV vo Zvolene na prístroji FRITSCH analysette 22 (**Obr. 22C**). Jednotlivé zrnitostné frakcie laserovej analýzy boli definované podľa STN EN ISO 14688-2 ako aj podľa Wentworthovej škály (WENTWORTH 1922).

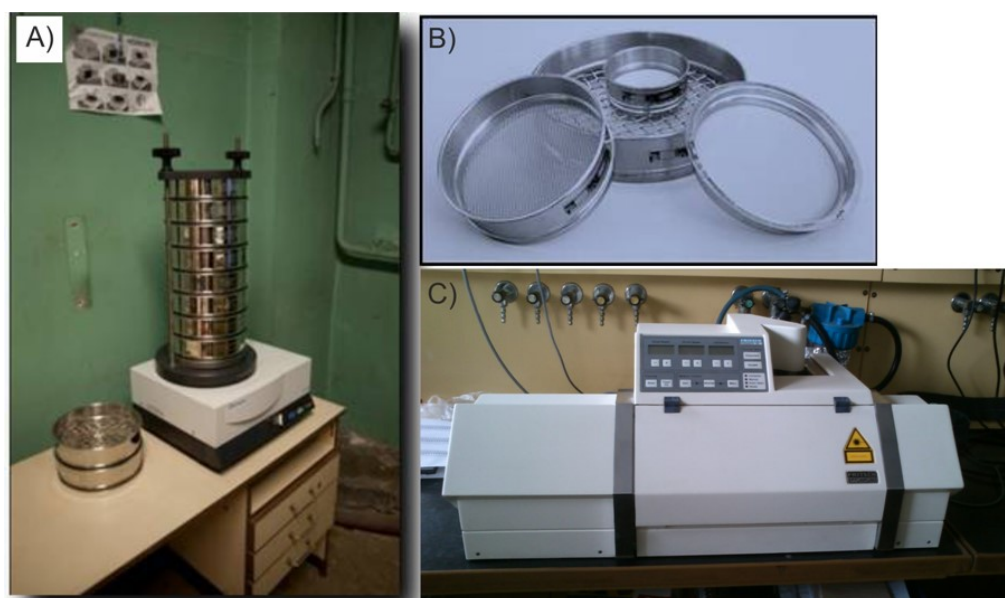
Jednotlivé litotypy boli určené na základe pomeru jednotlivých zrnitostných frakcií podľa SZMANDU (2004, 2009, 2010 a 2011). Autor vyčleňuje všetky teoretické litotypy riečnych alúvií na základe prác MIALLA (1978, 1996) (pričom vychádza zo zrnitostnej klasifikácie WENTWORTH (1922)), podľa jednotlivých kódov: B (*boulder, cobble*) – kamene ($> -6 \phi$), G (*gravel*) – štrk (od -6ϕ do -1ϕ), S (*sand*) – piesok (od -1ϕ do 4ϕ), Fs (*silt*) – prach (od 4ϕ do 9ϕ) a Fc (*clay*) – íl ($> 9 \phi$).

Koefficient vytriedenia	
[Φ alebo Ψ]	Charakteristika
> 4	extrémne slabo vytriedený
2 – 4	veľmi slabo vytriedený
1 – 2	slabo vytriedený
0,71 – 1	stredne vytriedený
0,50 – 0,71	pomerne dobre vytriedený
0,35 – 0,50	dobre vytriedený
$< 0,35$	veľmi dobre vytriedený

Tab. 2 Klasifikácia stupňov vytriedenia sedimentov (podľa FOLK a WARD 1957).



Obr. 21 Lokalizácia jednotlivých profilov brehu pre zrnitosťnú analýzu sedimentov na Topli (A) a Ondave (B). Pri hodnotení štruktúry brehu sa využívali prirodzené odkryvy brehu (C). (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 22 Vzorky boli preosievané na trasičke Retsch AS – 200 Digit (A), sústavou sít (B). Jemnejšie sedimenty boli spracované laserovou analýzou na prístroji FRITSCH analysette 22 (C). (Farebný obrázok dostupný online).

7 VÝSLEDKY

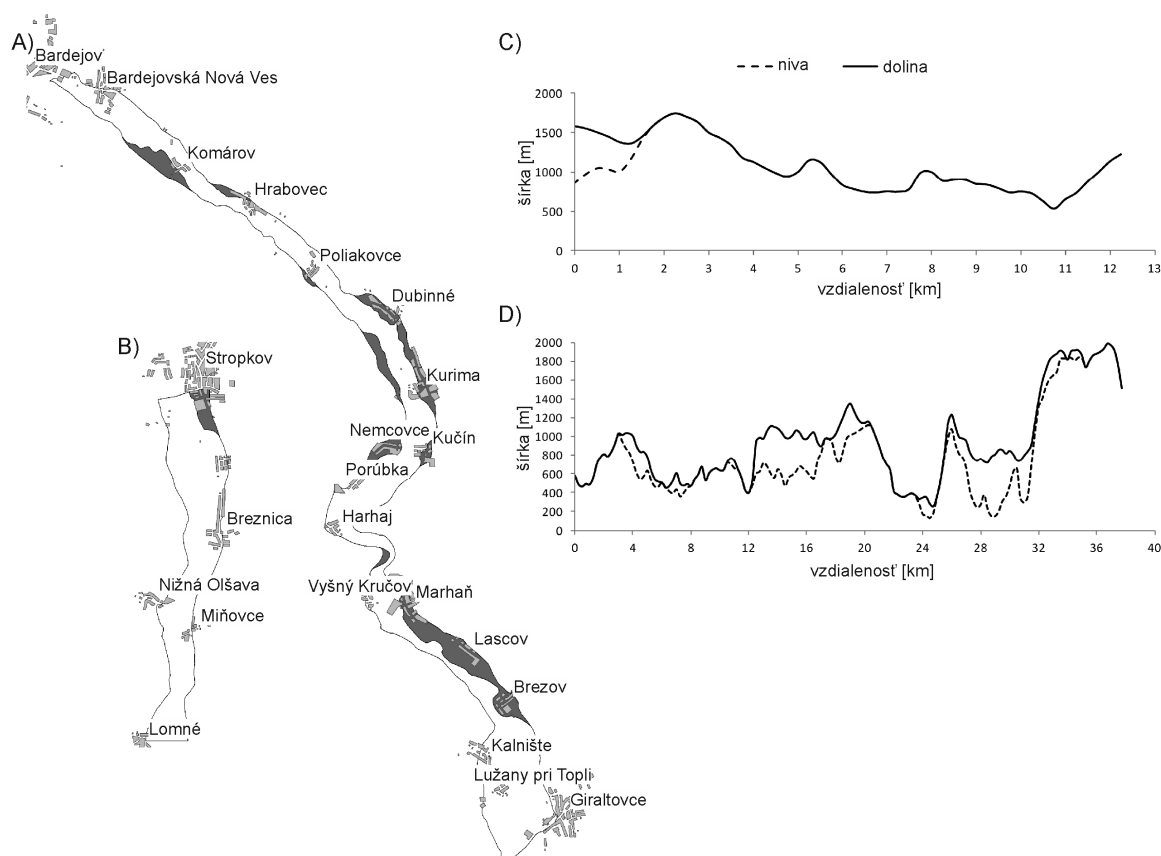
7.1 HISTORICKÝ VÝVOJ KORYTA A NIVY

7.1.1 Charakter dien dolín

Ondava aj Topľa pretekajú riečnymi dolinami, ktoré sú ohraničené úpäťmi okolitých svahov. Hranica doliny vytvára priestor, v ktorom rieka utvára a reorganizuje svoje formy a niva ohraničuje územie, kde prebiehajú súčasné prejavy správania sa rieky a vytvára rámec pre recentný pohyb toku a procesov, ktoré vedú k sa-

motnému pohybu brehu a vytváraniu vnútrokorytových štruktúr (štrkových lavíc). Priemerná šírka dolín u obidvoch tokov sa pohybuje okolo 1 km (**Obr. 23**).

Dno doliny Ondavy dosahuje najväčšiu šírku pri meste Stropkov (viac ako 1,5 km), kde sa vyskytuje aj zachovaná riečna terasa (zastavaná plocha mesta). Pozvoľne sa dolina zužuje na šírku 1 km a otvára sa neskôr v priestore vodnej



Obr. 23 Ohraničenie dna doliny Tople (A) a Ondavy (B) so zobrazenými najmladšími riečnymi terasami (sivá farba) spolu s rozdielom medzi šírkou dna doliny a nivy Ondavy (C) a Tople (D).

nádrže Domaša. Niva Ondavy je členená na dve stupne s výškovým rozdielom 1,5 až 2 m. Vyšší stupeň nivy je vyvinutý hlavne južne od Stropkova v oblasti Stropkovskej brázdy, kde dosahuje niva aj najväčšiu šírku 1,3 až 1,6 km (v južnej časti sledovaného úseku 700 – 800 m). Nižšie riečne terasy sa zachovali na Ondave v okolí Stropkova a vyššie terasy útržkovito pri Nižnej Olšave a hrebeni ústiacom do doliny pri obci Breznica.

Šírka doliny Tople má väčšiu priestorovú variabilitu. Niva Tople je vertikálne nerozčlenená so šírkou priemerne okolo 700 – 1000 m. Pri Gíraltovciach sa rozširuje až na 2 km (ukončenie Raslavickej brázdy). V doline Tople je dobre zachovaná wümská terasa po oboch stranách toku (najvýraznejšia je v oblasti Kurimy a potom medzi obcami Marhaň - Brezov). Terasy sa nachádzajú aj pri obci Bardejovská Nová Ves a útržkovito vo forme plošín pri obci Komárov, medzi obcami Dubinné – Nemcovce a obcami Marhaň - Brezov. Severne od obce Marhaň sa vyskytuje zúžená časť nivy prielomového charakteru.

V obidvoch dolinách sú zachované menšie prolúviálne kužele pri vyústení bočných prítokov Tople a Ondavy. Prejavom laterálnych pohybov týchto vodných tokov sú zvyšky zazemnených starších meandrov na nive a prítomnosť štrkových lavíc v koryte.

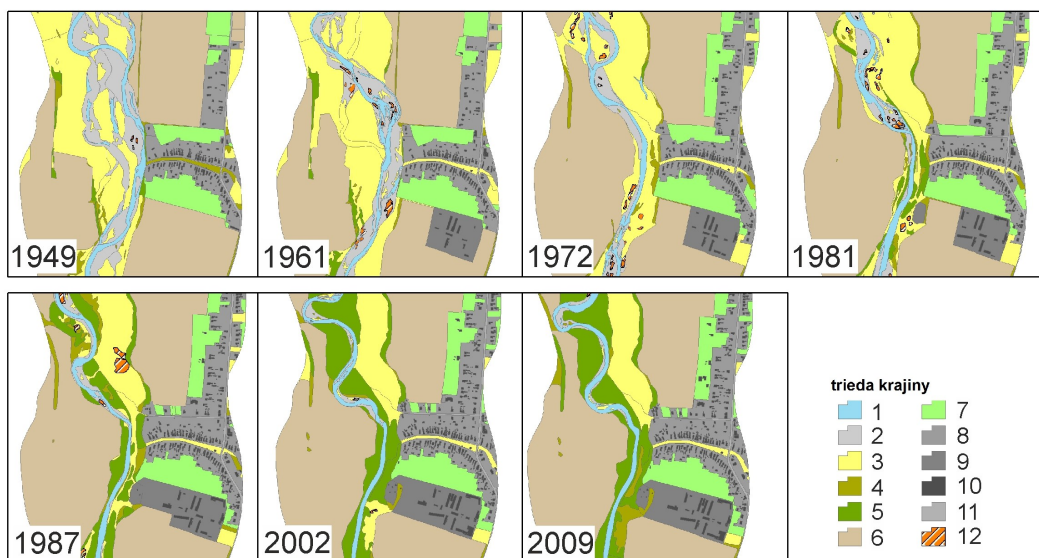
V obidvoch dolinách prevláda poľnohospodárske využitie územia. Orná pôda dosahuje na Ondave aj Topli nadpolovičný podiel zo všetkých sledovaných kategórií krajinej pokrývky.

Postupne však klesá z podielu 62,96 % (722 ha) v roku 1949 na 52,91 % (607 ha) v roku 2009 na Ondave a z 65,9 % (1924 ha) v roku 1949 na 57,49 % (1678 ha) v roku 2009 na Topli. Výrazný je aj pokles podielu trávnatých porastov (kat. 3) zo 17,92 % (206 ha) na 7,82 % (90 ha) na Ondave a z 10,49 % (306 ha) na 5,31 % (155 ha) na Topli. Naopak viditeľný je nárast lesných porastov (kat. 5) z 0,73 % (8 ha) na 14,72 % (169 ha, Ondava), resp. z 3,71 % (108 ha) na 10,96 % (320 ha, Topľá) a nárast podielu stredne vysokej vegetácie a krovín (kat. 4) z 1,7 % na 4,96 % (Ondava), resp. 1,91 % na 2,58 % (Topľá). Zmeny sa týkajú aj antropogénnych kategórií krajinej pokrývky (kat. 7 až 12), kde sa prejavuje ich nárast: zastavaná plocha z 3,22 % na 4,98 % pre Ondavu a z 3,34 % na 5,58 % pre Topľu, plocha budov z 0,5 % → 2,24 % (Ondava) a 0,9 % → 2,2 % (Topľá) a priemyselných areálov z 0,09 % → 4,29 % (Ondava) a 0 % → 2,85 % (Topľá).

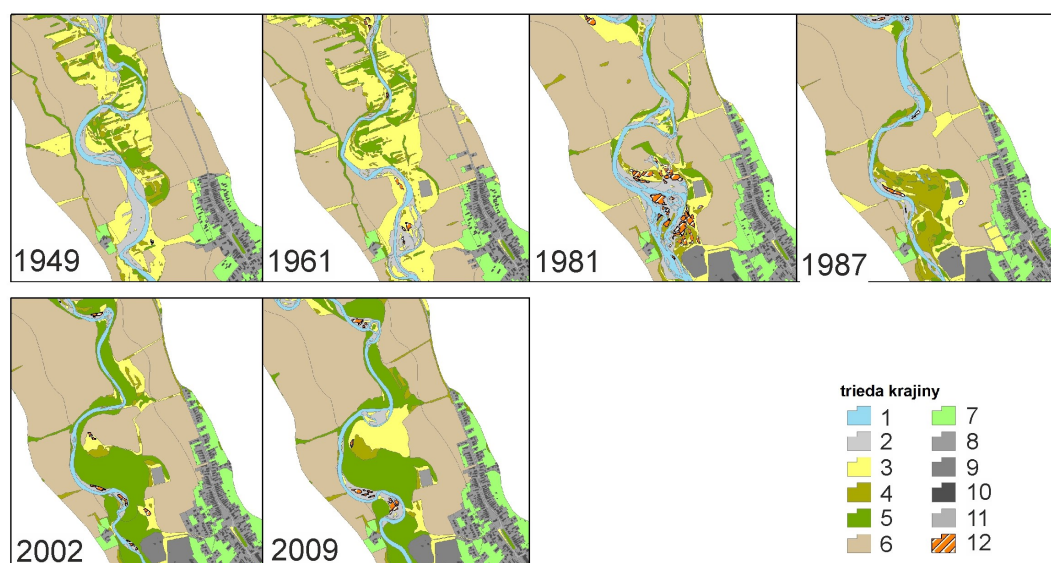
7.1.2 Ripariálna zóna

Zmena vegetácie ripariálnej zóny výrazne ovplyvňuje zmeny koryta a procesy prebiehajúce vo vodnom toku. Pri obidvoch riekach je základným prejavom v ripariálnej zóne sukcesia vegetácie a vytvorenie súvislého líniového lesného porastu za obdobie rokov 1949 - 2009 (**Obr. 24** pre Ondavu a **Obr. 25** pre Topľu).

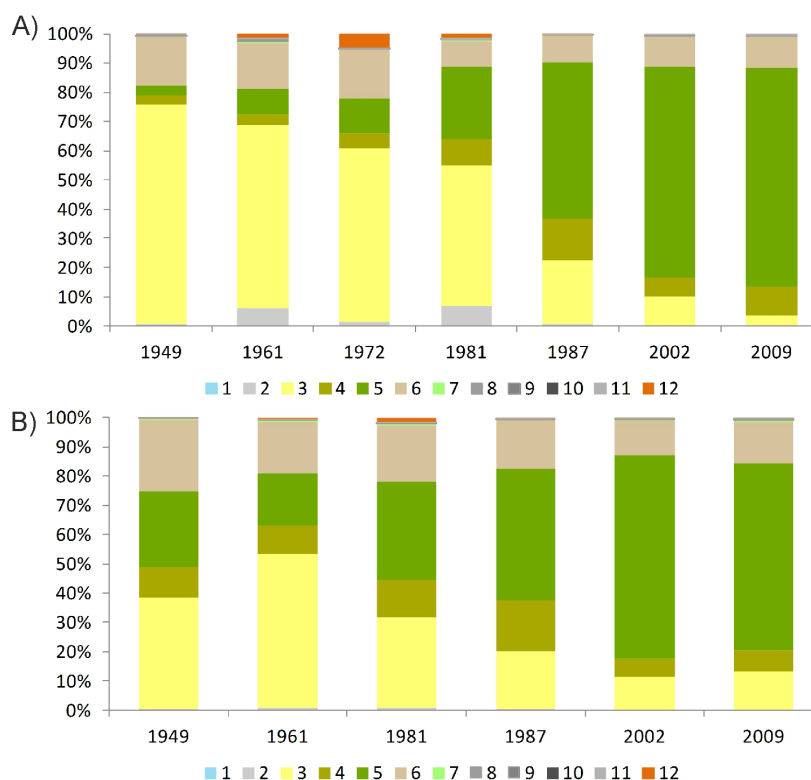
Výrazný je aj pokles rozlohy porastov tráv v ripariálnej zóne. Na Ondave poklesli z plochy



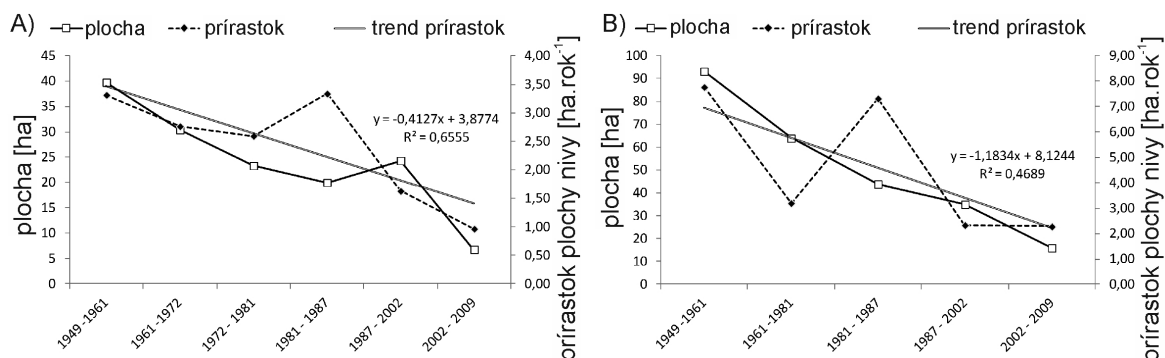
Obr. 24 Vývoj vegetácie v ripariálnej zóne koryta Ondavy medzi rokmi 1949 až 2009 s viditeľným nárastom lesných porastov v okolí vodného toku. Legenda: 1 – vodná plocha, 2 – bez vegetácie, 3 – nízka vegetácia, 4 – stredne vysoká vegetácia, 5 – stromový porast, 6 – orná pôda, 7 záhrada, 8 – intravilán obce, 9 – priemyselný areál, 10 – stavba, 11 – cesta, 12 – ťažobná jama. (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 25 Vývoj vegetácie v ripariálnej zóne koryta Tople medzi rokmi 1949 až 2009 s viditeľným nárastom lesných porastov v okolí vodného toku. Legenda: 1 – vodná plocha, 2 – bez vegetácie, 3 – nízka vegetácia, 4 – stredne vysoká vegetácia, 5 – stromový porast, 6 – orná pôda, 7 – záhrada, 8 – intravilán obce, 9 – priemyselný areál, 10 – stavba, 11 – cesta, 12 – ťažobná jama. (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 26 Vývoj vegetácie v ripariálnej zóne koryta Ondavy (A) a Tople (B) medzi rokmi 1949 až 2009. Legenda: 1 – vodná plocha, 2 – bez vegetácie, 3 – nízka vegetácia, 4 – stredne vysoká vegetácia, 5 – stromový porast, 6 – orná pôda, 7 – záhrada, 8 – intravilán obce, 9 – priemyselný areál, 10 – stavba, 11 – cesta, 12 – ťažobná jama. (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 27 Vývoj plochy nivy (ha) a jej ročný prírastok (ha.rok⁻¹) podľa veku na základe chronologickej štruktúry veku nivy (*floodplain age map*) v sledovanom období pre vodný tok Ondava (A) a Topľa (B).

99,56 ha (128,78 ha v roku 1961) na 34,57 ha a na Topli z hodnoty 130,9 ha (236,88 v roku 1961) na 65,32 ha na Topli (**Obr. 26**). Naopak značný nárast lesných porastov poukazuje na sukcesiu vegetácie v blízkosti koryta a vytvorenie lužného lesa v okolí vodného toku. Na Ondave narástla plocha lesa z 2,79 ha na 132,47 ha, čo predstavuje nárast o 4756 %. Na Topli vzrástla plocha lesa z 63,85 ha (60,35 v roku 1961) na 257,8 ha (427 % nárast).

Pokles hodnôt sa prejavuje aj v kategórii orná pôda, avšak nie je až taký výrazný (z 47,7 ha na 30,7 ha na Ondave a z 109,83 ha na 86,4 ha na Topli). Viditeľný je nárast všetkých antropogénne podmienených štruktúr v krajine (7 až 11), čo odzrkadľuje zvyšovanie aktivity človeka v okolí vodného toku, rozvoj jednotlivých obcí a zvyšovanie počtu ich obyvateľov. Výsledkom týchto procesov je zmenená štruktúra krajinskej pokrývky ripariálnej zóny na bezprostrednom kontakte koryta s nivou.

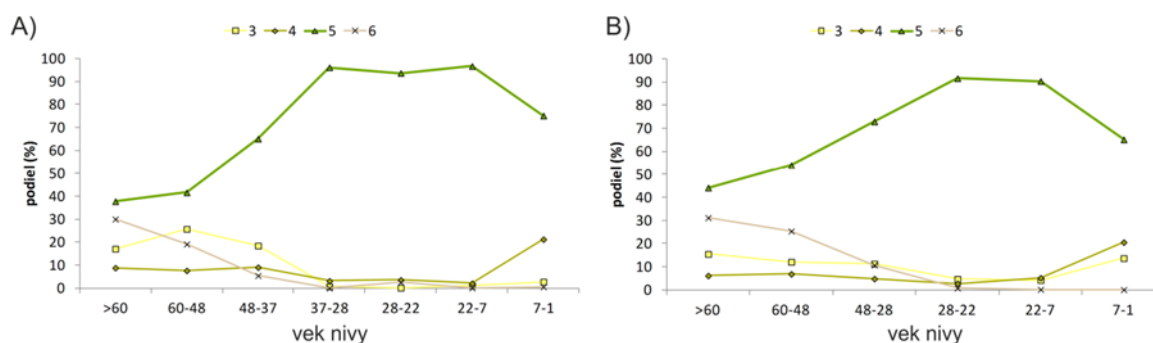
Mapa chronologickej štruktúry veku nivy poukazuje na časový vývoj povrchu nivy za sledované obdobie rokov 1949 – 2009. Celkovo vo vymedzenom území pribudlo na Ondave 144,65 ha povrchov, ktoré boli predtým súčasťou koryta. Na Topli to predstavuje hodnotu 251,76 ha. Chronologická štruktúra veku nivy (*floodplain age map*) pritom nepoukazuje na dátum vzniku nivy, ale iba jej povrchovej časti, ktorú z časti remodeluje. Znamená to, že v danom priestore bola niva deštruovaná korytom vodného toku, dochádzalo tam k erózii pôvodnej štruktúry a ukladaniu sedimentov, resp. iba došlo k zvlččeniu časti nivy. Výsledkom je obnažený a deštruovaný povrch, ktorý je bez vytvoreného pôdneho krytu (zväčša štrkové lavice alebo povrch prikrýty jemnými povodňovými sedimentmi). Na takom iníciaľnom povrchu následne dochádza k sukcesii vegetácii a vytvoreniu rastlinného krytu.

Proces tvorby takéhoto nového povrchu nivy za sledované obdobie klesá z 39,76 ha na 6,73 ha (Ondava), resp. z 93,12 ha na 15,93 ha (Topľa) (**Obr. 27**). Ročný prírastok klesol pri Ondave z hodnoty 3,31 ha.rok⁻¹ na 0,96 ha.rok⁻¹ a u Topli to bolo z hodnoty 7,76 ha.rok⁻¹ na 2,28. Výraznejší nárast sa u oboch vodných tokov prejavuje v období 1981 až 1987.

Na základe identifikovaného veku nivy sme určili aj vek jednotlivých štruktúr, ktoré sa nachádzajú na jej povrchu v súčasnosti. Antropogénne podmienené kategórie krajinskej pokrývky (kategórie od 7 do 12) sa nachádzajú predovšetkým v starších častiach ripariálnej zóny a ďalej od súčasného aktívneho koryta. Najdôležitejšími kategóriami z pohľadu veku nivy sú plochy týkajúce sa sukcesie vegetácie (vývoja vegetácie): nízka vegetácia (trávnaté porasty), stredne vysoká vegetácia (kroviny) a stromové porasty ako vrcholové štádium sukcesie.

Vývoj jednotlivých kategórií poukazuje, že najstaršie časti ripariálnej zóny s vekom viac ako 60 rokov majú rozmanitejšiu štruktúru (**Obr. 28**). Najväčší podiel dosahujú lesné porasty (na Ondave 37,8 % a na Topli 44,13 % z danej plochy). Druhý najväčší podiel dosahuje kategória ornej pôdy (Ondava 30,03 %, Topľa 31,15 %). Podiel tejto kategórie postupne s nižším vekom nivy klesá a v najmladších častiach nivy je zanedbateľný. Práve v týchto najstarších častiach nivy sa prejavuje najvýraznejšie aktivity človeka, územie je odlesnené a poľnohospodársky aktívne využívané. Podiel lúk pri oboch vodných tokoch sa v najstarších dvoch častiach nivy pohybuje v rozpätí od 12 % do 25 %.

V mladších častiach nivy (vek 48 až 22 rokov) postupne získavajú prevahu lesné porasty. Ich podiel sa pohybuje na úrovni viac ako 90 %. Na Ondave dosahuje hodnoty 96,16 % (pre vek nivy 37 – 28 rokov), 93,7 % (pre nivu 28 – 22 ročnú) a 96,71 % (vek 22 – 7). Na Topli ich po-



Obr. 28 Vývoj podielu 4 základných kategórií krajiny pokrývky v ripariálnej zóne vodných tokov Ondavy (A) a Tople (B) na základe veku vzniku nivy. Legenda: 3 – nízka vegetácia, 4 – stredne vysoká vegetácia, 5 – stromový porast, 6 – orná pôda. (Farebný obrázok dostupný online).

diel stúpa z 72,95 % (pre vek nivy 48 – 28 rokov) na 91,66 % (pre nivu s vekom 28 – 22 rokov), resp. 90,45 % (vek 22 – 7 rokov). V týchto častiach nivy je základom ripariálnej zóny vyvinutý lužný les s vekom približne 20 – 30 rokov.

V najmladších častiach nivy (vek 7 až 1 rok) podiely lesných porastov ustupujú a výraznejší podiel získavajú aj sukcesne nižšie štádiá vegetácie: trávnaté porasty a kroviny. Podiel krovín sa zvyšuje u Ondavy na 21,26 % a na Topli na 20,53 %. Trávnaté porasty dosahujú na Ondave 2,75 % a na Topli 13,66 %. Podiel lesných porastov klesá na hodnoty 75,12 % (Ondava), resp. 65,21 % (Topľa). Tieto zmeny sú výsledkom postupne prebiehajúcej sukcesie, kde sa na najmladších povrchoch ešte nestihlo vytvoriť konečné sukcesné štádium: lesný porast.

7.1.3 Vývoj korýt a zmeny vnútrokoryto-vých štruktúr

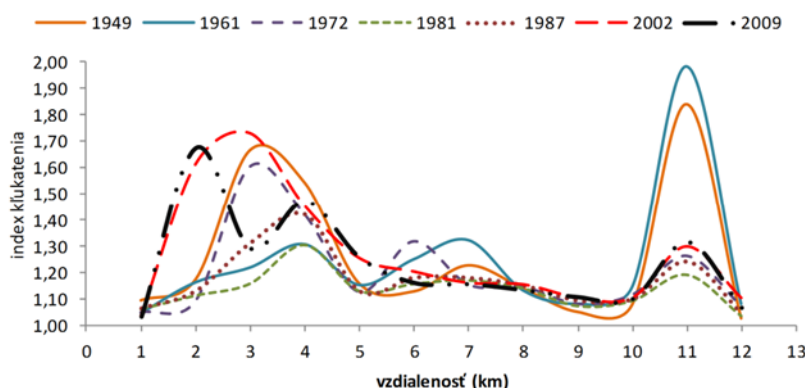
Priemerná dĺžka hlavného koryta za sledované obdobie bola na Ondave 12,96 km z toho najmenšiu dĺžku dosahovala v roku 1981 (12,13 km) a najväčšiu v roku 2002 (13,56 km). Na Topli bola priemerná dĺžka koryta 40,43 km. Maximálnu dĺžku malo hlavne koryto v roku 1961 (41,67 km) a minimálnu v roku 2009 (39,63 km). Výrazný je celkový pokles dĺžok jednotlivých vedľajších a občasných korýt za celé sledované obdobie.

V obidvoch vodných tokoch prevláda jednoduchá pôdorysná vzorka s výskytom bočných korýt vytvorených rozplavením štrkových lavíc (alebo ich remodeláciou) počas extrémnych vodných stavov, alebo opustených starších korýt vzniknutých po laterálnom presune hlavného koryta. Index kľukatenia (IK) na Ondave postupne klesal z hodnoty 1,25 v roku 1949 na 1,14 v roku 1972 a následne znovu stúpol na hodnotu 1,23 v roku 2009, resp. 1,27 v roku 2002 (**Tab. 3**). Na Topli má IK stabilný vývoj za celé sledované obdobie.

Na Ondave najväčšiu hodnotu 1,99 dosahuje IK v roku 1961 v meandrovom oblúku pri obci Lomné v km 10 až 11 (**Obr. 29**). V severnej časti územia (km 2 až 4) vytvára systém meandrov s indexom väčším ako 1,5 (v rokoch 1949, 1972, 2002 a 2009), ktoré sú striedané s obdobiami napriamovania toku (1961, 1981 a 1987). Na Topli dosahuje maximálne hodnoty medzi km 32 až 36 (**Obr. 30**), kde vodný tok vyúsťuje do Raslavickej brázdy (nad mestom Gíraltovce) a vytvára systém viacerých meandrov a riečnych oblúkov s indexom kľukatenia až 2,78 (1961). V sledovanom období došlo k zaškrteniu dvoch oblúkov na Topli (medzi rokmi 1961 a 1981 a medzi 2002 a 2009). Ďalšie významné lokality so IK väčším ako 1,5 sa nachádzajú medzi obcami Dubinné a Kurima (medzi km 12 až 16) a medzi obcami Kučín a Harhaj (km 18 až 23). V týchto lokalitách došlo v sledovanom období k niekoľkým zaškrteniam meandrov (pri obci

tok	Index kľukatenia						
	1949	1961	1972	1981	1987	2002	2009
Ondava	1,25	1,23	1,20	1,14	1,17	1,27	1,23
Topľa	1,30	1,31	x	1,26	1,26	1,26	1,25

Tab. 3 Vývoj indexu kľukatenia Ondavy a Tople.



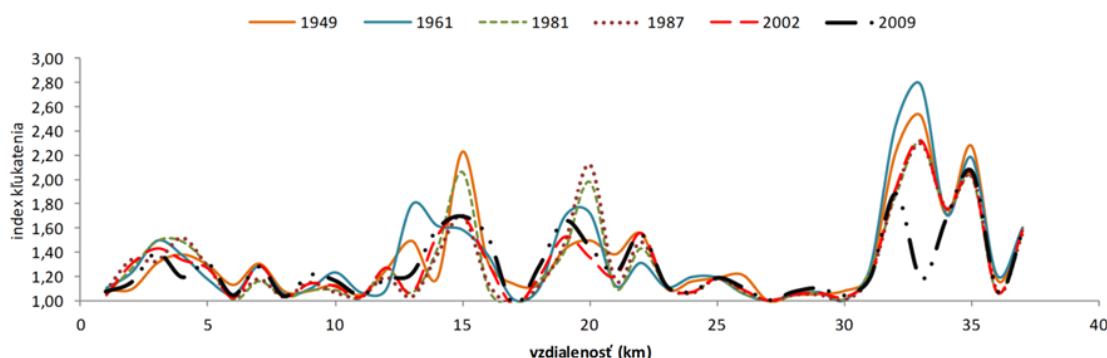
Obr. 29 Pozdĺžny vývoj hodnoty indexu kľukatenia na Ondave medzi rokmi 1949 až 2009. (Farebný obrázok dostupný online).

Dubinné medzi rokmi 1961 – 1981 a 2002 – 2009, nad obcou Kurima medzi rokmi 1949 – 1961, južne od obce Kučín medzi 1987 – 2002).

U obidvoch vodných tokov je viditeľný výrazný pokles priemernej šírky koryta o viac ako polovicu (**Obr. 31**). Na Ondave došlo v sledovanom období k zúženiu koryta z 87,6 m v roku 1949 na 32,6 m v roku 2002. Priemerná šírka koryta Tople klesla z 62,1 m v roku 1949 na 27,2 m (2002). V roku 2009 bol identifikovaný mierny nárast šírky koryta na 39,9 m (Ondava), resp. 37,2 m (Topľa). Maximálnu šírku dosahuje koryto na Ondave v roku 1949 a to 226,4 m. Na Topli je to 465,7 m v roku 1981. Pokiaľ na Ondave je pokles šírky koryta v sledovanom období plynulý (s výnimkou roku 2009) na Topli je priebeh poklesu prerušený nárastom šírky v roku 1981 a už spomínanom roku 2009.

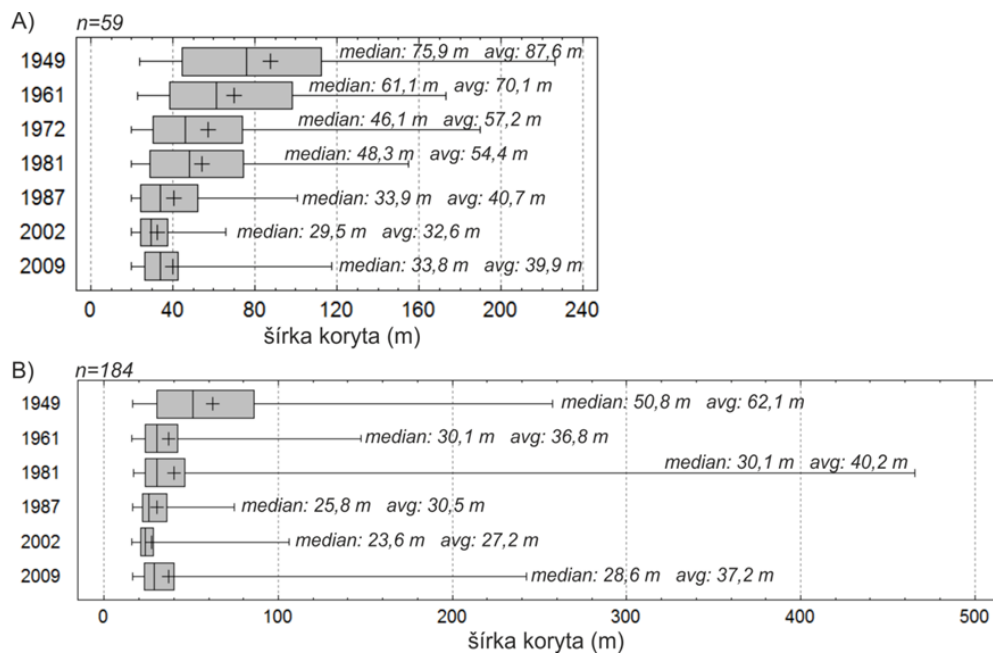
V skúmanom území sa prejavuje aj zníženie samotnej plochy koryta na Ondave z 116 ha (1949) na 47 ha (2002) s nárastom v roku 2009 na 54 ha. Na Topli sa plocha koryta znížila z 258 ha (1949) na 109 ha (2002) s nárastom v roku 2009 na 147 ha. Zmenšená plocha koryta je predovšetkým výsledkom výrazného zníženia plochy štrkových lavíc⁴ v skúmanom území (**Obr. 32**). Na Ondave klesla plocha štrkových lavíc z 75,7 ha na 17,17 ha a na Topli z 149,3 ha na 29,44 ha do roku 2002 s nárastom v nasledujúcom období na úroveň 53,43 ha.

Najviac sa v predmetnom území prejavuje pokles bočných lavíc. Na Ondave to predstavuje pokles z 41,4 ha na 4,27 ha (1949 - 2009) a na Topli z 99,6 ha na 35,11 ha. Dôležitá je aj kategória 1300, ktorá reprezentuje vrcholové lavice. Na Topli sa podobne ako u bočných pripojených

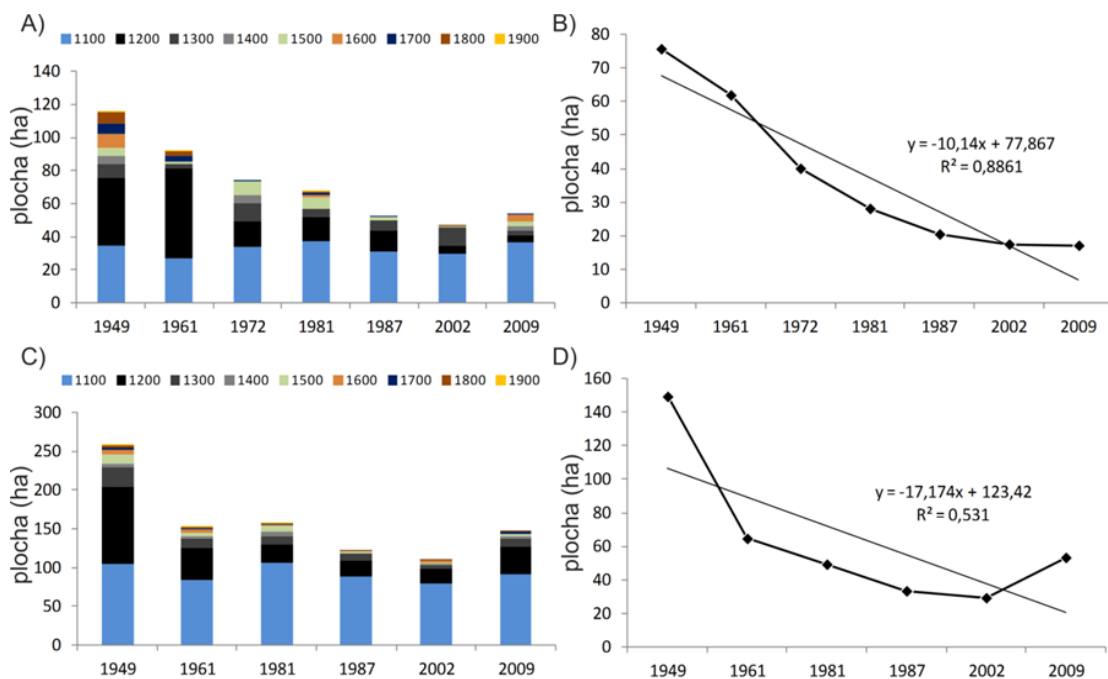


Obr. 30 Pozdĺžny vývoj hodnoty indexu kľukatenia na Topli medzi rokmi 1949 až 2009. (Farebný obrázok dostupný online).

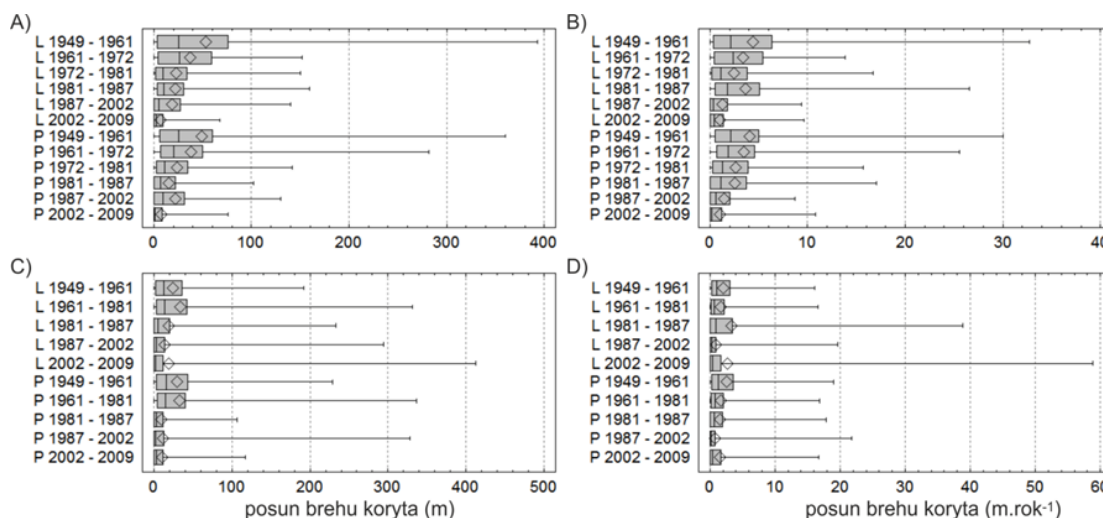
⁴štrkové lavice definované vnútrokorytovými triedami 1200, 1300, 1400, 1500, 1600, 1800 a 1900.



Obr. 31 Vývoj šírky koryta Ondavy (A) a Tople (B) medzi rokmi 1949 – 2009.



Obr. 32 Vývoj vnútrokorytových štruktúr Ondavy (A) a Tople (C) a vývoj plochy štrkových lavíc v koryte Ondavy (B) a Tople (D). Legenda: 1100 – voda, 1200 – bočná lavica, 1300 – vrcholová lavica, 1400 – lavica pripojená k ostrovu, 1500 – centrálna lavica, 1600 – opustené bočné koryto, 1700 – opustené bočné rameno (voda), 1800 – žľabové odrezané koryto, 1900 – centrálna lavica v opustenom bočnom ramene. (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 33 Vývoj priemerného posunu ľavého a pravého brehu (m) koryta Ondavy (A) a Tople (C) a priemerného ročného posunu ľavého a pravého brehu (m.rok^{-1}) Ondavy (B) a Tople (D).

lavíc prejavuje postupný plošný pokles zastúpenia s výnimkou roku 2009. Na Ondave dochádza k znižovaniu ich plošného zastúpenia v rokoch 1961, 1981 a 2009. Naopak v rokoch 1972, 1987 a 2002 sa ich zastúpenie v koryte toku zvyšuje.

7.1.4 Dynamika korýt a sukcesia vegetácie

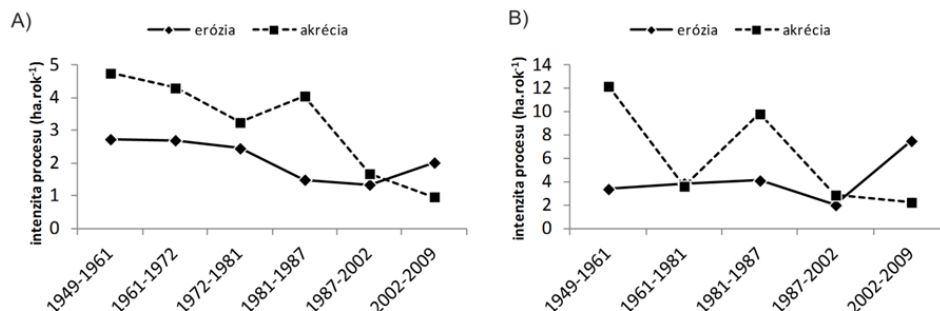
Ondava a Topľa sú charakteristické výraznou laterálnou dynamikou. Priemerný posun brehu Ondavy za sledované obdobie je $2,68 \text{ m.rok}^{-1}$ a Tople $1,91 \text{ m.rok}^{-1}$ (Obr. 33). Maximálne posuny koryta sú výsledkom zaškrtenia meandrových oblúkov. Na Ondave nad obcou Breznica medzi rokmi 1949 až 1961 došlo k posunutiu koryta o 392,9 m. Na Topli dosahuje maximálny posun 411,9 m a bol identifikovaný nad mestom Giraltovce medzi rokmi 2002 a 2009.

Z hľadiska laterálnych zmien koryta prevláda v sledovanom období na obidvoch vodných tokoch akrécia sedimentov nad eróziou približne v pomere 1:1,5 v prospech akrécie sedimentov (Obr. 34). Priemerná intenzita akrécie sa na

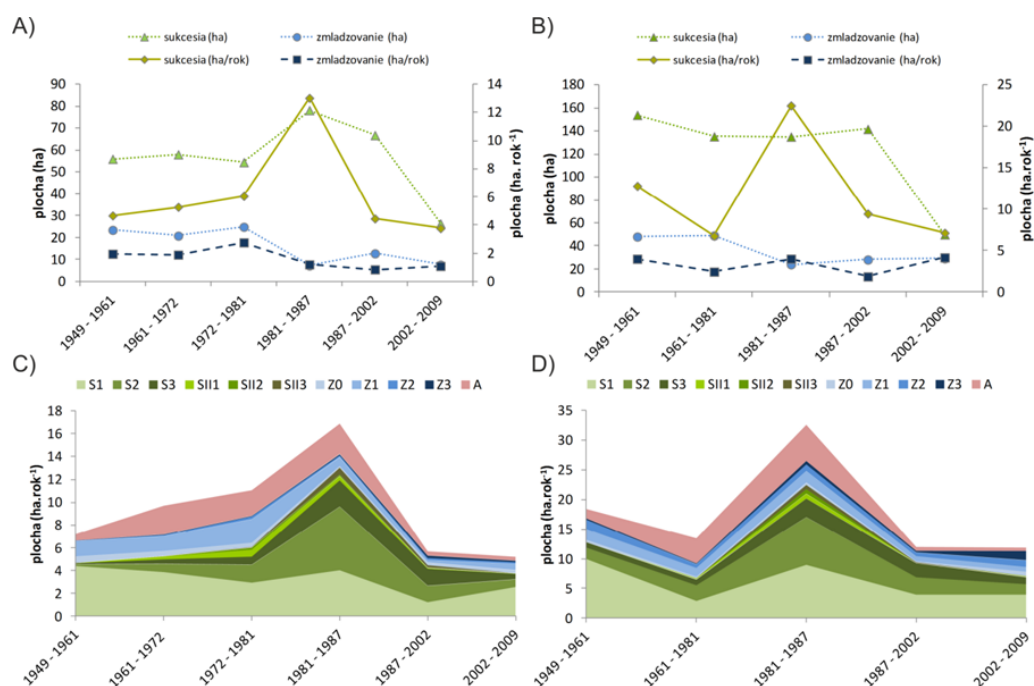
Ondave pohybuje na úrovni $3,16 \text{ ha.rok}^{-1}$ a erózia na $2,12 \text{ ha.rok}^{-1}$. Na Topli dosahuje priemerná intenzita vytvárania nových povrchov (akrécia) úroveň $6,13 \text{ ha.rok}^{-1}$ a erózia $4,15 \text{ ha.rok}^{-1}$.

Na Ondave môžeme identifikovať postupne znižovanie intenzity akrécie sedimentov v sledovanom období. Podobne je viditeľné znižovanie intenzity erózie a následne jej zvýšenie v rokoch 2002 - 2009. Na Topli má akrécia podobne ako na Ondave znižujúci sa celkový trend. Intenzita erózných procesov je v prvých obdobiach vyrovnaná a má mierne stúpajúcu tendenciu do obdobia rokov 1981 - 1987 (od $3,36 \text{ ha.rok}^{-1}$ do $4,09 \text{ ha.rok}^{-1}$), následne je viditeľný pokles na $1,99 \text{ ha.rok}^{-1}$ (1987 - 2002) a nárast na $7,48 \text{ ha.rok}^{-1}$ (2002 - 2009).

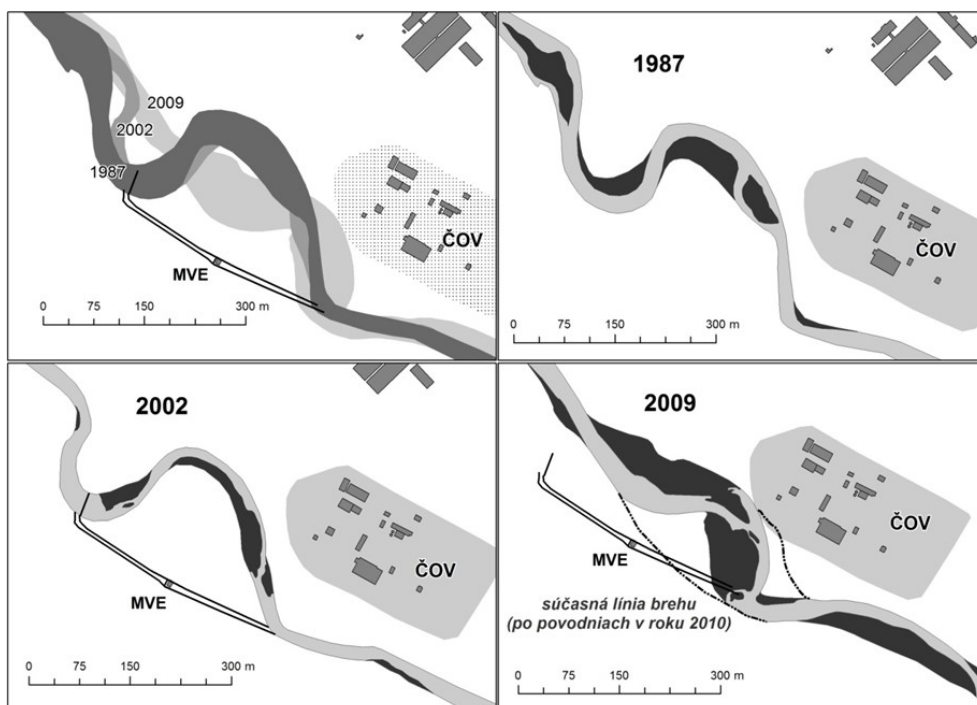
Zmena vegetácie v ripariálnej zóne je výsledkom dvoch hlavných procesov: sukcesie (*succession*) a zmladzovania (*rejuvenation*) vegetácie (GEERLING et al. 2006). Tie sú v rámci konceptu biogeomorfologického sukcesného cyklu (CORENBLIT et al. 2007b) naviazané na erózo-akumulačné procesy vo vodnom toku a vyso-



Obr. 34 Vývoj intenzity erózie a akrécie na Ondave (A) a Topli (B).



Obr. 35 Vývoj procesu sukcesie a zmladzovania na Ondave (A) a Topli (B), ako aj jednotlivých fáz sukcesie, zmladzovania a antropogénnych zásahov v ripariálnej zóne Ondavy (C) a Tople (D). Legenda: sukcesia – S1, S2 a S3, sekundárna sukcesia – SII1, SII2 a SII3, zmladzovanie – Z0, Z1, Z2 a Z3, antropogénne zásahy – A; (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 36 Zmena pôdorysnej vzorky vodného toku, ktorá viedla k odstaveniu MVE (malej vodnej elektrárne) od privodu vody postavenej v období medzi rokmi 1987 – 2002. V súčasnosti dochádza k ďalšej erózii ochrannej hrádze ČOV (upravené podľa Rusnák et al. 2016).



Obr. 37 Príklad nesprávneho manažmentu vodného toku. Vodný tok po brehovej erózii bol navrátený do pôvodnej polohy výstavbou hrádze spevnenej lomovým kameňom (ľavý obrázok). Priestor medzi hrádzou a bývalým erodovaným brehom bol vyplnený stavebným odpadom (pravý obrázok). V súčasnosti pokračuje erózia hrádze. (Farebný obrázok dostupný online).

ké vodné stavy, ktoré sú zdrojom iniciálnej fázy cyklu, ako aj hybnou silou dynamiky zmien vegetácie. V sledovanom území ripariálnej zóny Ondavy a Tople prevládajú sukcesné procesy pred zmladzovacími čo vedie k zvyšovaniu ekologickej stability v okolí vodných tokov (**Obr. 35**).

Proces sukcesie (definovaný procesmi sukcesie S1, S2 a S3 a sekundárnej sukcesie SIII1, SIII2 a SIII3) dosahuje maximum medzi rokmi 1981 – 1987 a následne postupne klesá. Intenzita procesu sa na Ondave mení od $4,7 \text{ ha.rok}^{-1}$ (1949 – 1961) cez maximum 13 ha.rok^{-1} (1981 – 1987) na hodnotu $3,8 \text{ ha.rok}^{-1}$ (2002 – 2009). Na Topli, s výnimkou minima dosiahnutého v rokoch 1961 – 1981 ($6,8 \text{ ha.rok}^{-1}$), je priebeh podobný: $12,8 \text{ ha.rok}^{-1}$ (1949 – 1961) → $22,5 \text{ ha.rok}^{-1}$ (1981 – 1987) → $7,12 \text{ ha.rok}^{-1}$ (2002 – 2009). V absolútnych hodnotách je viditeľný prudký pokles procesu sukcesie v poslednom období 2002 – 2009, čo môže poukazovať na vytvorenie stabilného prostredia v okolí vodného toku tvoreného konečným sukcesným štádiom lesným porastom.

Proces zmladzovania (definovaný procesmi zmladzovania 0 až 3 (Z0, Z1, Z2 a Z3)) má vyrovnaný priebeh. Maximum dosahuje pri Ondave v rokoch 1972 – 1981 s intenzitou $2,8 \text{ ha.rok}^{-1}$. Na Topli je viditeľný postupný pokles intenzity zmladzovania a maximum dosahuje v období rokov 2002 a 2009 ($4,16 \text{ ha.rok}^{-1}$).

7.1.5 Antropogénne zásahy do korýt Ondavy a Tople

Na Ondave prešlo koryto reguláciou v intraviláne mesta Stropkov, kde bolo koryto v 60-tych rokoch zregulované do úzkeho napriameného koryta s protipovodňovými hrádzami a pred ústím do VN Domaša (2 km pred ústím) boli

vybudované dve hate z lomového kameňa. Na Topli sa nachádza ľavobrežná hrádza pri meste Giraltovec (720 m) a v intraviláne mesta Bardejov. V meandrovom oblúku pri obci Bardejovská Nová Ves bola vybudovaná malá vodná elektrárňa MVE, ktorá je výsledkom nesprávnej lokalizácie a nerešpektovania prírodných podmienok a v súčasnosti je nefunkčná (**Obr. 36**). Počas extrémnych povodní v roku 2010 došlo k ďalšej erózii brehu a ohrozovaniu neďalekej ČOV (čistiareň odpadových vôd). Vplyvom zvýšeného prietoku došlo k narušeniu ochrannej hrádze ČOV, ktorá je momentálne spevnená lomovým kameňom (v dĺžke približne 150 m).

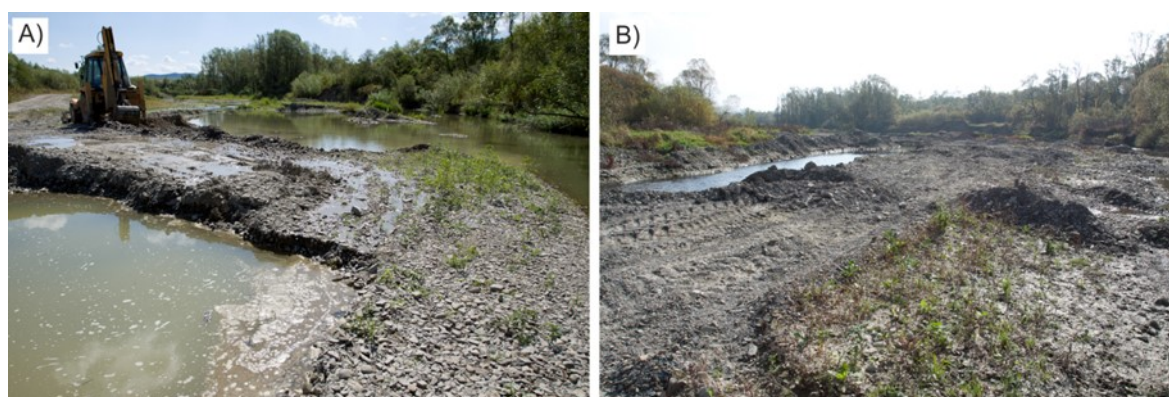
Ďalšie zásahy na rieke Topľa sa týkajú presunu koryta do jeho pôvodnej polohy po výrazných povodňových udalostiach. Prvým typom zásahu je presunutie koryta s následným spevnením brehu gabionovými sieťami alebo lomovým kameňom (**Obr. 37**). Druhým typom úprav je prebagrovanie štrkových lavíc a napriamenie vodného toku do pôvodného stavu, pričom vybagrovaný materiál je uložený v podobe valov v koryte (**Obr. 38**).

Na Ondave aj Topli v minulosti aj súčasnosti prebieha výrazná ťažba štrkov (**Obr. 39**). V sledovanom úseku Ondavy sa nachádza štrkovňa v obci Breznica a Stropkove (v minulosti aj v časti Stropkova Šandal). Na Topli sa štrkovne nachádzajú v obci Kurima a Bardejovská Nová Ves (resp. Bardejov). Nová štrkovňa pribudla v rokoch 2013 – 2014 neďaleko ČOV Bardejov.

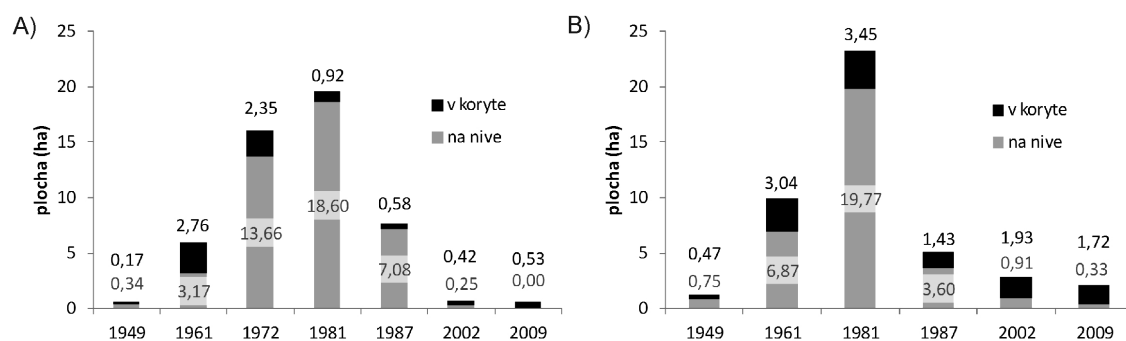
Najväčší objem ťažby štrkov vypočítaný na základe plochy ťažobných jám prebiehal v na Ondave aj Topli v roku 1981 (**Obr. 40**). Plocha ťažobných jám dosahovala na Ondave rozlohu $19,52 \text{ ha}$ a na Topli $23,22 \text{ ha}$. Ich plocha následne výrazne klesá. Najväčší objem ťažby v sledovanom období prebiehal mimo koryta vodného



Obr. 38 Úprava koryta prebagrovaním štrkových lavíc po brehovej erózii po povodniach neďaleko obce Lascov (ľavý obrázok) a nad obcou Hrabovec (pravý obrázok). (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 39 Ťažba štrku na Ondave neďaleko obce Breznica (A), kde dochádza k značnej deštrukcii štrkových lavíc v koryte vodného toku (B). (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 40 Vývoj plochy ťažobných jam na nive a v koryte Ondavy (A) a Tople (B).

toku. V súčasnosti medzi rokmi 2002 a 2009 sa ťažba sústreďuje skoro výlučne do koryta vodného toku, kde prebieha ťažba na základe povolenia vo vymedzenom úseku Ondavy o objeme 1000 m³ ročne, predovšetkým za účelom obmedzenia dotácii sedimentov do VN Domaša.

7.2 VERTIKÁLNE ZMENY KORÝT

V priečnom profile sa prejavuje vertikálna diferenciácia dna a brehov koryta. Vo viacerých prípadoch sa v severnej časti skúmaného územia Ondavy vytvára nová úroveň nivy, ktorá je vertikálne odpojená od súčasného vodného toku a aj od prísunu materiálu a živín, ktoré sa dostávajú na breh počas extrémnych vodných stavov. Laterálna dynamika sa prejavuje laterálnym posunom prietochného profilu (Obr. 41).

V pozdĺžnom smere sa vyhodnotila variácia plochy prietochného profilu, ako aj špecifické šmykové napätie (tangenciálne, *Shear stress* (τ)), ktoré predstavuje silu vody, ktorá sa snaží hýbať jednotlivé častice v koryte a špecifický výkon toku w (Obr. 42). Na Topli dochádza k výraznému zvýšeniu plochy prietochného profilu v miestach laterálnej erózie a meandrujúcich úsekoch koryta. Zúženie prietochného koryta sa prejavuje v miestach prielomového charakteru (nad obcou Marhaň). Na Ondave sa podobne vyššia plocha koryta viaže na meandrujúce úseky (v tejto časti prevláda sukcesia vegetácie a výrazná antropogénna ťažba štrku).

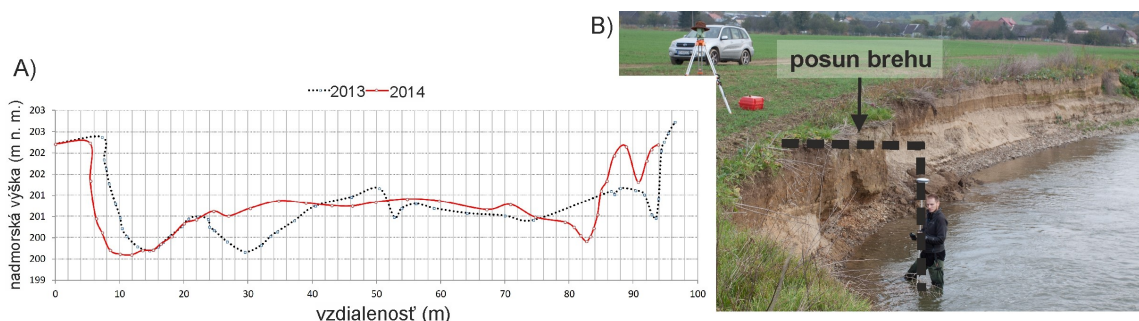
Šmykové napätie a špecifický výkon toku majú podobnú diferenciáciu. Na Topli sa prejavuje výrazne zvyšovanie energie vodného toku v otvorenom širokom koryte (väčšia plocha prietochného profilu) s častým výskytom viacerých ramien s charakterom až divočieho rieky (oproti úsekom s jednoduchým korytom, kde sa energia toku zvyšuje miernejším trendom). Ďalšie zvýšenie šmykového napätia a výkonu rieky sa prejavuje v meandrujúcej, resp. kľukatiacej časti toku. Pribeh obidvoch kriviek na Ondave vý-

razne ovplyvňuje upravené, prehĺbené koryto v meste Stropkov.

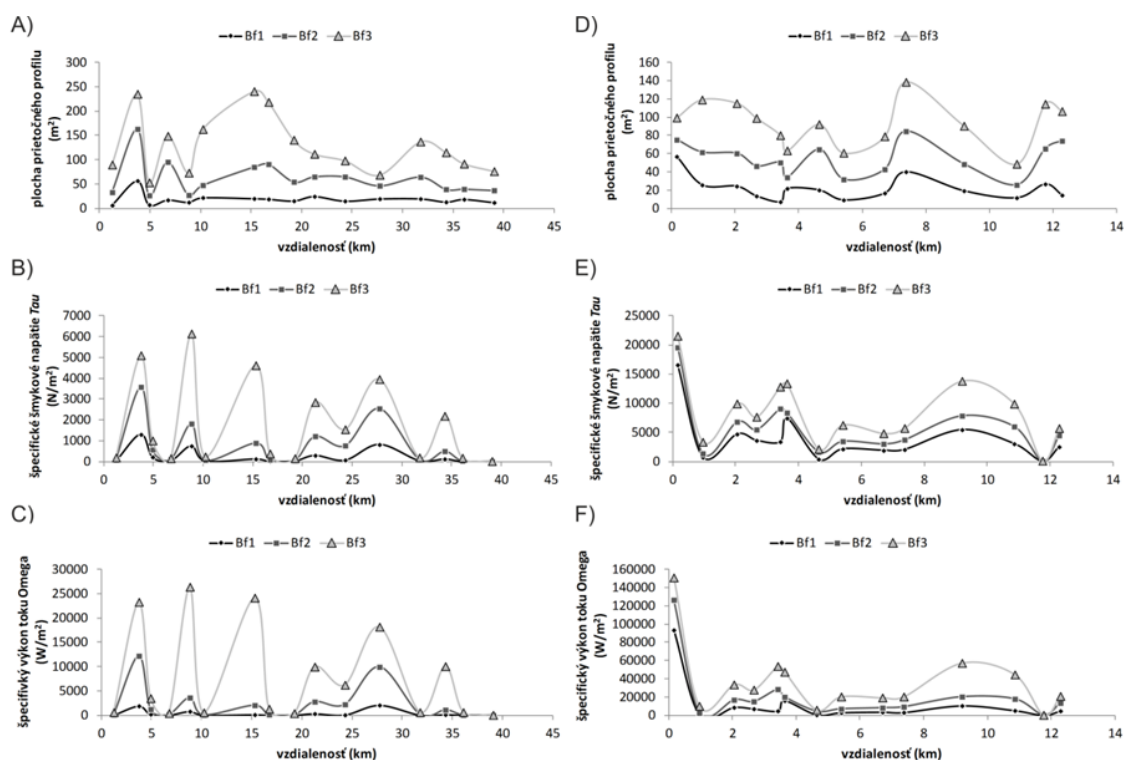
V severnej časti skúmaného územia Ondavy môžeme identifikovať viacero vertikálnych úrovní nivy (Obr. 43). V blízkosti koryta vodného toku sa prejavujú výraznými vertikálnymi diferenciáciami. Členenie nivy v tejto oblasti na vyššiu a nižšiu nivnú stupeň (Obr. 43A a 43C) môžeme nájsť už v prácach HARČARA (1995) alebo v regionálnej geologickej mape 1:50 000 (NEMČOK 1990a, 1990b, KOVÁČIK et al. 2011a, 2011b), kde je nižší stupeň definovaný ako fluvialné sedimenty: resedimentované nivné piesčité štrky prikorytovej zóny s vekom mladší holocén a vertikálne vyššia časť ako fluvialné sedimenty: litofaciálne nečlenené nivné hliny, alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov zaradené do holocénu.

Na nižšej nive môžeme potom ďalej identifikovať aj ďalšie vertikálne úrovne (Obr. 44). Na základe porovnávania polohy koryta identifikovaného z LMS a vertikálnych profilov zostrojených na hranici nivy a koryta môžeme určiť približný vek jednotlivých vertikálnych úrovní. V sledovanom úseku je jasne definovaná úroveň s aktívnym korytom v roku 1961, 1972 a 2002. Maximálna diferenciácia medzi súčasným korytom a vyšším nivným stupňom je 5 m avšak vertikálne diferenciácie medzi jednotlivými úrovňami sa pohybujú v rozpätí 0,5 m až po 2 metrov a poukazujú na výrazné zarezanie koryta v skúmanom období.

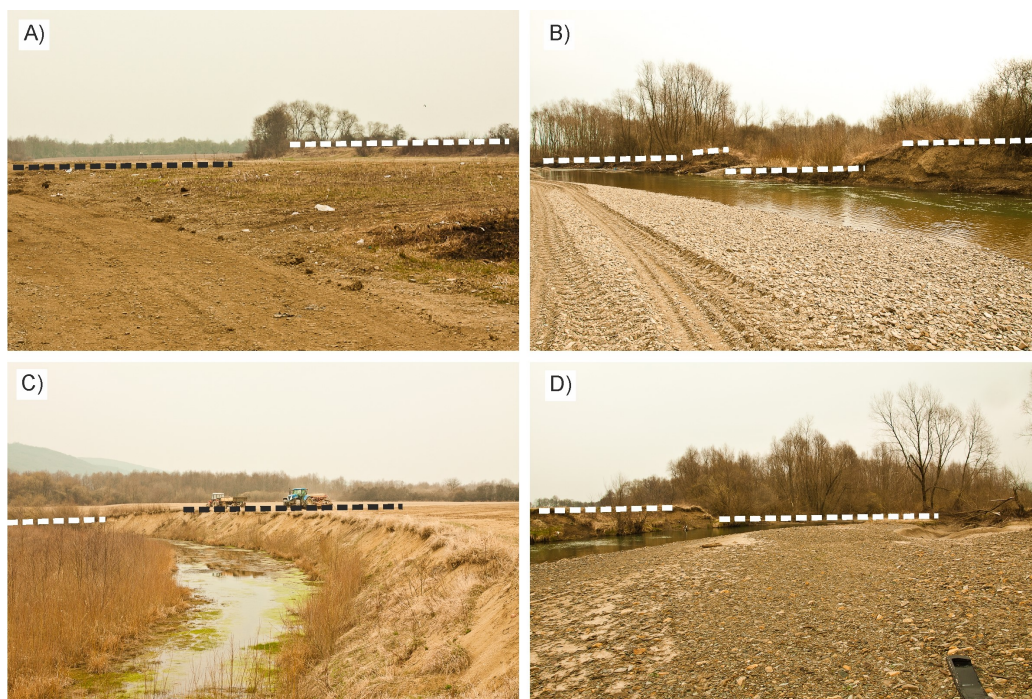
V sledovanom úseku Ondavy dochádza k zarezávaniu koryta vodného toku do podložia, kto-



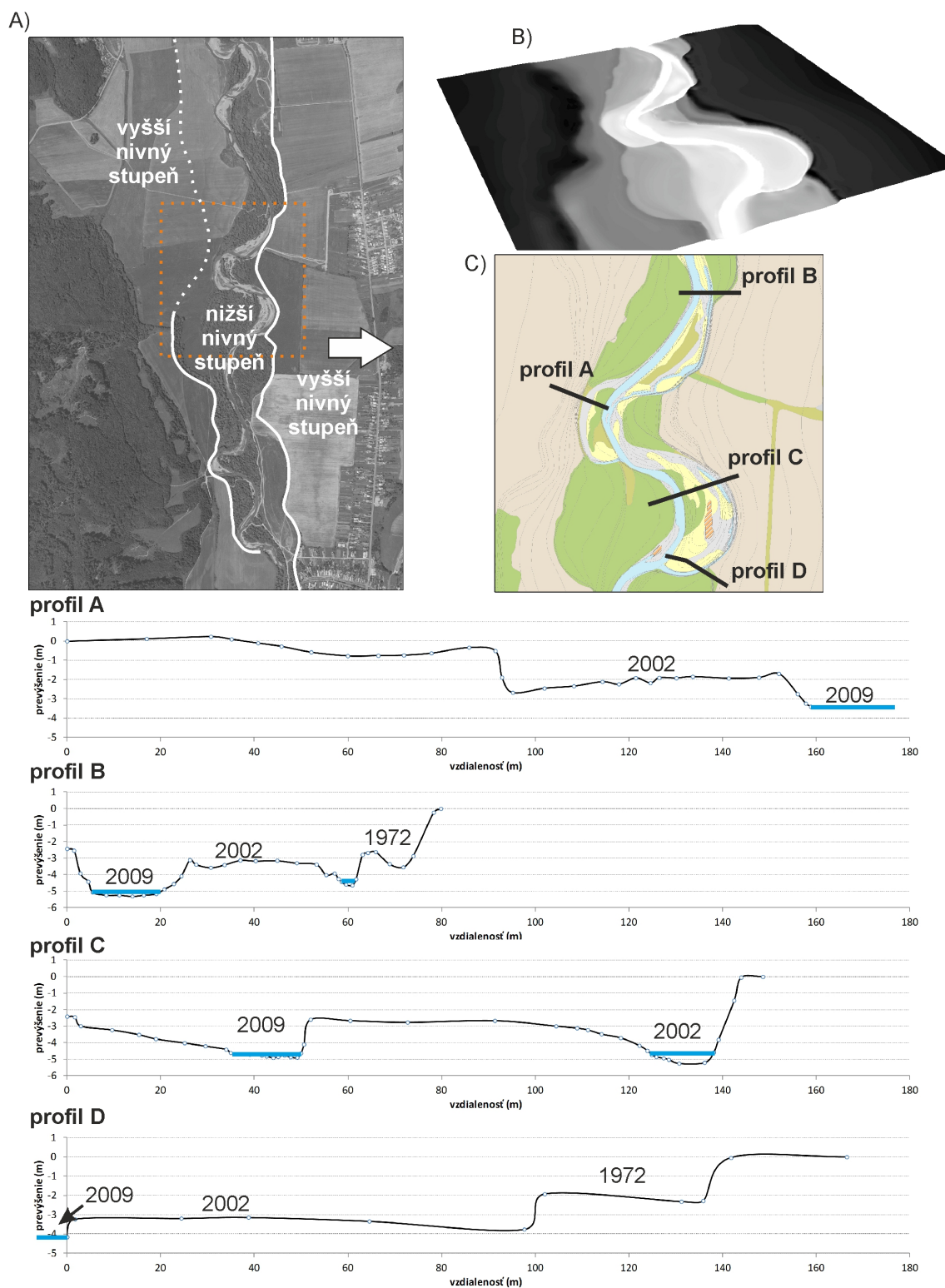
Obr. 41 Laterálna zmena priečného profilu (číslo 10) na Topli neďaleko obce Kučín (A) medzi 25.09.2013 (výška hladiny pre stanicu Bardejov 144 cm) a 06.10.2014 (výška hladiny 148 cm), kde došlo k posunu brehu o viac ako 2 metre (B – zameriavanie hrany brehu z roku 2013). (Farebný obrázok dostupný online).



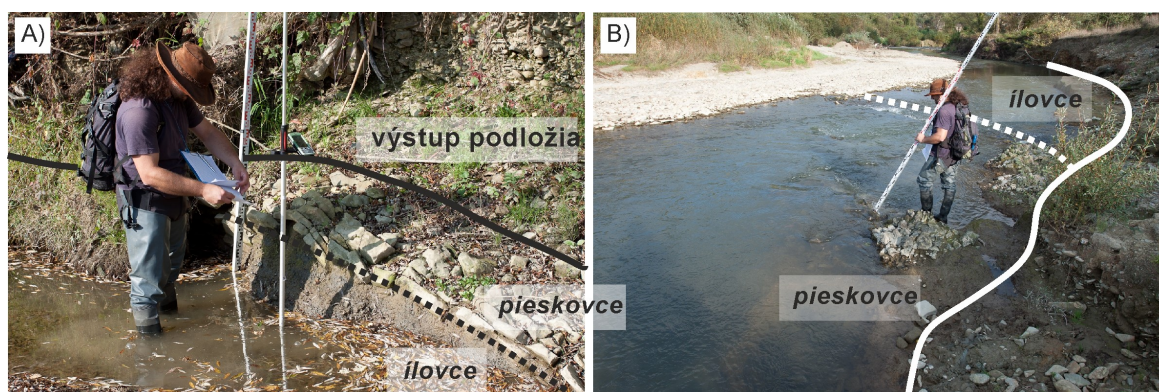
Obr. 42 Diferenciácia plochy prietoku profilu, špecifického šmykového napätia a špecifického výkonu toku koryta Tople (A - C) a Ondavy (D - F) v troch rôznych úrovniach plného koryta koryta (Bf₁, Bf₂ a Bf₃).



Obr. 43 Vertikálne stupne identifikované na nive Ondavy, ktoré predstavujú vyšší a nižší stupeň nivy (A, C) a vertikálne úrovne identifikované v koryte (B, D). (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 44 Vertikálna diferenciácia nivy Ondavy pri obci Breznica na nižší a vyšší nivný stupeň (A) a schematický model viacerých úrovní vytvorený vodným tokom (B), na ktoré poukazujú priečne profile A až D s datovanou polohou koryta pomocou LMS (C). (Farebný obrázok dostupný online).

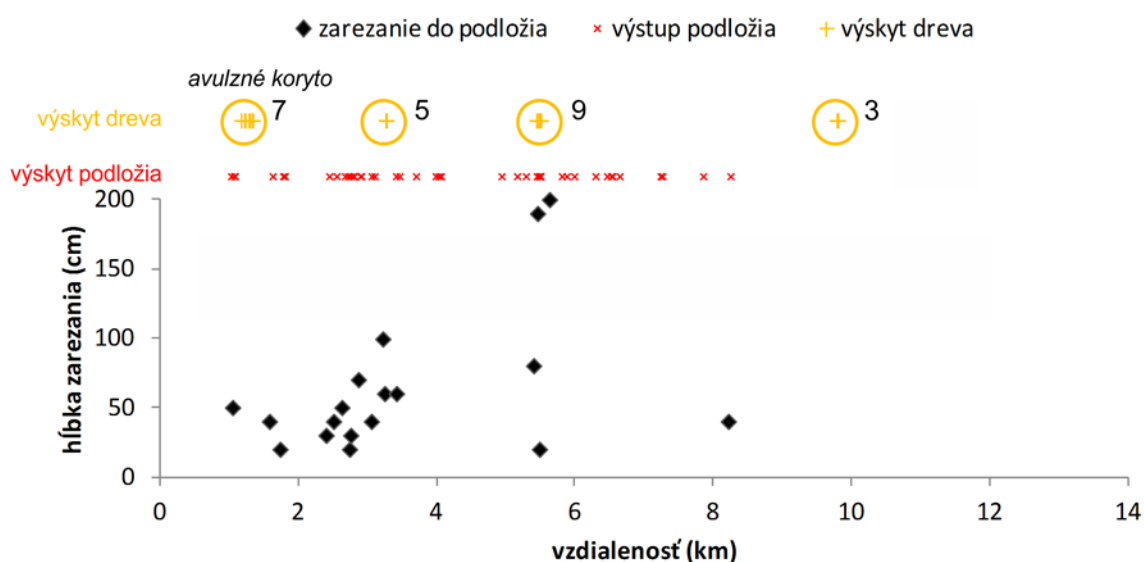


Obr. 45 Výstup paleogénneho podložia v koryte Ondavy (A), ktoré je tvorené striedaním pieskovcov a ílovcov (B). (Farebný obrázok dostupný online).

ré je tvorené paleogénnymi pieskovecami a ílovcami (**Obr. 45**). Tie sú uložené priečne na smer prúdenia (os doliny), kde sa v miestach výstupu pieskovcov (v menšej miere ílovcov) vytvárajú pereje. Výstupy skalného podložia sa nachádzajú skoro výlučne v severnej časti Ondavy, kde sa viažu predovšetkým na meandrujúci úsek vodného toku (**Obr. 46**). V pozdĺžnom smere postupne dochádza k zvyšovaniu miery zarezania až na maximálnu hodnotu 1,9 m, ktorá je dosahovaná v kilometri 5,46. V Južnej časti územia (od obcí Nižná Olšava – Miňovce) sa výstupy podložia nevyskytujú. V tejto časti doliny sa mení charakter vodného toku Ondava z klukatiaceho a pretekajúceho stredom doliny na tok charakteristický

striedaním priečných (voľných) a primknutých úsekov k svahom doliny striedavo na pravej a ľavej strane. V sledovanom úseku sme identifikovali aj štyri lokality s výrazným zastúpením pochovaných kmeňov. Prvá sa nachádza v sledovanom avulznom koryte a zvyšné tri v meandrových oblúkoch vodného toku.

Priemerná výška brehu Tople (vypočítaná na základe údajov získaných priečnym profilovaním) je 2,885 m. Ľavý breh dosahuje priemernú výšku 2,72 m a pravý 3,05 m. Celkovo sa v pozdĺžnom smere prejavuje postupný nárast výšky brehu (**Obr. 47A**). Maximálne výšky dosahuje breh 6,108 m v miestach podtínania wümskej terasy v meandrovom oblúku pri obci Kurima.

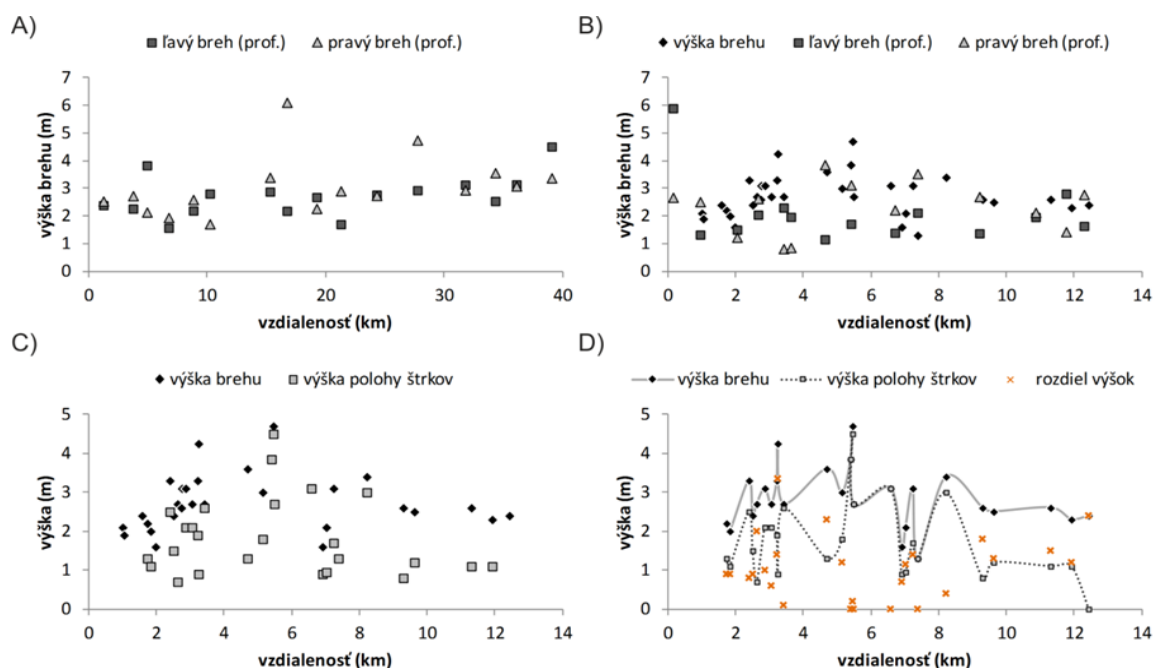


Obr. 46 Pozdĺžna diferenciácia miery zarezania koryta do podložia vodného toku s vyjadrením výskytu výstupu podložia a pochovaných kmeňov (s uvedenými počtami). (Farebný obrázok dostupný online).

Druhý extrém (4,74 m) je lokalizovaný pri obci Marhaň v priamom upravenom úseku.

Priemerná výška brehu Ondavy je 2,2 m (ľavý breh s priemernou výškou 2,09 a pravý breh s výškou 2,32 m) (**Obr. 47B**). Najväčšiu výšku dosahuje breh v severnej časti skúmaného územia (5,8 m), ktoré tvorí upravené umelé koryto. V pozdĺžnom smere v sledovanom úseku výška brehu postupne stúpa až po kilometer 5. Následne výška klesá smerom k ústi do VN Domaša. Najväčšia výška brehu je dosahovaná práve v meandrujúcom úseku Ondavy nad obcou Breznica. Najväčšie výšky polôh štrkovej fácie sú lokalizované medzi kilometrami 5 až 8 a kopírujú

maximálne výšky brehu, ktoré sú dosahované v rovnakých miestach (**Obr. 47C a 47D**). Následne potom výška sedimentov štrkovej frakcie v koryte klesá a v priestore ústia do VN Domaša sa už nevyskytuje v brehovej stene. Maximálna výška štrku sa medzi 5 a 8 kilometrom približuje výške brehu. Breh je tak tvorený výlučne iba štrkovou fáciou (na povrchu s vyvinutým pôdnym krytom s hrúbkou okolo 15 – 20 cm). Rozdiel medzi výškou brehu a štrkovou fáciou dosahuje najväčšie vertikálne diferenciácie na začiatku meandrujúceho úseku Ondavy (kilometer 2 – 3) a na konci skúmaného úseku.



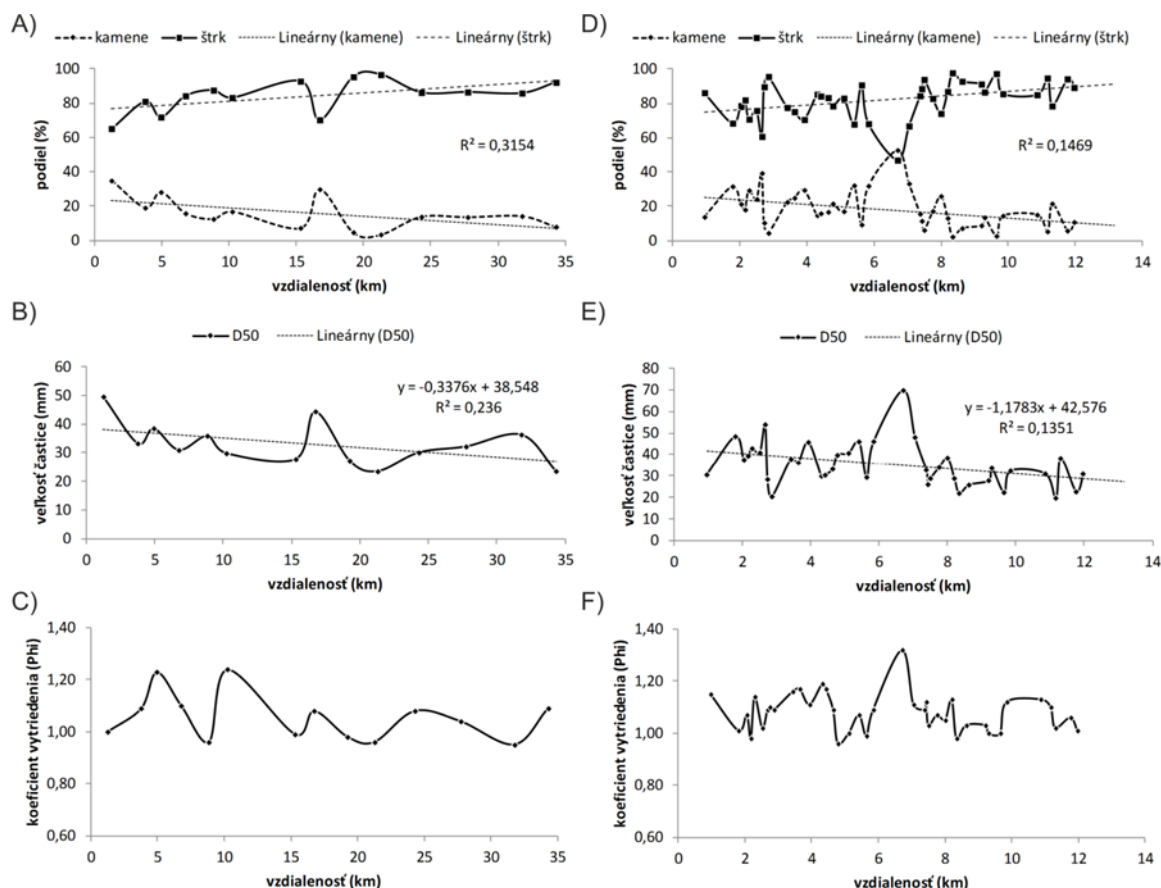
Obr. 47 Diferenciácia výšky brehu na Topli (A – získanej iba z analýzy priečných profilov), na Ondave (B – priečne profily a výsledky terénneho prieskumu) a porovnanie výšky brehu s výškou polôh štrkov v brehu na Ondave (C a D).

7. 3 LONGITUDINÁLNA VARIABILITA ZRNITOSTNÉHO ZLOŽENIA SEDIMENTOV LAVÍC

Zrnitostné frakcie sedimentov jednotlivých štrkových lavíc v pozdĺžnom smere u oboch vodných tokov boli určené na základe Wentworthovej stupnice (štrky 2 – 64 mm, kamene 64 – 256 mm). V koryte vodných tokov prevláda štrková frakcia na Topli s priemerným podielom 84,1 % na Ondave s podielom 81,8 % (**Obr. 48**). V pozdĺžnom smere identifikujeme celkový trend nárastu štrkovej frakcie (pokles frakcie kameňov), čo poukazuje na zjemňovanie veľkosti sedimentov v koryte. Lokálne však môžeme identifikovať na pozdĺžnom smere oblasti s lokálnym zväčšením frakcie kameňov a poklesu frakcie štrkov (prísun hrubo zrnnejšieho materiálu). Na Topli sa najvýraznejšie prejavuje náhle zhrubnutie sedimentov v kilometri 16,7 km. Táto oblasť je charakteristická výraznou ťažbou štrkov, čo ovplyvňuje sedimentáciu a prepracovanie materiálu. Na Ondave môžeme

identifikovať viacero oblastí, kde dochádza k zväčšeniu veľkosti zrna sedimentov. Na kilometri 6,7 dochádza dokonca k inverzii pomeru štrkov a kameňov. Jedna sa o priami úsek toku pod upraveným brehom (obec Breznica). Nad miestom odberu dochádza k výstupu paleogénneho podložia v podobe pieskovcov v celom napriamenom úseku, čím dochádza k lokálnemu zvýšeniu zrna sedimentov v podobe málo opracovaných pieskovcových kameňov.

Priemerná veľkosť zrna D_{50} je na Topli je 33,09 mm (-5,02 Phi) a na Ondave 35,23 mm (-5,08 Phi). Krivka veľkosti častíc D_{50} kopíruje v oboch prípadoch krivku zastúpenia frakcie štrkov v pozdĺžnom smere (**Obr. 48**). Materiál štrkových lavíc je z hľadiska koeficientu vytriedenia (podľa intervalov definovaných autormi FOLK a WARD (1957), ako *slabo vytriedený*. Keďže koeficient dosahuje hodnoty na Topli



Obr. 48 Diferenciácia podielu frakcie štrkov a kameňov, veľkosti častice D_{50} (mm) a koeficientu vytriedenia na pozdĺžnom profile Tople (A – C) a Ondavy (D – F).

1,06 a na Ondave 1,08 sa približujú výrazne k spodnému ohraničeniu intervalu, môžeme hovoriť aj o *stredne vytriedenom materiáli*. Krivka koeficientu vytriedenia podobne reflektuje zmeny vo veľkosti materiálu v koryte. V miestach lokálneho zjemňovania sedimentov sa hodnoty

vytriedenia približujú k hodnote 1 (Topľa minimum 0,95 a Ondava 0,95). Naopak v miestach zvyšovania podielu frakcie kameňov, resp. zvyšovania veľkosti častíc sa koeficient vytriedenia zvyšuje až na hodnoty 1,24 (Topľa), resp. 1,32 (Ondava).

7.4 LITOFÁCIE BREHOV

V sledovanom území sme na základe zrnitostných frakcií podľa SZMANDU (2004, 2009, 2010 a 2011) identifikovali celkom 11 litofácií tvoriace brehy obidvoch vodných tokov (**Obr. 49**). Na základe podielu prevládajúcej frakcie ich môžeme zaradiť do troch hlavných kategórií: F^s (*silt*) – prach, S (*sand*) – piesok a G (*gravel*) – štrk. Podiel ílovitej zrnitosti frakcie bol u všetkých hodnotených vzoriek minimálny.

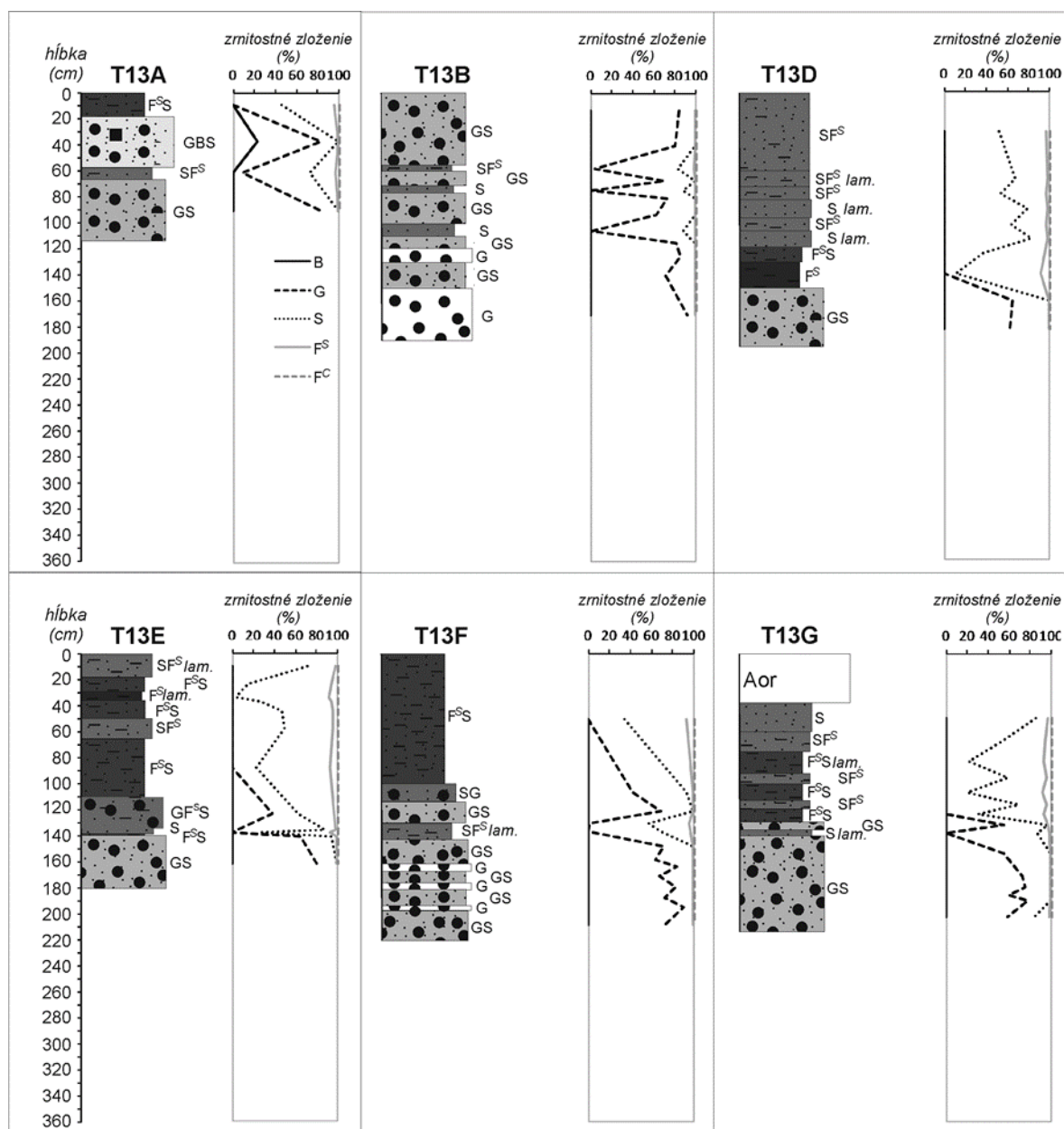
U Topľa môžeme v menšej miere identifikovať brehy tvorené predovšetkým hrubozrnnejšími fáciami (štrk) ako poukazujú profily T13A a T13B (**Obr. 50**). Obidva profily boli odobrané v dynamických častiach s častým laterálnym presunom koryta, kde má štrková fácia najdominantnejšie zastúpenie v profile. Miestami sa vyskytujú preložky pieskov avšak malej mocnosti. Charakteristický breh Tople je tvorený v spodnej časti hrubozrnnejšími sedimentmi štrkov s podielom pieskov a kameňov (**Obr. 50**; profily: T13D, T13E, T13F, T13G). Vrchná časť je tvorená jemnejším materiálom mimokorytových fácií uložených pri vybrežení vody z koryta. Dochádza tu k striedaniu fácií pieskov a jemnejšieho materiálu (piesčitý prach a prach) v mnohých miestach sa prejavuje aj laminácia a šikmé zvrstvenie (predovšetkým pieskovej fácii). Hrúbka uloženého materiálu je niekoľko desiatok centimetrov (10 – 20 cm) iba najvrchnejšia časť (v minulosti, alebo v súčasnosti poľnohospodársky využívaná) má silnejšiu mocnosť.

Profil O13A (**Obr. 51**) reprezentuje prierez brehom Ondavy (4 m), ktorý zahŕňa aj najvyšší nívny stupeň až po súčasne koryto. Spodnú časť tvorí štrková fácia s vložkou jemnozrnnej prachovej vrstvy v hĺbke troch metrov a v strednej časti s vrstvou piesku (hĺbka 190 cm). Vrchná časť profilu je tvorená prachovou fáciou. Profily O12A a O13B boli odobrané v mieste avulzného koryta. Viditeľný je ostrý prechod medzi štrkovou a pieskovou fáciou s výraznou lamináciou ako aj niekoľkonásobným striedaním fácie tvorenej prevažne frakciou piesku a fácie s prevahou prachu. V prachovej fácii je vytvorené niekoľko desiatok hniezd vtákov. Na profile O14B v južnej časti územia Ondavy je viditeľné prerušenie sedimentácie pieskových fácií v strednej časti profilu agradáciou štrkov. Výška polohy štrkov je vzhľadom na výšku brehu pomerne nízko a v profile má výraznú prevahu piesková frakcia. Naopak v profile O14C prevažuje štrková frakcia až po vrchnú hranu brehu. Profil sa nachádza v mieste maximálneho zarezania koryta do podlažia ako aj v mieste najvyšších polôh štrkov v koryte.

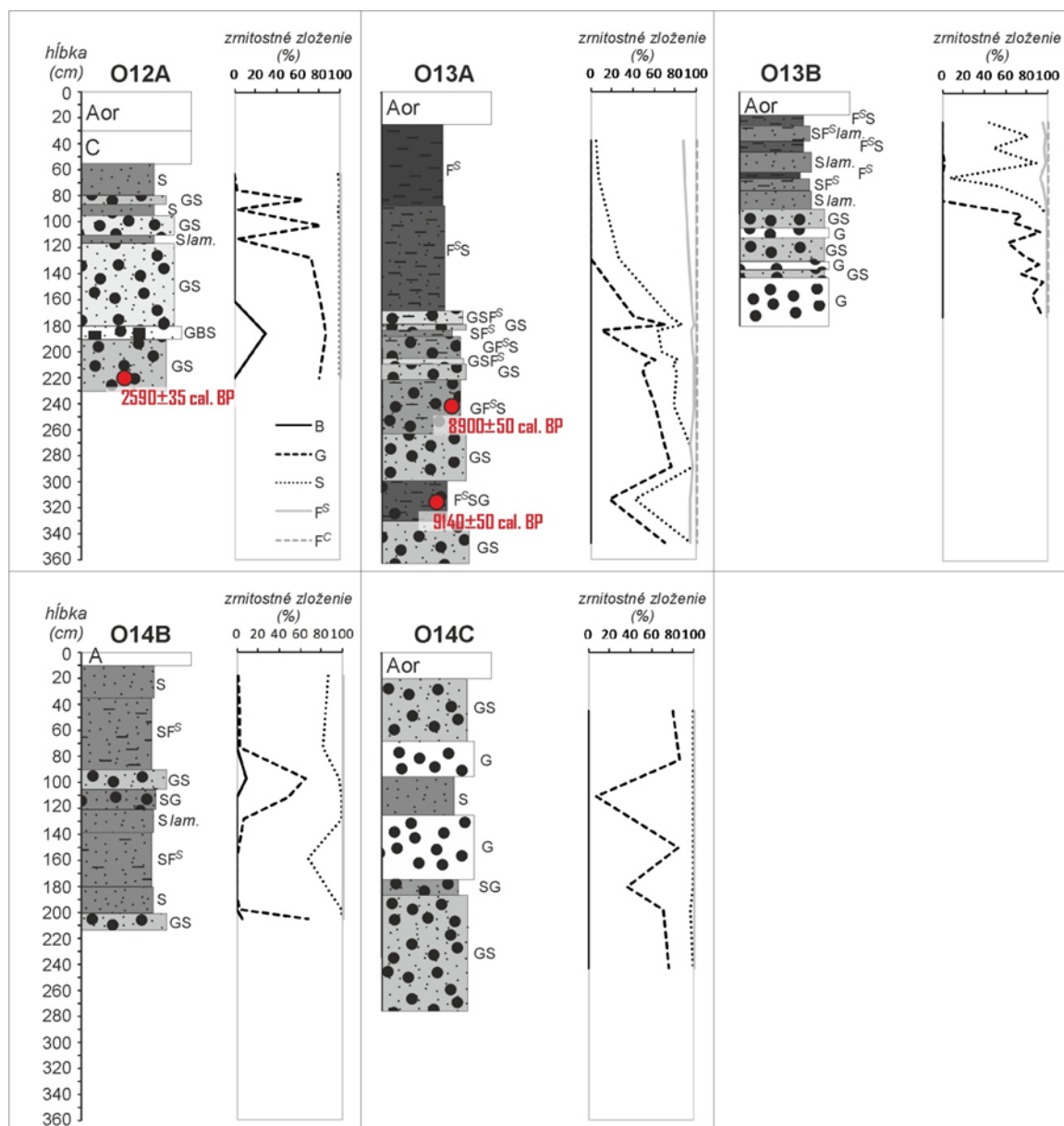
V profile O14D (**Obr. 52**) sa vo výške 5 cm nad výstupom podlažia ílovcov nachádzajú dve šošovkovité preplázky jemnejšieho materiálu tvoreného prachovitou a ílovitou frakciou so zvýšeným podielom organického materiálu s kúsami vetiev ale aj celých stromov. Tento materiál sa podľa MIALLA (1978, 1996) viaže

prevládajúca frakcia	legenda	skratka	názov	prevládajúca frakcia	legenda	skratka	názov
prach		F ^s	prach	štrk		GF ^s	piesčito-prachovitý štrk
		F ^s S	piesčitý prach			GSF ^s	prachovito-piesčitý štrk
		F ^s SG	štrkovito-piesčitý prach			GS	piesčitý štrk
piesok		SF ^s	prachovitý piesok			G	štrk
		S	piesok			GBS	piesčito-kamenitý štrk
		SG	štrkovitý piesok				

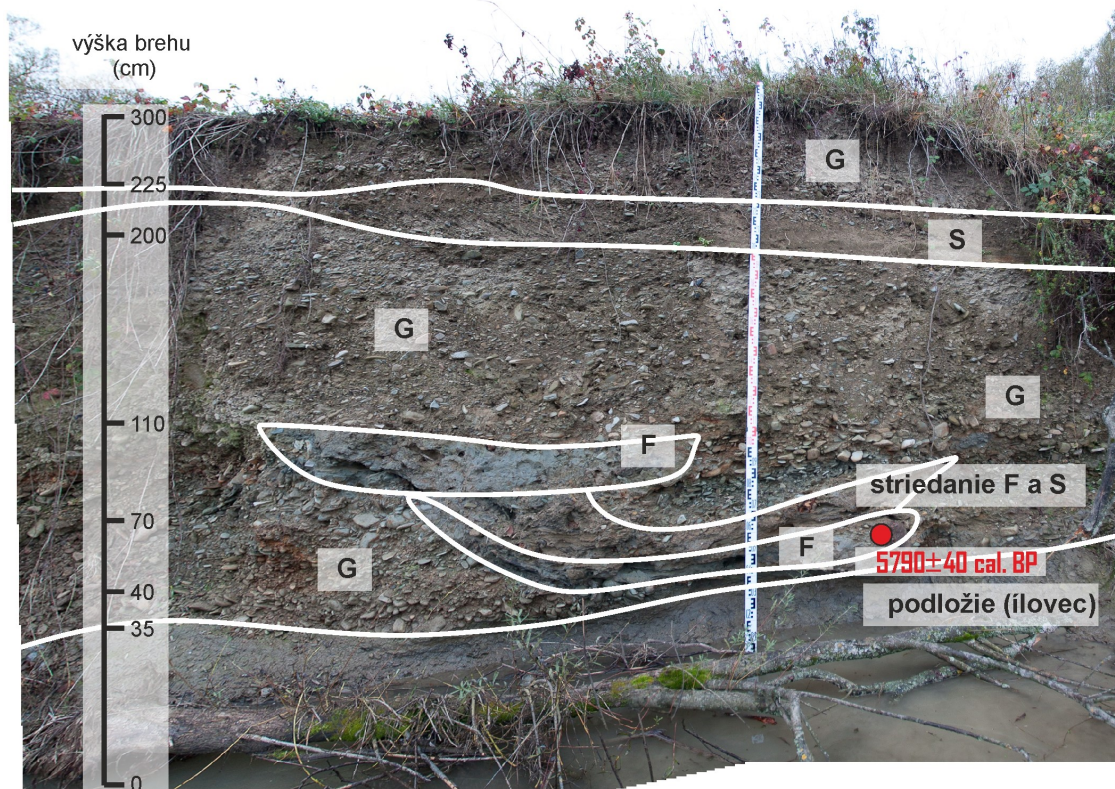
Obr. 49 Jednotlivé litofácie, ktoré tvoria brehy vodných tokov Tople a Ondavy, vyčlenených na základe zrnitostných frakcií.



Obr. 50 Štruktúra brehu Tople na základe distribúcií jednotlivých litofácií. Zrnitosťné zloženie je vyjadrené v percentuálnom zastúpení jednotlivých frakcií. Schéma odpovedá legende v obr. 55.



Obr. 51 Štruktúra brehu Ondavy na základe distribúcií jednotlivých litofácií. Zrnitosťné zloženie je vyjadrené v percentuálnom zastúpení jednotlivých frakcií. Červená bodka označuje vek vzorky radiokarbónového datovania. Schéma odpovedá legende v obr. 55. (Farebný obrázok dostupný online).



Obr. 52 Fotografia brehu v mieste profilu O14D s vyznačenými základnými litotypmi (G – *gravel*/štrk, F – *fine*/prach a íl, S – *sand*/piesok). Na ľavej strane sa nachádza mierka. Červená bodka označuje vek vzorky rádiokarbonového datovania. (Farebný obrázok dostupný online).

na výplne opustených a zazemnených ramien. Nad spodnou preplázkou sa nachádza vrstva, kde dochádza k striedaniu piesku s jemnejšou ílovitou a prachovitou frakciou. Zvyšok profilu

tvorí predovšetkým štrková frakcia. V jej hornej časti sa nachádza vrstva piesku (s lamináciou) o hrúbke 20 – 30 cm.

8. DISKUSIA

Na konci 19. storočia dochádza v Európe k morfológickým zmenám koryt, ktoré sú spájané s koncom chladnejšej periódy (malá doba ľadová – MDL), poklesom humidity a intenzity meteorologických a hydraulických procesov, a tým aj zmenou morfológických procesov vo vodnom toku (KOTARBA 1989, SURIAN 1999, WYŽGA 1993a, 2001a, LIÉBAULT a PIÉGAY 2002). Zároveň dochádza k interakciám viacerých vplyvov človeka v krajine, pričom je veľmi ťažké odlíšiť priamy vplyv zmien klímy alebo antropogénnych faktorov (napr. využívanie zeme, výstavba priehrad, úprava koryt a pod.) (LIÉBAULT a PIÉGAY 2002).

Od roku 1949 po súčasnosť dochádza na Ondave a Topli k zmenám morfológie, ktoré sú charakteristické transformáciou širokého koryta, v ktorom vodný tok tiekol vo svojich štrkových naplaveninách, na jednoduché koryto v úzkom ripariálnom páse lesa. V sledovaných úsekoch došlo k zúženiu koryta z 87,6 m na 39,9 m (Ondava) a z 62,1 m na 37,2 m (Topľa). Množstvo štrkových lavíc sa v koryte zmenšilo skoro o polovicu z 116 ha na 54 ha (Ondava) a z 258 ha na 147 ha (Topľa) a zmenšila sa dĺžka vedľajších a občasných koryt. Tak isto môžeme identifikovať pokles počtu jednotlivých koryt, kde sa ich priemerný počet v 200 metrových úsekoch znížil z priemeru 3,5 (Ondava) na 1,6 a z priemeru 2 na 1,5 (Topľa). Celkovým trendom v koryte je prevaha depozitných procesov nad eróznymi. WYŽGA (2001) poukazuje na zmenu tendencie riek v regióne Karpát na začiatku 20. storočia z agradácie vplyvom úprav koryt, ako aj zmien v povodí na degradáciu koryta, pričom výrazne zdôrazňuje efekt úprav koryt na zarezávanie riek (a to až niekoľko metrov) v poľskej časti Karpát v priebehu 20. storočia (WYŽGA 1991, 1993a, 1996, 2001a, 2001b, LACH a WYŽGA 2002). Ako upozorňuje, netreba zabúdať ani na zníženie dotácie sedimentov vplyvom konca MDL, zmenu krajiny v povodí a ťažbu štrkov. Tieto faktory vo svojich prácach spomínajú aj ďalší autori (SURIAN et al. 2009a,

2009b, RINALDI et al. 2005, SURIAN a CISOOTTO 2007, SURIAN a RINALDI 2003, BRIERLEY et al. (1999), LIÉBAULT a PIÉGAY 2002, KONDOLF et al. 2002). SURIAN et al. (2009) zdôrazňuje vplyv ťažby štrkov na zarezávanie a degradáciu koryta v severovýchodnom Taliansku (Tagliamento, Piave, Torre, Cellina, Brenta). Zastavenie ťažby viedlo k čiastočnej revitalizácii tokov a k rozširovaniu koryta.

Na Ondave a Topli dosiahla ťažba štrkov vrchol v roku 1981. Prebiehala však vo väčšej časti v priestore nivy. Až v poslednom období po roku 1987 sa ťažba presunula takmer výlučne do koryta. Najväčšia degradácia koryta nastáva však už na začiatku sledovaného obdobia. Na Ondave je pritom viditeľné aj vertikálne zarezávanie koryta (v súčasnosti až 1,9 m), pričom sa na nive vytvárajú nové vertikálne stupne. Na Topli nie je táto vertikálna degradácia koryta v súčasnosti badateľná. Vplyv na túto zvýšenú mieru vertikálnej erózie má aj ťažba štrkov. RINALDI et al. (2005) poukazujú, že jedným z hlavných morfológických efektov ťažby štrku je zarezávanie koryta, pričom ťažba v sledovanom úseku Ondavy sa výlučne koncentruje na lokality s najvyššou mierou vertikálnej erózie. Tak isto upozorňujú, že divočiace toky s vyššou dotáciou sedimentov z povodia sú menej zraniteľné voči ťažbe sedimentov ako kľukatiace a meandrujúce toky s nižšou mierou dotácie.

Vo väčšine časti koryt Ondavy a Tople sa pri technických úpravách uplatňuje iba prebagrovanie koryta a jeho preloženie do pôvodného stavu. V niekoľkých prípadoch došlo aj k umelému prepychu meandra avšak bez spevňovania brehov. Technické spevnenie brehov sa vyskytuje iba v častiach koryta v blízkosti obcí a aj to len v krátkych úsekoch (maximálne 200 metrov). Vodné toky si tak preto stále zachovávajú svoj prirodzený charakter.

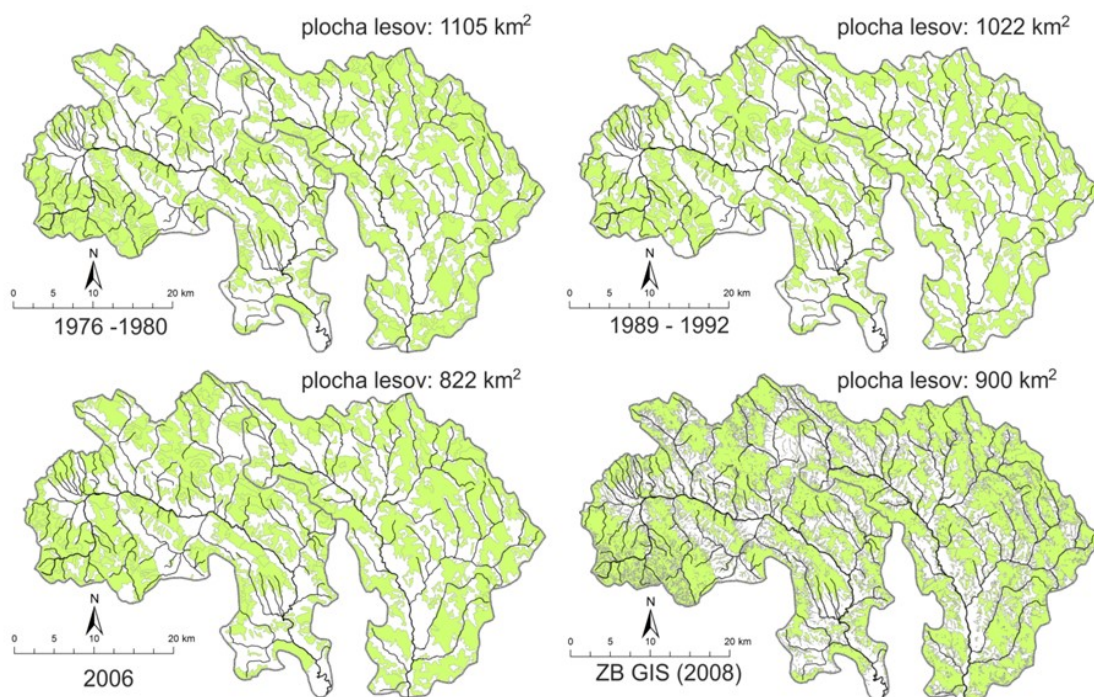
Za najvýznamnejšie faktory vplývajúce na degradáciu koryta môžeme považovať zmeny vo využívaní zeme a klimatické fluktuácie (klima-

tické zmeny). Tieto faktory podobne považujú aj LIÉBAULT a PIEGAY (2002) za hlavné faktory vedúce k zužovaniu koryt v juhovýchodnom Francúzku. V povodí Ondavy a Tople sa prejavujú zmeny vo využívaní krajiny identifikované na základe dát Corine land cover od obdobia rokov 1976 – 1980 po rok 2006 a údajov ZB GIS vzťahované k roku 2008 (**Obr. 53**). V obidvoch povodiach došlo od roku 1976 k zníženiu podielu lesa vplyvom ťažby drevnej hmoty. Výrazne sa však zmenila ripariálna zóna obidvoch vodných tokov. V bezprostrednom kontakte nivy a koryta došlo k sledovanom období k výraznému nárastu brehových porastov a vytvoreniu ripariálneho pásu lužného lesa. Ako poukazuje KONDOLF a CURRY (1986) má brehová vegetácia vplyv na morfológiu koryta, kedy dochádza k spevňovaniu brehu a zníženiu jeho laterálnej dynamiky v podobe brehovej erózie (GREŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2007, GRAHAM 1973, BOOTH 1991, SMITH 1976). Vytvorenie lesného porastu v okolí vodného toku znižuje riziko brehovej erózie, laterálneho presúvania ako aj dotácie sedimentov do vodného toku. MICHELI et al. (2004) na rieke Sacramento poukazuje, že erózia ornej pôdy je dvakrát rýchlejšia ako erózia lužného lesa. SIMON et al. (2000) tvrdí, že v niektorých prípadoch až 85 % sedimentov vo vodnom toku je dôsledkom brehovej erózie a laterálnej migrácie. Pričom dochádza k jeho

stabilizácii, zmene vnútrokorytových štruktúr a postupnému zarezávaniu koryta.

Intenzívny nástup lesnej vegetácie v okolí vodného toku na obidvoch riekach nastal v období 1981 až 1987. Predtým tvorili ripariálnu zónu predovšetkým trávnaté porasty a orná pôda. Podobne aj LIÉBAULT a PIEGAY (2002) spomínajú výrazné rozšírenie ripariálneho lesa na nivu a na holé štrkové lavice do roku 1970 (Francúzsko), čím sa znížila mobilita materiálu v koryte. Od roku 2002 je v okolí Ondavy a Tople vytvorený takmer súvislý pás lesa. Spolu s ťažbou sedimentov a zmenou vegetácie v ripariálnej zóne ovplyvňujú súčasné správanie toku (posledných 20 – 30 rokov), ktoré smeruje k ďalšej degradácii a zarezávaniu. Vplyv ripariálnej vegetácie podobne ako ťažba sedimentov sa prejavujú až v druhej polovici sledovaného obdobia.

KIDOVÁ a LEHOTSKÝ (2012), KIDOVÁ et al. (2016) a LEHOTSKÝ et al. (2018) poukazujú na zmenu morfológie koryta rieky Belá v 20. storočí, kde opisujú postupnú degradáciu a zúženie divočiaceho pásu vplyvom odozvy MDL, zalesňovania územia a ťažby štrkov. V súčasnosti sa prejavujú aj výrazne antropogénne zásahy (výstavba MVE), čo vedie k vertikálnej erózii koryta a upozorňuje, že zmeny koryta sú ovplyvnené fluktuáciami povodňových udalostí. Vývoj koryta Torysy a zmena jej ripa-



Obr. 53 Vývoj plochy lesných porastov medzi rokmi 1976 až 2008 v povodí Tople a Ondavy. (Farebný obrázok dostupný online).

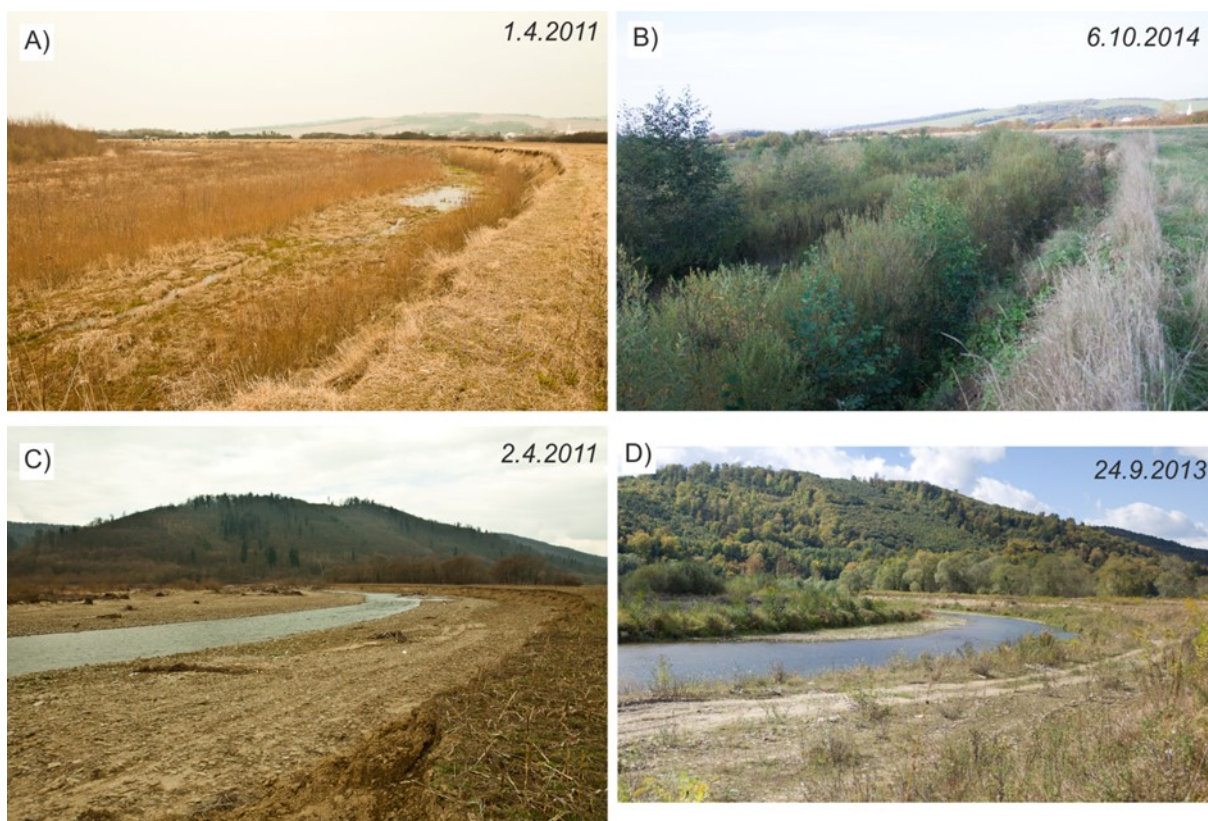
riálnej zóny, popisuje vo svojej práci CEBE-CAUEROVÁ a LEHOTSKÝ (2012), ktorí poukazujú na veľmi podobný nárast lesa v okolí vodného toku. ANSTEAD a BARABAS (2013) popisujú ekologický stav hornej časti významnej slovenskej rieky Váh, pričom poukazujú na fakt, že značný podiel predstavujú úseky toku so sporadickými, chýbajúcimi alebo druhovo nevhodnými porastmi s introdukciou nepôvodných a invázných rastlín.

Morfológia koryta je ovplyvnená nielen celkovými trendmi konca MDL, ale aj časovou distribúciou povodňových udalostí. PEKÁROVÁ et al. (2011) poukazujú na cyklický charakter povodňových prietokov (objavovanie sa v období s intenzívnejším výskytom povodní a naopak). Povodne pritom zvyšujú energiu vodného toku, čo sa prejavuje vo zvýšení erózných procesov v koryte. Geomorfologický proces predstavuje spúšťač (iniciálny proces), ktorý vedie k vytvoreniu novej krajinskej štruktúry od počiatočnej deštrukcii eróziou, cez akumuláciu nových sedimentov a následne stabilizáciu vegetácie, čo vedie k završeniu sukcesného štádia ripariálneho lesa.

Povodeň v roku 1974 na Ondave ($550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) na úrovni 100-ročného prietoku nevedla k zmene trendu poklesu štrkových lavíc a zužovania koryta. Do roku 1981 je intenzita erózných procesov na Ondave pomerne vyrovnaná a postupne klesá aj intenzita procesu akrecie. Medzi rokmi 1981 až 1987 sa naopak objavuje pokles intenzity erózie a výrazný nárast procesu laterálnej akrecie. Je to obdobie, keď sa v okolí vodného toku (ripariálna zóna) začína objavovať výrazné zastúpenie lužného lesa a zníženou povodňovou aktivitou (výraznejšie povodne až v období 1987 – 1992). Po tomto období opäť nasleduje výrazný pokles akrecie sedimentov, ako aj obdobie bez výrazných povodní (1992 – 2000). Intenzita erózných procesov sa následne zvyšuje až v období 2002 – 2009. Práve v období do roku 1981 je zmena koryta Ondavy a jeho degradácia s najväčšou pravdepodobnosťou výsledkom odzvy koryta na koniec MDL a zmien krajinskej štruktúry v povodí (zalesňovanie). Medzi rokmi 1981 až 1987 došlo k nástupu vegetácie ripariálnej zóny a zvýšenej akrecii. Zvyšuje sa vplyv antropogénnych zásahov a ťažby štrkov. V období do roku 1981 je správanie koryta voči povodniam oveľa robustnejšie a jeho degradácia je podmienená klimaticky. V období po roku 1981 sa vodný tok a jeho trajektória stáva citlivejšia na akékoľvek zásahy do koryta (nielen povodne, ale aj ťažba štrkov). Po povodniach medzi rokmi 1987 – 1992 sa objavuje fáza nízkej povodňovej aktivity. Výskyt často sa opakujúcich menších povodní od roku 1993 viedol k stabilizácii systé-

mu, k erózii nárazového brehu a vytvoreniu meandrujúcej pôdorysnej vzorky. Podobne ako uvádza CORENBLIT et al. (2010) na rieke Tech (Francúzsko) povodne ($N_{2,3}$) nemajú deštruktívny účinok a vedú k biogeomorfologickej interakcii vegetácie a geomorfologických foriem, pričom sa riečny systém stabilizuje. Naopak opakujúce sa povodne na Ondave po roku 2000 viedli k zintenzívneniu erózných procesov a napriamaniu toku. Došlo k zväčšeniu šírky koryta a zastaveniu poklesu plochy štrkových lavíc. Krátky časový odstup relatívne väčších povodní v roku 2004 (N_5) a hlavne 2006 (N_{10}) neumožnil stabilizáciu koryta vegetáciou, podobne ako uvádza WARD (1978). LEHOTSKÝ et al. (2013) a PHILLIPS (2002) tvrdia, že menší prietok podmieňuje formovanie koryta, pôdorysnej vzorky a relatívne pomalú brehovú eróziu, ktorá súvisí s celkovým správaním sa rieky na danom stupni vývoja a pohybom vody v riečnom oblúku. Veľké povodne vedú k náhlej brehovej erózii, deštrukcii pôdorysu a k čiastkovej alebo celkovej rejuvenácii toku. Táto erózia vedie k rozšíreniu koryta, zväčšeniu plôch štrkových lavíc, deštrukcii starých a vytvoreniu nových stanovišť pre rastliny. Pre rejuvenáciu väčšieho rozsahu (riečny koridor) uvádzajú autori CORENBLIT et al. (2010) prietok väčší ako N_{100} , zatiaľ čo na Ondave ani tento prietok v roku 1974 nebol postačujúci pre zvrátenie trendu degradácie. Po roku 1987 došlo k zmene vývojovej trajektórie, kde dochádza k zvýrazneniu vplyvov aj menších povodní, pričom prietok o približnej veľkosti N_{10} (vyskytujúci sa po roku 2002) teda môžeme považovať v skúmanom území za prahový, iniciujúci lokálne morfológické zmeny koryta a rejuvenáciu v jeho meandrujúcich úsekoch.

Podobný trend vývoja môžeme nájsť aj na Topli. Jeho vývoj je však ovplyvnený rozdielnou distribúciou povodňových udalostí. Topľa je v sledovanom území charakteristická zužovaním koryta a medzi rokmi 1981 až 1987 sa objavuje podobne ako pri Ondave výrazný nárast plôch laterálnej akrecie sedimentov, čo podmieňuje aj nárast plôch vegetácie v ripariálnej zóne. Zaujímavé je, že ani povodeň v roku 1987 ($Q_{culm} 235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), sa výrazne nepodpísala pod zmenu trendu vývoja morfológie koryta. Intenzita erózie pritom dosahuje v období 1981 – 1987 najvyššie hodnoty od roku 1949. Po období nízkej povodňovej aktivity medzi rokmi 1992 až 2000 nasleduje obdobie so zvýšenou povodňovou aktivitou, ktoré vyvrcholilo prietokom 100 ročnej vody ($Q_{culm} 350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) v roku 2010. Práve medzi rokmi 2002 až 2009 dochádza k výraznému nárastu procesu erózie (dvojnásobok oproti rokmi 1981 – 1987) a nárastu viacerých morfometrických parametrov koryta (šírka, dĺž-



Obr. 54 Nástup vegetácie na štrkových laviciach na Ondave (A - B) a Topli (C – D) po povodňových udalostiach v roku 2010. (Farebný obrázok dostupný online).

ka koryt) a predovšetkým plochy štrkových lavíc.

Obdobie po roku 2010 v povodí Ondavy aj Tople je charakteristické absenciou povodní až do roku 2014 (na Ondave udalosť o veľkosti N_2 a Topli N_5). To viedlo k urýchlenému nástupu vegetácie v koryte predovšetkým na novo vytvorených štrkových laviciach na Topli (**Obr. 54**). Sukcesia vegetácie je ovplyvnená taktiež akumuláciou mŕtveho dreva a lokálnou topografiou. Lavice sa takto stávajú stanovišťami pre vývoj vegetácie, ktorá ich postupne stabilizuje. Povrch lavice v predmetnom území obsadzujú pionierske dreviny zastúpene skoro výlučne *Salix spp.*

V pozdlžnom vývoji oboch riek sa prejavuje postupné zjemnenie sedimentov v koryte. Zrniťnosť je však lokálne ovplyvnená viacerými faktormi. Na Ondave môžeme identifikovať dva rozličné riečne úseky (RUSNÁK a LEHOTSKÝ 2014). Severný úsek predstavuje meandrujúci vodný tok bez laterálneho obmedzenia s vysokým indexom kľukatenia (IK väčší ako 1,5), ktorý je charakteristický výrazným laterálnym posunom. Vodný tok v tejto časti vytvára v súčasnosti systém meandrov (7 meandrových zá-

krut) s výraznou brehovou eróziou. Južný úsek skúmaného územia je charakteristický striedaním priečných (voľných) a primknutých úsekov k svahom doliny striedavo na pravej a ľavej strane. K brehovej erózii a posunu koryta dochádza práve v miestach, kde vodný tok prechádza od primknutého úseku k voľnému.

Po koniec meandrujúceho úseku Ondavy dochádza k zväčšovaniu miery zarezania koryta do podložia, ako aj nárastu výšky brehu. V tejto časti identifikujeme aj lokálne zvýšeniam veľkosti zrna sedimentov vplyvom výstupu podložia, čo je preukázateľné charakterom sedimentov (predovšetkým ostrohranných úlomkov pieskovcov). Zmena kľukatenia a charakteru vodného toku spolu so zvyšujúcou sa výškou brehu a intenzitou zarezávania poukazuje na tektonické vplyvy. Medzi Lomným a Breznicou prechádza tektonická línia medzi račianskou a bystricko faciálnou tektonickou jednotkou, ktorá je tvorená systémom zlomov a prešmykov. Vplyv tektoniky na vývoj toku a zmenu kľukatenia bližšie opisuje PŘOCHÁZKA (2013), PETROVSZKI a TIMAR (2010) alebo ZÁMOLYI et al. (2010), ktorý poukazuje na vplyv neotektonického vý-



Obr. 55 Výskyt zlomových porúch neďaleko obce Breznica (A) v koryte vodného toku v pieskovcoch (B), na ktorých sú bazálne uložené štrky (C). (Farebný obrázok dostupný online).

voja na morfometriu pôdorysnej vzorky. V koryte môžeme identifikovať aj viaceré zlomové poruchy (**Obr. 55**), ktoré ovplyvňujú vývoj koryta Ondavy.

ŠKARPICH et al. (2013) uvádza pri výskume degradácie koryta Morávky, že na zarezávanie a zmeny koryta má najväčší vplyv práve zmena konektivity pri transporte sedimentov. Práve v koryte Ondavy táto konektivita je narušená ťažbou sedimentov v meandrovom úseku. Táto zmena môže viesť k urýchleniu procesu zarezania koryta do podložia (SURIAN et al. 2009a, 2009b, RINALDI et al. 2005, LIÉBAULT a PIÉGAY 2002, KONDOLF et al. 2002). Veľmi ťažko je pritom rozlíšiť vplyv tektoniky a ťažby sedimentov na zarezanie koryta. FRANDOFRER a LEHOTSÝ (2014) poukazujú na vytváranie jednotlivých sedimentových vln (v zmysle JAMES 2010) na rôznych hierarchických úrovniach v hornej časti povodia Tople. Akumulácia sedimentov a vytváranie štrkových lavíc v mean-

drovom severnom úseku Ondavy poukazuje na sedimentové vlny na úrovni dna doliny, ktoré sú tektonický podmienené. Zmena sa pritom prejavuje aj v pozdĺžnom profile vodného toku. Jednotlivé vlny sú identifikované aj v povodí Tople, či už na úrovni dna doliny, kde je identifikovateľná severná časť úseku po zúžení časť prielomovitého charakteru nad obcou Marhaň. Tento prielomový charakter koryta vodného toku sa viaže na priebeh násuvnej príkrovovej línie medzi dvoma čiastkovými litofáciálnymi jednotkami. Pod touto zúženou časťou je koryto primknuté k svahu doliny, priame a bez výraznejších laterálnych zmien. Dynamika koryta narastá po vyústení do Raslavickej brázdy, kde koryto tvorí systém viacerých stabilných meandrových oblúkov. Na úrovni aktívneho koryta sa prejavuje lokálnym uložením štrkových lavíc k korytu. Tieto úseky sú zároveň charakteristické aj laterálnou dynamikou.

9. ODPORÚČANIA PRE MANAŽMENT SKÚMANÝCH ÚZEMÍ

Trendom v manažmente riečnych systémov v rozvinutých krajinách dominuje stratégia udržateľného manažmentu spočívajúca hlavne v ich ochrane, resp. revitalizácii. Tento manažment je založený na holistickom princípe, ktorý predpokladá poznanie nielen štruktúry, vzťahov, fungovania a vývoja fluvialneho systému, ale aj mechanizmov jeho prispôsobovania. Stratégia manažmentu riek je pritom nasmerovaná na narábanie s inherentnou variabilitou ich systémov, pričom sa rešpektuje diverzita foriem a procesov.

Ripariálna zóna zahrňujúca aj morfológický komponent vodných tokov podľa HANSEN et al. (2010) vo všeobecnosti plní sedem základných funkcií – ekosystémových služieb, ktoré sú z hľadiska udržateľného rozvoja vodného toku dôležité:

- a) zlepšuje kvalitu vody vo vodnom toku, t. j. redukuje nadbytočný prísun živín a kontaminantov z okolia (nivy, svahov, ciest, polí a pod.),
- b) redukuje eróziu brehu a prísun sedimentov do koryta,
- c) zvyšuje zatienenosť koryta, a tým reguluje teplotu vody v koryte,
- d) zabezpečuje prísun drevnej hmoty, listia a iných pre akvatický systém dôležitých zdrojov do koryta, t. j. napomáha transferu zdrojov medzi terestrickým a vodným prostredím,
- e) zvyšuje biodiverzitu koryta,
- f) autoreguluje a ekologicky prirodzene optimalizuje štruktúru a zloženie svojich rastlinných a živočíšnych spoločenstiev,
- g) zabezpečuje laterálnu, longitudinálnu a vertikálnu konektivitu riečnej krajiny, slúži ako biokoridor a prostredie transferu podzemnej vody.

CEBEČAUEROVÁ a LEHOTSKÝ (2012) k nim dopĺňajú ďalšie funkcie, ktoré sú z hľadiska jej udržateľného rozvoja taktiež dôležité:

- h) zmierňuje výšku a rýchlosť povodňových vln,
- i) svojou drsnosťou a vertikálnou akreciou diferencovane akumuluje a filtruje povodňové sedimenty a podmieňuje vývoj fluvizemí,
- j) generuje prírodný kapitál vo forme zdrojov drevnej hmoty a rastlinných a živočíšnych druhov,
- k) má svoje estetické hodnoty, a tým dotvára celkový ráz riečnej krajiny,
- l) poskytuje priestor pre rekreačné, športové a ozdravovacie aktivity,
- m) slúži ako vhodný objekt pre edukáciu.

Ak by sme chceli aplikovať vyššie uvedené na skúmané územia môžeme odporúčania k ich manažmentu formulovať v nasledovných bodoch:

- 1) Ponechať voľnosť riečneho systému pre laterálne presúvanie koryt, resp. zabezpečiť ich úpravu tak, aby nedochádzalo k napriamovaniu ich trasy hlavne v zákrutových úsekoch. Uvedené je možno realizovať vytvorením viacerých užších koryt, ktoré zabezpečia zmiernenie povodňových vln. Takéto opatrenie zároveň zníži riziko erózie brehov v zákrutách, pretože za vysokých vodných stavov môže voda prúdiť viacramennou (kvázi pripichovou) zákrutovou sústavou.
- 2) Obmedziť nekontrolovanú ťažbu štrkov z koryt, ktorá podmieňuje vznik lokálnych erózných báz s potenciálom ich migrácie proti toku a taktiež redukuje vertikálnu eróziu koryta.
- 3) Posilňovať stabilizáciu lesných formácií na nižších povodňových stupňoch regulovaním a v kritických úsekoch zamedziť prístup mechanizmov ťažiacich štrky.
- 4) Vypracovať komplexný manažment sedimentov pre celé povodia.
- 5) Venovať pozornosť problematike minimálnych prietokov vo vzťahu k habitom vodných živočíchov s dôrazom na spoločenstvá rýb.

- 6) Vyhlásenie chránených území ripariálnych zón skúmaných tokov na úrovni okresov, pretože v podmienkach Slovenska predstavujú jedinečné priestorové entity významné takmer vo všetkých vyššie uvedených ekosystémových službách.
- 7) Propagovať komplexné hodnoty skúmaných vodných tokov hlavne v edukačnom procese na lokálnej úrovni základných škôl.

10. ZÁVER

Vodný tok sa považuje za zložitý a dynamický geosystém, ktorého zmeny sa dotýkajú aj človeka. V súčasnosti sa do pozornosti hlási snaha o komplexne porozumenie riek a procesov v nich prebiehajúcich, ktoré sa uplatňuje pri manažmente riečnych geosystémov. Prvým krokom pre porozumenie ich procesov a správania je výskum ich morfológie. Úlohou hodnotenia a poznávania riek je posúdenie, resp. predikcia zmien ich morfológie na základe komplexnej vývojovo-priestorovej analýzy smerujúcej k pochopeniu trendu ich vývoja (LEHOTSKÝ 2005). Správanie vodného toku je definované ako prispôsobovanie sa morfológie rieky eróznym a depozitným mechanizmom, prostredníctvom ktorých voda utvára, pretvára a reorganizuje fluvialne formy reliéfu (BRIERLEY a FRIYRS 2005).

V období posledných 60-tych rokov je v sledovanom území viditeľná dlhodobá degradácia koryta, ktorá sa odráža na zmenách vnútrokorytových štruktúr, ako sú zužovanie a narovňovanie koryta. Viditeľný je aj výrazný pokles plochy štrkových lavíc. Výrazne sa zmenila taktiež aj ripariálna zóna vodných tokov. V ich okolí sa vytvoril súvislý pás lesných porastov, ktorý ovplyvňuje laterálnu dynamiku vodného toku a dotáciu sedimentov z brehovej erózie. Plocha lesných porastov sa zvýšila na Ondave z 2,79 ha na 132,47 ha, čo predstavuje nárast o 4756 %. Na Topli vzrástla plocha lesa z 63,85 ha (60,35 v roku 1961) na 257,8 ha (427 % nárast). V bezprostrednom okolí vodného toku sa dokonca ich podiel zvýšil z 3,25 % (Ondava), resp. 25,5 % (Topľa) na 75,13 % (Ondava) a 64,2 % (Topľa). Proces sukcesie sa najvýraznejšie prejavuje v období medzi rokmi 1981 až 1987, kedy bol tento proces najvýraznejší u oboch vodných tokov.

Degradácia koryta sa najvýraznejšie prejavuje v sledovaných úsekoch v zúžení koryta z 87,6 m na 39,9 (Ondava) a z 62,1 m na 37,2 m (Topľa) a poklese plôch štrkových lavíc (z 116 ha na 54 ha (Ondava) a z 258 ha na 147 ha (Topľa)). Dané trendy potvrdzuje aj pomer me-

dzi eróznymi a depozitnými procesmi v koryte. Vo vodných tokoch prevláda proces akrecie sedimentov nad eróziou približne v pomere 1:1,5 v prospech akrecie sedimentov. Priemerná intenzita akrecie sa na Ondave pohybuje na úrovni 3,16 ha.rok⁻¹ a erózia na 2,12 ha.rok⁻¹. Dynamika koryta sa prejavuje aj značnou laterálnou nestabilitou. Priemerný posun brehu Ondavy za sledované obdobie je 2,68 m.rok⁻¹ a Tople 1,91 m.rok⁻¹. Maximálne posuny koryta (392,9 m na Ondave a 411,9 m na Topli) sú výsledkom zaskrtenia meandrových oblúkov.

Vplyv človeka je viditeľný predovšetkým v ťažbe sedimentov z koryta vodného toku a jeho okolia. Na základe plochy ťažobných jám sa identifikovalo maximum ťažby na obdobie okolo roku 1981. Následne ich plocha výrazne klesá. Najväčší objem ťažby v minulosti prebiehal mimo koryta vodného toku (na nive). V súčasnosti (roky 2002 a 2009) sa ťažba sústreďuje skoro výlučne do koryta vodného toku. Technické úpravy koryta majú iba lokálny charakter, a aj preto si vodné toky zachovávajú svoju prirodzený charakter.

Za základné faktory ovplyvňujúce vývoj koryta môžeme označiť koniec MDL, výskyt povodňových udalostí, výrazná sukcesia v okolí vodného toku a vplyv človeka a antropogénnych úprav koryta. Ťažba sedimentov výrazne ovplyvňuje vodný tok až v poslednom období. Pri obidvoch riekach môžeme identifikovať niekoľko fáz vývoja koryta. Prvou je jeho degradácia, ako reakcia na klimatické zmeny, na konci MDL. Druhou je pomerne rýchly nástup vegetácie, ktorý sa prejavil vytvorením ripariálneho pásu lužného lesa medzi rokmi 1981 - 1987. Stabilizácia koryta bola podporená aj fázou nízkej povodňovej aktivity na začiatku 90-tych rokov. Extrémne povodne na konci sledovaného časového obdobia (po roku 2002) viedli k zintenzívneniu erózných procesov a k výraznejším morfológickým zmenám.

Na Ondave môžeme identifikovať viacero vertikálnych úrovní s vertikálnou diferenciáciou nivy. Na základe porovnávania LMS (poloha

koryta v danom roku) a vertikálnych profilov zostrojených na hranici nivy a koryta môžeme určiť približný vek jednotlivých vertikálnych úrovní. V sledovanom úseku je jasne definovaná úroveň s aktívnym korytom v roku 1961, 1972 a 2002. V súčasnosti je viditeľné aj postupné zarezávanie koryta do vystupujúceho podložia vodného toku, a to až do hĺbky 1,9 m (do ílov-cov). Na vývoj koryta pritom môžu mať z dlhodobého hľadiska vplyv aj ďalšie faktory ako je tektonika a morfoštruktúrny vývoj územia.

Ondava a Topľa predstavujú veľmi dynamic-ké a zraniteľné systémy. V posledných 60-tych rokoch sa však prejavuje výrazná degradácia koryta. Aj keď po roku 2002 môžeme badať zvýšenú dynamiku a laterálnu eróziu vplyvom prietokov počas extrémnych povodňových udalostí, následná sukcesia po roku 2010 naznačuje, že sa jedná iba o lokálnu a dočasnú zmenu a rejuvenáciu (vegetácia počas medzipovodňového obdobia stabilizuje jednotlivé geomorfologické formy).

11. LITERATÚRA

- ANSTEAD, L., BARABAS, D. (2013). Hydro-morfologický prieskum Váhu ako nástroj pre manažment vodných tokov na Slovensku. *Geografický časopis*, 65, 1, 61 – 81.
- BAUCH, G. D., HICKIN, E. J. (2011). Rate of floodplain reworking in response to increasing storm-induced floods, Squamish River, south-western British Columbia, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 872 – 884.
- BERTOLDI, W., GURNELL, A. M., SURIAN, N., TOCKNER, K., ZANONI, L., ZILIANI, L., ZOLEZZI, G. (2009). Understanding reference processes: linkages between river flows, sediment dynamics and vegetated landforms along the Tagliamento River, Italy. *River Research and Applications*, 25, 501 – 516.
- BRAY, D. I. (1982). Flow resistance in gravel-bed rivers. In Hey, R. D., Bathurst, J. C., Thorn, C. R., eds. *Gravel Bed Rivers*. Wiley, Chichester, 109 – 133.
- BREN, L. J. (1993). Riparian zone, stream, and floodplain issues: a review. *Journal of Hydrology*, 150, 277 – 299.
- BRIERLEY, G. J., HICKIN, E. J. (1992). Floodplain development based on selective preservation of sediments, Squamish River, British Columbia. *Geomorphology*, 4, 381 – 391.
- BRIERLEY, G. J., FRYIRS, K. (2005). *Geomorphology and River Management. Applications of River Styles Framework*. Blackwell Publishing, Malden, 398 p.
- BRIERLEY, G. J., COHEN, T., FRYIRS, K., BROOKS, A. (1999). Post-European changes to the fluvial geomorphology of Bega catchment, Australia: implications for river ecology. *Freshwater Biology*, 41, 839 – 848.
- BROOKES, A. (1994). River channel change. In Calow, P., Petts, G. E., eds. *The river handbook: Hydrological and Ecological Principles*. Blackwell Science, Oxford, 55 – 75.
- BRYANT, R. G., GILVEAR, D. J. (1999). Quantifying geomorphic and riparian land cover changes either side of a large flood event using airborne remote sensing: River Tay, Scotland. *Geomorphology*, 29, 307 – 321.
- BURIAN, L., JENČO, M., RUSNÁK, M. (2015). *GRASS GIS: Geovedné aplikácie*. Univerzita Komenského v Bratislave, Slovenská akadémia vied, Bratislava, 103 p.
- BOOTH, D. B. (1991). Urbanization and the natural drainage systems – impacts, solutions and prognoses. *Northwest Environmental Journal*, 7, 93 – 118.
- CEBECAUEROVÁ, M., LEHOTSKÝ, M. (2012). Komplexita ripariálnej zóny – príklad rurálneho segmentu vodného toku Torysa. *Geografický časopis*, 64, 2, 133 – 154.
- CLARK, J. J., WILCOCK, P. R. (2000). Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1763 – 1777.
- COUPER, P. R. (2004). Space and time in river bank erosion research: a review. *Area*, 36, 387 – 403.
- CORENBLIT, D., STEIGER, J., GURNELL, A. M., TABACCHI, E., ROQUES, L. (2007a). Control of sediment Dynamics by vegetation as a key function driving biogeomorphic succession within fluvial corridors. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1790 – 1810.
- CORENBLIT, D., TABACCHI, E., STEIGER, J., GURNELL, A. M. (2007b). Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation Dynamics in river corridors: A review of complementary approaches. *Earth-Sciences Reviews*, 84, 56 – 86.
- CORENBLIT, D., STEIGER, J., TABACCHI, E. (2010). Biogeomorphologic succession dynamics in a Mediterranean river system. *Ecography*, 33, 1136 – 1148.

- DAVIS, R. J., GREGORY, K. J. (1994). A new distinct mechanism of river bank erosion in forested catchment. *Journal of Hydrology*, 157, 1 – 11.
- DYKAAR, B. B., WIGINTON, P. J. (2010). Floodplain formation and cottonwood colonization patterns on the Willamette River, Oregon, USA. *Environmental Management*, 25, 87 – 104.
- EASTERBROOK, D. (2011). *Evidence-based Climate science. Data opposing CO₂ emissions as the primary source of global warming*. Elsevier, Oxford, 383 p.
- FOLK, R. L., WARD, W. C. (1957). Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3 – 26.
- FRANDOFER, M., LEHOTSKÝ, M. (2014). *Morfologicko-sedimentová diferenciácia horského vodného toku a jeho odozva na povodňové udalosti*. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 14, 2, 70 p.
- FULLER, I. C. (2005). February floods in the lower North Island, 2004: Catastrophe – causes and consequences. *New Zealand Geographer*, 61, 40 – 50.
- GEERLING, G. W., RAGAS, A. M. J., LEUVEN, R. S. E. W., BERG VAN DE, J. H., BREADED, M., LIEFHEBBER, D., SMITHS, A. J. M. (2006). Succession and rejuvenation in floodplains along the river Allier (France). *Hydrobiologia*, 565, 71 – 86.
- GILVEAR, D., BRYANT, R. (2003). Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. Chapter 6. In Kondolf, M., Piégay, H. eds. *Tools in geomorphology*, Wiley, Chichester, 135 – 170.
- GILVEAR, D., WILLBY, N. (2006). Channel Dynamics and geomorphic variability as controls on gravel bar vegetation, River Tummel, Scotland. *River Research Applications*, 22, 457 – 474.
- GILVEAR, D., DAVIDS, C., TYLER, A. N. (2004). The use of remotely sensed data to detect channel hydromorphology; River Tummel, Scotland. *River Research Applications*, 20, 795 – 811.
- GRAHAM, M. (1973). *A Natural Ecology*, Manchester University Press, Manchester, 256 p.
- GRAHAM, D. J., REID, I., RICE, S. P. (2005a). Automated sizing of coarse grained sediments: Image-processing procedures. *Mathematical Geology*, 37, 1, 1 – 28.
- GRAHAM, D. J., RICE, S. P., REID, I. (2005b). A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, 41, 7.
- GRECO, S. E., FREMIER, A. K., LARSEN, E. W., PLAN, R. E. (2007). A Tool for Tracking Floodplain Age Land Surface Patterns on a Large Meandering River with Applications for Ecological Planning and Restoration Design. *Landscape and Urban Planning*, 81, 4, 354 – 373.
- GREGORY, K. J. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79, 172 – 191.
- GREGORY, K. J., BENITO, G., DOWNS, P. W. (2008). Applying fluvial geomorphology to river channel management: Background for progress towards a paleohydrology protocol. *Geomorphology*, 98, 153 – 172.
- GREŠKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2006). Stav plného koryta a jeho význam pre poznávanie a manažment morfológie vodných tokov. *Geografický časopis*, 58, 317 – 328.
- GREŠKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2007). Vplyv lesných brehových porastov na správanie a morfológiu riečneho koryta. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 1, 36 – 42.
- GONZALES, M. T., GARCIA, D. J. (2006). Attributes for assessing the environmental quality of riparian zones. *Limnetica*, 25, 389 – 402.
- GURNELL, A. M., BERTOLDI, W., CORENBLOT, D. (2012). Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews*, 111, 129 – 141.
- GURNELL, A. M., PEIRY, J. L., PETTS, G. E. (2003). Using Historical Data in Fluvial Geomorphology. Chapter 4. In Kondolf, M., Piégay, H., eds. *Tools in geomorphology*, Wiley, Chichester, 77 – 103.
- GURNELL, A. M., PETTS, G. E. (2006). Trees as riparian engineers: The Tagliamento River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1558 – 1574.

- GURNELL, A. M., PETTS, G. E. (2002). Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology*, 47, 581 – 600.
- HANSEN, B., REICH, P., LAKE, P. S., CAVAGNARO, T. (2010). *Minimum width requirements for riparian zones to protect flowing waters and to conserve biodiversity: a review and recommendations*. Report to the Office of Water, Department of Sustainability and Environment, Monash University, Melbourne, 151 p.
- HARČÁR, J. (1995). *Reliéf Nízkých Beskyd. Časť A: povodie Tople, Časť B: povodie Ondavy*. Geographia Slovaca, 8, Geografický ústav SAV, Bratislava, 96 p.
- HARDY, T., PANJA, P., MATHIAS, D. (2005). *WinXSPRO, a channel cross section analyzer, user's manual, version 3.0*. General Technical Report RMRS-GTR-147. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins, 95 p.
- HICKIN, E. J. (1974). The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Sciences*, 274, 414 – 442.
- HICKIN, E. J. (1969). A newly-identified process of point bar formation in natural streams. *American Journal of Sciences*, 267, 999 – 1010.
- HICKIN, E. J. (1978). The development of meanders in natural river-channels. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1833 – 1849.
- HICKIN, E. J. (1984). Vegetation and river channel Dynamics. *The Canadian Geographer*, 28, 111 – 126.
- HICKIN, E. J., NANSON, G. C. (1984). Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 1557 – 1567.
- HICKIN, E. J., SICHINGABULA, H. M. (1988). The geomorphic impact of the catastrophic October 1984 flood on the planform of Squamish River, southwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1078 – 1087.
- HOEY, T. (1992). Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 16, 3, 319 – 338.
- HOOKE, J. M. (1979). An analysis of the processes of river bank erosion. *Journal of Hydrology*, 42, 39 – 62.
- HOOKE, J. M. (1984). Changes in river meanders: a review of techniques and results of analyses. *Progress in Physical Geography*, 8, 473 – 508.
- HOOKE, J. M. (2003). River meander behaviour and instability: A framework for analysis. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 28, 238 – 253.
- HOOKE, J. M., REDMOND, C. E. (1989). Use of Cartographic Sources for Analyzing River Channel Change with Examples from Britain. In Petts, G. E., ed. *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. John Wiley and Sons, Chichester, 79 – 93.
- HOOKE, J. M., YORKE, L. (2010). Rates, distributions and mechanisms of change in meander morphology over decadal timescales, River Dane, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1601 – 1614.
- HOYLE, J., BROOKS, A., SPENCER, J. (2010). Modeling reach-scale variability in sediment mobility: an approach for within-reach prioritization of river rehabilitation Works. *River Research and Applications*, 28, 609 – 629.
- HRADECKÝ, J. (2002). Hodnotení časových zmien morfolodiny beskydských toků za využití historických map a leteckých snímků. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 31 – 39.
- HRÁDEK, M. (2000). Geomorfologické účinky povodně v červenci 1997 na území severní Moravy a Slezska. *Geografický časopis*, 52, 4, 303 – 321.
- JAMES, L. A. (2006). Bed waves at the basin scale: implications for river management and restoration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1692 – 1706.
- JAMES, L. A. (2010). Secular Sediment Waves, Channel Bed Waves, and Legacy Sediment. *Geography Compass*, 4, 6, 576 – 598.
- JAMES, L. A., SINGER, M. B., GHOSHAL, S., MEGISON, M. (2009). Historical channel changes in the lower Yuba and Feather Rivers, California: Long-term effects of contrasting river-management strategies. In James, L. A., Rathburn, S. L., Whittecar, G. R., eds. *Management and Restoration of Fluvial Systems with Broad Historical Changes and Human Impacts*, Geological Society of America Special Paper 451, 57 – 81.

- JANSEN, J. D., NANSON, G. C. (2004). Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia. *Water resources research*, 40, 4, W04503-1-W04503-12.
- KARNIŠ, K., KVITKOVIČ, K. (1970). *Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska*. Geografické práce, 1, 267 p.
- KIDOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2012). Časovo-priestorová variabilita morfológie divočiaceho a migrujúceho vodného toku Belá. *Geografický časopis*, 64, 4, 311 – 333.
- KIDOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M., RUSNÁK, M. (2016). Spatio-temporal geomorphic diversity in the braided-wandering Belá River, Slovakia as a response to modern flood periods and environmental changes. *Geomorphology*, 272, 137 – 149.
- KISS, T., FIALA, K., SIPOS, G. (2008). Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology*, 98, 96 – 110.
- KLINE, M., CAHOON, B. (2010). Protecting river corridors in Vermont. *Journal of American Water Resources Association*, 46, 227 – 263.
- KNIGHTON, A. D. (1998). *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Hodder Arnold, London, 383 p.
- KNIGHTON, A. D., NANSON, G. C. (1993). Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Process and Landforms*, 18, 613 – 625.
- KONDOLF, G. M., CURRY, R. R. (1986). Channel erosion along the Carmel river, Monterey county, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 307 – 319.
- KONDOLF, G. M., PIÉGAY, H., LANDON, N. (2002). Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrast between two catchments. *Geomorphology*, 45, 35 – 51.
- KOTARBA, A. (1989). On the age of debris flows in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23, 139 – 152.
- KOVÁČIK, M. (ED.), BÓNA, J., GAZDAČKO, Ľ., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁNOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., BÓNOVÁ, K., BUČEK, S., KUCHARIČ, Ľ., KUBEŠ, P., BAČOVÁ, N., PETRO, Ľ., VANĚKOVÁ, H. (2011a). Geologická mapa Nízkych Beskyd – v. časť. 1:50 000. MŽP SR-ŠGÚDŠ, Bratislava.
- KOVÁČIK, M. (ED.), BÓNA, J., GAZDAČKO, Ľ., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁNOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., BÓNOVÁ, K., BUČEK, S., KUCHARIČ, Ľ., KUBEŠ, P., BAČOVÁ, N., PETRO, Ľ., VANĚKOVÁ, H. (2011b). *Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskyd – západná časť 1:50 000*. ŠGÚDŠ, Bratislava, 180 p.
- LACH, J., WYŽGA, B. (2002). Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 445 – 462.
- LAPIN, M., FAŠKO, P., MELO, M., ŠTASTNÝ, P., TOMLAIN, J. (2002). Klimatické oblasti (Mapa č.27). 1:1 000 000. Atlas krajiny Slovenskej Republiky (Kapitola IV. – Prvotná krajinná štruktúra). Ministerstvo životného prostredia Slovenskej Republiky, Bratislava, Slovenská agentúra životného prostredia Slovenskej Republiky, Banská Bystrica, 95.
- LARSEN, E. W., FREMIER, A. K., GRECO, S. E. (2006). Cumulative effective stream power and bank erosion on the Sacramento River, California, USA. *Journal of American Water Resources Association*, 42, 4, 1077 – 1097.
- LEHOTSKÝ, M. (2005). Metodologické aspekty správanie a zmien korytovo-nívných geosystémov. *Geomorphologia Slovaca*, 1, 34 – 50.
- LEHOTSKÝ, M. (2006). Morfológia rieky – princípy a nástroje výskumu jej prispôbovania. In Smolová, I., ed. *Geomorfologické výzkumy v roce 2006*. Palackého univerzita, Olomouc, 147 – 153.
- LEHOTSKÝ, M., FRANDOFER, M., NOVOTNÝ, J., RUSNÁK, M., SZMANDA, J. B. (2013). Geomorphic/Sedimentary Responses of Rivers to Floods: Case Studies from Slovakia. In Lóczy, D., ed. *Geomorphological Impacts of Extreme Weather*. Springer, Dordrecht, 37 – 52.
- LEHOTSKÝ, M., KIDOVÁ, A., RUSNÁK, M. (2015). *Slovensko-anglické názvoslovie morfológie vodných tokov*. Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 15, 1, 61 p.
- LEHOTSKÝ, M., RUSNÁK, M., KIDOVÁ, A. (2018). Multitemporal assessment of coarse sediment connectivity along a braided-wandering

- river. *Land Degradation & Development*, 29, 4, 1249 – 1261.
- LEIGH, D. S. (2008). Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA. *Catena*, 66, 155 – 160.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G. (1957). River channel patterns-braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 282B, 39 – 85.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, 544 p.
- LESPEZ, L., CLET-PELLERIN, M., LIMONDIN-LOZOUET, N., PASTRE, J. F., FONTUGNE, M., MARCIGNY, C. (2008). Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, 98, 55 – 70.
- LEWIN, J. (1983). Changes of Channel Patterns and Floodplains. In Gregory, K. J., ed. *Background to Paleohydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, 303 – 319.
- LIÉBAULT, F., PIÉGAY, H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 425 – 444.
- LUPPI, L., RINALDI, M., TERUGGI, L., DARBAY, S., NARDI, L. (2009). Monitoring and numerical modeling of riverbank erosion processes: a case study along the Cecina River (central Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 530 – 546.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1978). Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geografický časopis*, 30, 101 – 125.
- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In Miall A. D. ed. *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 597 – 604.
- MIALL, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 582 p.
- MICHALKOVÁ, M., PIÉGAY, H., KONDOLF, G. M., GRECO, S. E. (2011). Lateral Erosion of the Sacramento River, California (1942 – 1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 257 – 272.
- MICHEL, E. R., LARSEN, E. W. (2011). River channel cutoff dynamics, Sacramento river, California, USA. *River Research and Applications*, 27, 328 – 344.
- MICHEL, E. R., KIRCHNER, J. W., LARSEN, E. W. (2004). Quantifying the Effect of Riparian Forest versus Agricultural Vegetation on River Meander Migration Rates, Central Sacramento River, California, USA. *River research and applications*, 20, 537 – 548.
- MILLER, A. J. (1990). Flood hydrology and geomorphic effectiveness in the Central Appalachians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 119 – 134.
- MILLER, J. R., SCHULZ, T. T., HOOBS, N. T., WILSON, K. R., SCHRUPP, D. L., BAKER, W. L. (1995). Changes in the landscape structure of a southeastern Wyoming riparian zone following shifts in stream dynamics. *Biological Conservation*, 72, 371 – 379.
- MILTON, E. J., GILVEAR, D. J., HOOPER, I. D. (1995). Investigating change in fluvial systems using remotely sensed data. In Gurnell, A. M., Petts, G., eds. *Changing River Channels*, John Wiley and Sons, Chichester, 276 – 301.
- NANSON, G. C., HICKIN, E. J. (1988). A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 497 – 504.
- NANSON, G. C., KNIGHTON, A. D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Process and Landforms*, 21, 217 – 239.
- NEMČOK, J. (1990a). *Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovianskej a Ondavskej vrchoviny*. VEDA, Bratislava, 131 p.
- NEMČOK, J. (1990b). *Geologická mapa Pienín, Čergova, Ľubovianskej a Ondavskej vrchoviny*. 1: 50 000. MŽP SR-ŠGÚDŠ, Bratislava.
- NOVOTNÝ, J., LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2007). Súčasný morfológický vývoj medzihrádzového priestoru (Dunaj, Bratislava). *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 2, 72 – 78.
- NOVOTNÝ, J., CEBEKAUEROVÁ, M. (2016). Vybrané aspekty transformácie fluvialneho systému rieky Váh v 20. storočí. *Geografický časopis*, 68, 1, 73 – 92.

- OPPERMAN, J. J., LUSTER, R., MCKENNEY, B. A., ROBERTS, M., MEADOWS, A. W. (2010). Ecologically functional floodplains: connectivity, flow regime, and scale. *Journal of the American Water Resources Association*, 46, 2, 211 – 226.
- OSTERKAMP, W. R., HUPP, C. R., STOFFEL, M. (2012). The interactions between vegetation and erosion: new directions for research at the interface of ecology and geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 23 – 36.
- PEKÁROVÁ, P., SVOBODA, A., NOVÁK, V., MIKLÁNEK, P. (2011). Historická hydrológia a integrovaný manažment povodí a krajiny. *Vodohospodársky spravodajca*, 1–2, 4 – 7.
- PENDER, G., SMART, D., HOEY, T. B. (1998). River-management issues in Scottish Rivers. *Water and Environment Journal*, 12, 60 – 65.
- PETROVSZKI, J., TIMÁR, G. (2010). Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. *Geomorphology*, 122, 223 – 230.
- PHILLIPS, J. D. (2002). Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology*, 269, 236 – 250.
- PIÉGAY, H., BORNETTE, G., CITTERIO, A., HÉROUIN, E., MOULIN, B., STATIOTIS, C. (2000). Channel instability as a control on silting Dynamics and vegetation patterns within perfluvial aquatic zones. *Hydrological Processes*, 14, 3011 – 3029.
- PIÉGAY, H., CUAZ, M., JAVELLE, E., MANDIER, P. (1997). Bank erosion management based on geomorphological, ecological and economic criteria on the Galaure River, France. *Regulated Rivers: Research & Management*, 13, 433 – 448.
- PIÉGAY, H., DARBY, S. E., MOSSELMAN, E., SURIAN, N. (2005). A Review of Techniques Available for Delimiting the Erodible River Corridor: A Sustainable Approach to Managing Bank Erosion. *River Research and Applications*, 21, 773 – 789.
- PIŠÚT, P. (1993). Deštrukcia Petržalky v 2. polovici 18. storočia laterálnou eróziou Dunaja. *Geografický časopis*, 45, 41 – 52.
- PIŠÚT, P. (1995). Meandrovanie Dunaja pri Bodíkoch pred zmenou charakteru riečiska v 18. storočí. *Geografický časopis*, 47, 285 – 298.
- PIŠÚT, P. (1997). Zmena bratislavského Dunaja podľa historických máp. In Kováčová, M., ed. *Historické mapy*. Kartografická spoločnosť SR, Bratislava, 103 – 114.
- PIŠÚT, P. (2002). Channel evolution of the pre-channelized Danube River in Bratislava, Slovakia (1712 – 1886). *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 369 – 390.
- PIŠÚT, P. (2005). Príspevok historických máp k rekonštrukcii vývoja koryta Dunaja na uhorsko-rakúskej hranici (16.-19. storočie). In Pravda, J., ed. *Historické mapy*, Kartografická spoločnosť SR, Bratislava, 167 – 181.
- PIŠÚT, P. (2008). Endangerment of the village Čunovo (Slovakia) by lateral erosion of the Danube River in the 18th Century. *Moravian Geographical Reports*, 16, 33 – 44.
- PIŠÚT, P. (2011). Dunajská povodeň roku 1787 a Bratislava. *Geografický časopis*, 63, 87 – 109.
- PIŠÚT, P., PROCHÁZKA, J. (2013). Human modifications of meandering Váh river at the Leopoldov Fortress (Slovakia) in the 18th century. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 13, 1, 64.
- PIŠÚT, P., TOMČÍKOVÁ, I. (2008). Rekonštrukcia vývoja Smrečianky v jej odozvovej zóne podľa historických máp. *Geografia Cassoviensis*, 2, 1, 122 – 127.
- PLATE, E. J. (2002). Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology*, 267, 2 – 11.
- PRICE, K., LEIGH, D. S. (2006). Morphological and sedimentological responses of streams to human impact in the southern Blue Ridge Mountains, USA. *Geomorphology*, 78, 142 – 160.
- PRYCE, R. S. (2003). *Field measurement of bankfull stage and discharge*. Waterpower Project Science Transfer Report 2.0, Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto, 17 p.
- PROCHÁZKA, J. (2013). Pôdorysná vzorka riečného koryta dolného Váhu, Nitry a Dudváhu s osobitným zreteľom na vplyv faktora tektoniky. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 13, 2, 19 – 30.
- REINECK, H. E., SINGH, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary environments*. Springer-Verlag, New York, 549 p.
- RINALDI, M., WYŽGA, B., SURIAN, N. (2005). Sediment mining in alluvial channels:

Physical effects and management perspectives. *River Research and Applications*, 21, 805 – 828.

RUSNÁK, M., LEHOTSKÝ, M. (2014a). Povodne, brehová erózia a laterálne presúvanie koryta štrkonosných kľukatiacich vodných tokov (prípadová štúdia tokov Topľa a Ondava). *Acta Hydrologica Slovaca*, 15, 2, 424 – 433.

RUSNÁK, M., LEHOTSKÝ, M. (2014b). Time-focused investigation of river channel morphological changes due to extreme floods. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 58, 2, 251 – 266.

RUSNÁK, M., LEHOTSKÝ, M., KIDOVÁ, A. (2016) Channel migration inferred from aerial photographs, its timing and environmental consequences as the response to present-day floods (the case study: the meandering Topľa River, Slovak Carpathians). *Moravian Geographical Report*, 34, 3, 32 – 43.

RUSSELL, J. A., BLEDSOE, B. P., HESSION, W. C. (2004). Width of streams and rivers in response to vegetation, bank material, and other factors. *Journal of the American Water Resources Association*, 40, 1159 – 1172.

RUTHERFURD, I. (2000). Some human impacts on Australian stream channel morphology. In Brizga, S., Finlayson, B., eds. *River Management: The Australasian Experience*. John Wiley and Sons, Chichester, 2 – 52.

SALO, J., KALLIOLA, R., HAKKINEN, I., MAKINEN, Y., NIEMELA, P., PUHKAKKA, M., COLEY, P. D. (1986). River dynamics and the diversity of Amazon lowland forest. *Nature*, 332, 254 – 258.

SASS, CH. K., KEANE, T. D. (2012). Application of Rosgen's BANCS model for NE Kansas and the development of predictive streambank erosion curves. *Journal of the American Water Resources Association*, 48, 1 – 14.

SCHUMM, S. A. (1960). The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352-B, 17 – 30.

SCHUMM, S. A. (1977): *The Fluvial System*. Wiley, New York, 338 p.

SCHUMM, S. A. (1979). Geomorphic Thresholds: The Concept and its Applications. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 54, 485 – 515.

SIMON, A., CURINI, A., DARBY, S. E., LANGENDOEN, E. J. (2000). Bank and near-bank processes in an incised channel. *Geomorphology*, 35, 193 – 217.

SIMON, A., HUPP, C. R. (1987). Geomorphic and vegetative recovery processes along modified Tennessee streams: an interdisciplinary approach to distributed fluvial systems. *Forest Hydrology and Watershed Management*, 167, 251 – 262.

SIPOS, G., KISS, T. (2004). Island development and morphological stability on the lowland reach of river Maros, Hungary. *Geomorphologia Slovaca*, 4, 1, 52 – 60.

SHMU (2001). *Povodie Bodrogu. Hydrologické a vodohospodárske problémy*. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava. <<http://www.shmu.sk/sk/?page=130>>. On line [January 07th 2011].

SMITH, D. G. (1976). Effect of vegetation on lateral migration of a glacier meltwater river. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 857 – 860.

SURIAN, N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1135 – 1151.

SURIAN, N., CISOTTO, A. (2007). Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1641 – 1656.

SURIAN, N., RINALDI, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, 307 – 326.

SURIAN, N., ZILIANI, L., COMITI, F., LENZI, M. A., MAO, L. (2009a). Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed rivers of north-eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River research and applications*, 25, 551 – 567.

SURIAN, N., MAO, L., GIACOMIN, M., ZILIANI, L. (2009b). Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1093 – 1107.

STACKE, V., PÁNEK, T., SEDLÁČEK, J. (2014). Late Holocene evolution of the Bečva

- River floodplain (Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Geomorphology*, 206, 440 – 451.
- STANKOVIANSKY, M. (2003). Historical evolution of permanent gullies in the Myjava Hill Land, Slovakia. *Catena*, 51, 223 – 239.
- STARKEL, L. (1983). The reflection of hydrologic change in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In Gregory, K. J., ed. *Background to paleohydrology*, Wiley, Chichester, 213 – 237.
- STARKEL, L. (2002). Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International*, 91, 25 – 32.
- STARKEL, L. (2003). Short-term hydrological changes. In Gregory, K. J., Benito, G., eds. *Paleohydrology, Understanding Global Change*, Wiley, Chichester, 337 – 356.
- STARKEL, L., KALICKI, T., KRAPIEC, M., SOJA, R., GEBICA, P., CZYZOWSKA E. (1996). *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part IV*. Continuo, Wrocław, 158 p.
- STARKEL, L., SOJA, R. & MICHČZYŃSKA, D. J. (2006). Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena*, 66, 24 – 33.
- STN 75 2102 Úpravy riek a potokov.
- STN EN ISO 14688-2, Geotechnický prieskum a skúšky. Pomenovanie a klasifikácia zemín. Časť 2: Princípy klasifikácie.
- STOTT, T. (1997). A comparison of stream bank erosion processes on forested and moorland streams in the Balquhiderd catchments, central Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 383 – 399.
- STOVER, S. C., MONTGOMERY, D. R. (2001). Channel change and flooding, Skokomish River, Washington. *Journal of Hydrology*, 243, 272 – 286.
- SZMAŃDA, J. B. (2004). Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w akumulacji powodziowej – studium przypadku – aluwia pozakorytowe Wisły, Drwicy i Tazyny. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 200, 355 – 372.
- SZMAŃDA, J. B. (2009). Próba interpretacji litodynamicznej warunków sedimentacji litofacji aluwii pozakorytowych Dunaju w Bratisla-
- wie (Słowacja). Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 5, *Ser. Geografia*, 88, 535 – 554.
- SZMAŃDA, J. B. (2010). Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. *Landform Analysis*, 12, 109 – 125.
- SZMAŃDA, J. B. (2011). Akumulacja holocénских aluwii pozakorytowych w świetle badań litodynamicznych - wybrane metody i ich zastosowanie. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, 9, 13 – 21.
- ŠIMO, E., ZAŤKO, M. (2002). Typy režimu odtoku (Mapa č.71). 1 : 2 000 000. Atlas krajiny Slovenskej Republiky (Kapitola IV. – Prvotná krajinná štruktúra). Ministerstvo životného prostredia Slovenskej Republiky, Bratislava, Slovenská agentúra životného prostredia Slovenskej Republiky, Banská Bystrica, 103.
- ŠKARPICH, V., HRADECKÝ, J., DUŠEK, R. (2013). Complex transformation of the geomorphic regime of channels in the forefield of the Moravskoslezské Beskydy Mts.: Case study of the Morávka River (Czech Republic). *Catena*, 111, 25 – 40.
- ŠÚTOR, J., MATI, R., IVANČO, J., GOMBOŠ, M., KUPČO, M., ŠTASTNÝ, P. (1995). *Hydrologia Východoslovenskej nížiny*. Media Group, Michalovce, 467 p.
- YAO, Z., TA, W., JIA, X., XIAO, J. (2011). Bank erosion and accretion along the Ningxia-Inner Mongolia reaches of the Yellow River from 1958 to 2008. *Geomorphology*, 127, 99 – 106.
- WALKER, J. (1999). The application of Geomorphology to the management of river bank erosion. *Water and Environment Journal*, 13, 297 – 300.
- WARD, J. V., TOCKNER, K. (2001). Biodiversity: towards a unifying theme for river ecology. *Freshwater Biology*, 46, 807 – 819.
- WARD, J. V., TOCKNER, K., ARSCOTT, D. B., CLARET, C. (2002). Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology*, 47, 517 – 539.
- WARD, R. (1978): *Floods – A Geographical Perspective*. MacMillan Press, London, 244 p.
- WILLIAMS, P. G. (1978). Bankfull discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14, 1141 – 1154.

WENTWORTH, CH.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 5, 377 – 392.

WYŽGA, B. (1991). Present day downcutting of the Raba River channel and its environmental effects. *Catena*, 18, 551 – 566.

WYŽGA, B. (1993a). River response to channel regulation: Case study of the Raba River, Carpathians, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 541 – 556.

WYŽGA, B. (1993b). Present-day changes in the hydrologic regime of the Raba River (Carpathians, Poland) as inferred from facies pattern and channel geometry. *Alluvial Sedimentation*, 17, 305 – 316.

WYŽGA, B. (1996). Changes in the magnitude and transformation of flood waves subsequent to channelization of the Raba River, Polish Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 749 – 763.

WYŽGA, B. (2001a). A geomorphologist's criticism of the engineering approach to channelization of gravel-bed rivers: Case study of the Raba River, Polish Carpathians. *Environmental Management*, 28, 341 – 358.

WYŽGA, B. (2001b). Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisloka Rivers, southern Poland, on the conditions of overbank deposition. *Regulated Rivers: Research & Management*, 17, 85 – 100.

ZÁMOLYI, J., SZÉKELY, B., DRAGANITS, E., TIMÁR, G. (2010). Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology*, 122, 231 – 243.

ZANONI, L., GURNELL, A. M., DRAKE, N., SURIAN, N. (2008). Island Dynamics in a braided river from analysis of historical maps and air photographs. *River Research and Applications*, 24, 1141 – 1159.

GEOMORPHOLOGIA SLOVACA ET BOHEMICA

Volume 18, 2018 — Issue 1

ISSN 1337–6799