

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Peter Michalovič

Geomorfologický vývoj územia Prahy v kvartéri
ako zásadný fenomén štruktúry a intenzity recentných morfogenetických procesov

Geomorphological development of the Prague area in the Quaternary
as an essential phenomenon of structure and intensity
of recent morphogenetic processes

Diplomová práca

Vedúci práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Praha, 2021

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Jméno a příjmení: **Peter Michalovič**

Datum a místo narození: **12.7.1995, Bojnice**

Studijní obor: **Fyzická geografie a geoekologie**

Garant studijního programu/oboru vám schválil přidělení této diplomové práce:

Téma práce: **Geomorfologický vývoj území Prahy v kvartéru**

Předběžná náplň práce:

Výzkum geomorfologického vývoje území Prahy, zaměřený na dynamiku a integraci morfostrukturních a klimato-morfogenetických procesů během kvartéru.

Vedoucí diplomové práce: **prof. RNDr. Kalvoda Jan, DrSc.**

Datum zadání diplomové práce: 29.11.2018

Termín odevzdání diplomové práce: dle harmonogramu příslušného akademického roku

V Praze dne 4.12.2021

.....
Garant studijního programu/oboru

Čestné prehlásenie

Prehlasujem, že som predloženú diplomovú prácu „Geomorfologický vývoj územia Prahy v kvartéri ako zásadný fenomén štruktúry a intenzity recentných morfogenetických procesov“ vypracoval samostatne, pričom všetky použité zdroje a literatúra boli riadne citované. Práca nebola využitá ako záverečná práca na získanie iného alebo obdobného titulu vysokoškolskej kvalifikácie.

Praha, dňa

.....

Peter Michalovič

Pod'akovanie

Ďakujem vedúcemu diplomovej práce prof. RNDr. Janu Kalvodovi, DrSc. za cenné rady a pripomienky, trpezlivosť a podporu pri tvorbe diplomovej práce.

Ďakujem tiež pánovi Ing. Martinovi Havlíčkovi z Ministerstva zemědělství České republiky za sprístupnenie vrstiev erózneho ohrozenia pôd ČR.

V neposlednom rade ďakujem mojej rodine za podporu a pochopenie počas celého môjho štúdia.

Abstrakt

Územie Prahy predstavuje jedinečný georeliéf tvorený zarovnanými úrovňami Pražskej plošiny, do ktorej sú zahĺbené antecedentné a epigenetické údolia vodných tokov. V predloženej práci je na základe analýzy dostupných literárnych prameňov popísaný súčasný stav poznania o geomorfologickom vývoji územia Prahy, a to s dôrazom na klimato-morfogenetické procesy v priebehu kvartéru. Hlavným cieľom výskumu je identifikácia areálov intenzívnych súčasných geomorfologických procesov prostredníctvom analýzy priestorových dát o reliéfe. Zistené poznatky boli doplnené terénnym prieskumom dvoch vybraných lokalít intenzívnych súčasných zmien povrchových tvarov. Bola vykonaná regionalizácia území vystavených intenzívnym recentným geomorfologickým procesom, predstavujúcich určité geomorfologické ohrozenia, prezentovaná aj vo forme mapových výstupov a ďalšej grafickej dokumentácie. V práci je ukázané, že štruktúra a intenzita súčasných geomorfologických procesov na území Prahy je významným spôsobom ovplyvnená vývojom reliéfu tohto územia v kvartéri.

Kľúčové slová: Geomorfologický vývoj, kvartér, recentné geomorfologické procesy, Praha.

Abstract

The Prague area represents a unique georelief composed of planation surfaces of Prague Plateau with deeply incised antecedent and epigenetic valleys of rivers and streams. In the presented paper, the current state of the art on geomorphological development of the Prague area, and that with focus on climate-morphogenetic processes during the Quaternary, is described, based on the evaluation of literature and field recognitions. The principal aim of the research is to identify areas of intensive recent geomorphic processes in the region of Prague, by means of the terrain spatial data analysis. The recorded results were complemented by a terrain survey on the two selected locations that are a subject to current intensive landform changes. Identification of the areas exposed to intensive recent geomorphic processes that pose certain natural hazards, was performed and presented in thematic maps and related graphical documentation. In the paper is clearly emphasized that the structure and intensity of recent geomorphological processes in the Prague area is significantly influenced by a long-term evolution of landforms during the Quaternary.

Key words: Geomorphological evolution, Quaternary, recent geomorphological processes, Prague.

Obsah

1	Úvod.....	8
1.1	Téma a ciele práce	8
1.2	Priebeh výskumu a štruktúra práce.....	9
2	Metódy výskumu.....	11
2.1	Poznatky publikovanej literatúry	11
2.2	Metódy spracovania analytických dát a terénneho prieskumu	12
2.3	Morfometrická analýza reliéfu a recentné geomorfologické procesy	13
2.4	Identifikácia areálov intenzívnych zmien súčasných povrchových tvarov	15
3	Fyzickogeografická charakteristika územia Prahy.....	17
3.1	Geologická a geomorfologická situácia	17
3.2	Klimatické podmienky	19
3.3	Hydrologické podmienky	21
3.4	Pedologické pomery	22
4	Predkvartérny vývoj reliéfu územia Prahy.....	24
4.1	Geologická história v proterozoiku a paleozoiku	24
4.1.1	Geologická stavba Barrandienu	24
4.1.2	Proterozoikum	24
4.1.3	Paleozoikum	25
4.1.4	Tektonika a vulkanická činnosť v paleozoiku.....	28
4.2	Paleogeografický vývoj reliéfu v mezozoiku a terciéri	31
4.2.1	Mezozoikum.....	31
4.2.2	Terciér	32
5	Paleogeografický vývoj územia Prahy v kvartéri	36
5.1	Hlavné klimato-morfogenetické procesy v kvartéri	36
5.2	Relikty zarovnaných úrovní a štruktúrnych tabúl'	39
5.3	Fluviálne procesy a tvary reliéfu	41
5.4	Vývoj svahov a svahové procesy.....	53
5.5	Eolické procesy a tvary reliéfu	57
5.6	Antropogénne procesy a zmeny povrchových tvarov	60
6	Súčasný stav a rozmanitosť povrchových tvarov na území Prahy.....	63
6.1	Geomorfologické členenie územia Prahy	63
6.1.1	Pražská plošina	63
6.1.2	Hořovická pahorkatina	67
6.1.3	Brdská vrchovina.....	68
6.1.4	Benešovská pahorkatina	68
6.1.5	Středolabská tabuľa	69

6.2	Základná morfológická analýza reliéfu územia Prahy	70
6.2.1	Výšková stupňovitosť.....	70
6.2.2	Sklon svahov	71
6.2.3	Relatívna výšková členitosť územia Prahy	72
7	Recentné geomorfologické procesy na území Prahy	74
7.1	Hlavné typy recentných klimato-morfogenetických procesov	74
7.2	Hodnotenie erózneho ohrozenia na úrovni geomorfologických okrskov.....	76
7.3	Rozmanitosť a intenzita recentných geomorfologických procesov ako dôsledok vývoja povrchových tvarov v kvartéri	81
8	Identifikácia areálov s vysokou intenzitou recentných geomorfologických procesov na území Prahy	84
8.1	Analýza vybraných regionálnych identifikátorov geomorfologických ohrození	84
8.1.1	Priemerná relatívna výšková členitosť povodí IV. rádu.....	84
8.1.2	Priemerný LS faktor povodí IV. rádu.....	85
8.1.3	Erózne ohrozenie povodí IV. rádu	86
8.1.4	Rozmiestnenie a parametre skalných útvarov a skalných zrázov	87
8.1.5	Rozmiestnenie a parametre terénnych stupňov	90
8.1.6	Rozmiestnenie a plocha zosuvov	91
8.1.7	Rozmiestnenie a plocha záplavových území pri Q100	93
8.1.8	Súhrn poznatkov o priestorovej štruktúre intenzívnych geomorfologických procesov	93
8.2	Príklady lokalít s vysokou intenzitou recentných geomorfologických procesov na území Prahy	98
8.2.1	Svahové procesy a javy na východných svahoch Petřína	98
8.2.2	Geomorfologické procesy pod sútokom Berounky a Vltavy u Zbraslavi	113
9	Diskusia.....	124
9.1	Súčasný stav poznatkov o geomorfologickom vývoji územia Prahy	124
9.2	Vyhodnotenie výsledkov analýzy a syntézy priestorových dát.....	125
9.3	Vyhodnotenie výsledkov terénneho prieskumu	126
9.4	Význam kvartérneho vývoja povrchových tvarov pre štruktúru a intenzitu recentných geomorfologických procesov	128
10	Závery.....	129
	Literatúra	131
	Elektronické zdroje	135
	Prílohy	136
	Zoznam obrázkov	139
	Zoznam tabuliek.....	145

1 Úvod

1.1 *Téma a ciele práce*

Územie Prahy a jej najbližšieho okolia predstavuje v rámci strednej Európy unikátny súbor tvarov reliéfu, ktoré dokladujú jeho polygenetický vývoj od paleogénu po mladšie kenozoikum. Pôsobením klimato-morfogentických procesov dochádza od začiatku treťohôr postupne k obnaženiu bazálnej zvetrávacej plochy kriedových hornín a k vytvoreniu rozsiahleho zarovnaného povrchu (napr. Demek, 1987; Balatka & Kalvoda, 2006). Do takto vytvoreného peneplénu sa v neogéne, a predovšetkým v pleistocéne, postupne zarezávali vodné toky riečnej siete menej či viac zhodnej so súčasnou. V pleistocénnych klimatických výkyvoch sa uplatňovali rozsiahle klimaticky a neotektonicky podmienené eróžno-denudačné a akumuláčnne procesy, ktoré dali vzniknúť väčšine povrchových tvarov územia Prahy, vrátane fluvialných terás a sprašových plošín. V holocéne sa popri prevládajúcich prirodzene pôsobiacich fluvialných a svahových procesoch čoraz viac uplatňuje aj antropogénny vplyv na tvorbu reliéfu.

Jedným z menej preštudovaných problémov je hodnotenie súčasnej dynamiky exogénnych geomorfologických procesov, kde sa prejavuje absencia vhodných publikácií či štúdií. Na druhej strane je dostupný pomerne veľký objem dát o uvažovanom území, z ktorých je možné odvodiť základné parametre reliéfu, prípadne aj pozorovať v hrubých rysoch recentné geomorfologické pochody. V súčasnosti na uvažovanom území Prahy pravdepodobne chýba výskumná aktivita zameraná na prirodzene prebiehajúce geomorfologické procesy a tvary. Pre územný rozsah podobný študovanému územiu bola vypracovaná pomerne podrobná geomorfologická schéma hlavných tvarov súčasného reliéfu v práci Balatku (2001; podrobnejšie v kap. 5), avšak podobné schémy vo veľkej mierke nie sú k dispozícii.

Ciele predloženej práce sú 1) na základe publikovanej literatúry zdokumentovať geomorfologický vývoj územia Prahy, s dôrazom na klimato-morfogenetické procesy v kvartéri, a následne 2) podľa zistených poznatkov a analýzy priestorových dát identifikovať oblasti intenzívnych recentných geomorfologických procesov na území Prahy. Výsledky sú tiež overené terénnym prieskumom jednak vo vybraných identifikovaných lokalitách, jednak na dvoch reprezentatívnych územiach so zdokumentovanou históriou recentných geomorfologických procesov.

Z hľadiska priestorového rozsahu zmien reliéfu zohrávajú najvýznamnejšiu úlohu už od stredoveku stavebné úpravy, a to predovšetkým v centrálnej časti územia Prahy. Významný

vplyv na tvorbu a pretváranie reliéfu mali, príp. majú tiež ťažobné tvary, najmä po tehelniach a lomoch stavebného kameňa (Cílek, 2001). V predloženej práci je týmto antropogénnym formám reliéfu venovaná pozornosť hlavne v súvislosti s ovplyvnením už existujúcich tvarov vzniknutých prirodzenými procesmi, resp. je sledovaný ich ďalší vývoj po opustení činnosti človeka. Hlavným výskumným objektom však zostávajú prirodzene pôsobiace geomorfologické pochody a nimi vytvorené formy reliéfu.

1.2 *Priebeh výskumu a štruktúra práce*

Výskum prebiehal v troch hlavných etapách. V prvej etape boli analyzované doterajšie poznatky o geomorfologickom vývoji územia Prahy v literatúre. Na základe faktov zistených pri štúdiu relevantných publikácií boli v druhej etape zhromaždené digitálne dáta o reliéfe, geologickej stavbe, polohopise a výškopise, ktoré boli následne spracované v analytických mapách (kapitoly 6.2, 7 a 8.1). Kapitola 8 obsahuje analýzu a interpretáciu poznatkov o intenzívnych recentných geomorfologických procesoch územia Prahy získaných z priestorovej analýzy dát. V tretej etape boli informácie získané v priebehu prvých dvoch etáp overené v teréne v lokalitách predpokladaného výskytu intenzívnych recentných geomorfologických procesov.

Záujmovým územím výskumu je Praha a jej okolie; takto definované územie ale nemá jednotné vymedzenie. Z administratívneho hľadiska sa môže jednať o územie kraja Hlavní město Praha, ktorý je tvorený jediným okresom (Praha) a katastrálnymi územiami obce Praha. Avšak použitie administratívneho členenia nie je vzhľadom na povahu študovaných prírodných pomerov dostačujúce, a preto v prácach zaoberajúcich sa okrem iného aj geomorfologickým vývojom územia Prahy je toto územie väčšinou chápané v širších súvislostiach. Plochu s rozlohou 1020 km², vymedzenú pri základnom geologickej mapovaní Prahy a jej okolia v mierke 1 : 25 000 popisuje v práci o neživej prírode Prahy a jej okolia Kovanda et al. (2001). Okraje mapového listu sa v takto vymedzenom území nachádzajú medzi obcami Buštěhrad, Karlštejn, Káraný a Mnichovice. Institut plánování a rozvoje hlavního města Prahy (ďalej len IPR) v súčasnosti pracuje s plochou 1050 km², ktorá vychádza z kladu mapových listov 1 : 5 000. V porovnaní z predchádzajúcim vymedzením došlo k jeho skráteniu v smere Z – V a naopak predĺženiu v smere S – J. Vzhľadom k dostupnosti a aktuálnosti mapových a dátových podkladov je aj v tejto práci ako územie Prahy a jej okolia (ďalej len „uvažované územie Prahy“) použité vymedzenie podľa IPR.

Predložená práca je štruktúrovaná do 10 hlavných kapitol. Kapitola 1 popisuje úvod do problematiky, ciele práce, priebeh a štruktúru výskumu. Kapitola 2 sa zaoberá metodickými

postupmi, ktoré zahŕňajú štúdium a syntézu poznatkov publikovanej literatúry, spracovanie digitálnych dát a terénny prieskum na reprezentatívnych lokalitách intenzívnych recentných geomorfologických procesov. Kapitola 3 predstavuje vymedzenie a fyzicko-geografickú charakteristiku študovaného územia Prahy. Charakterizované sú prvky fyzicko-geografickej sféry s najvýraznejšou väzbou na geomorfologické pomery. Štvrtá kapitola sa zaoberá predkvartérnym vývojom reliéfu územia Prahy podľa poznatkov publikovanej literatúry. Kapitola 5 je zameraná na syntézu informácií o vývoji územia Prahy v kvartéri, s dôrazom na popis kvartérnych klimato-morfogenetických procesov a ich dôsledkov na vývoj reliéfu. Definované sú tiež hlavné antropogénne vplyvy na vývoj reliéfu študovaného územia. Kapitola 6 je v prvej časti (6.1) venovaná charakteristike geomorfologických jednotiek na území Prahy podľa vybraného členenia (Demek & Mackovčin, 2006). Druhá časť (kapitola 6.2) predstavuje základné morfometrické analýzy reliéfu územia Prahy – výškovú stupňovitosť, sklon svahov a relatívnu výškovú členitosť – spracované na základe výškopisných dát. V 7. kapitole sú identifikované hlavné recentné geomorfologické procesy na území Prahy, je analyzovaná ich prepojenosť s predchádzajúcim kvartérnym vývojom reliéfu, a tiež sú identifikované geomorfologické okrsky s vysokou intenzitou vodnej erózie pôdy. V 8. kapitole sú analyzované vybrané dáta, ktoré sa ukázali ako dôležité vo vzťahu k súčasným zmenám povrchových tvarov na uvažovanom území, na úrovni povodí IV. rádu. Následne sú v kapitole 8.1.8 presnejšie identifikované areály vystavené intenzívnym recentným geomorfologickým procesom. Kapitola 8.2 prezentuje výsledky terénneho prieskumu na 2 reprezentatívnych lokalitách so zdokumentovanou históriou recentných geomorfologických procesov. V kapitole 9 sú zosumarizované dosiahnuté výsledky, identifikované hlavné výhody a limity použitých metodických postupov a informačných prameňov. Je tiež zdôraznená väzba súčasnej štruktúry a intenzity reliéfových procesov na predchádzajúci, predovšetkým kvartérny vývoj. Záverečná 10. kapitola obsahuje zhrnutie hlavných výsledkov predloženej práce s ohľadom na stanovené ciele výskumu.

2 Metódy výskumu

2.1 Poznatky publikovanej literatúry

Prírodné prostredie Prahy a jej okolia je z geologického (napr. Barrande et al., 1852), a do veľkej miery aj geomorfologického hľadiska dobre preskúmané. Súborný prehľad o geologickom vývoji územia Prahy, ktorý je podstatný pre morfoštruktúrny charakter územia, poskytuje práca Kovandu et al. (2001). V nej sa autori do určitej miery venujú tiež geomorfologickému vývoju územia, napr. pomerne podrobne je spracovaný vznik a vývoj tvarov reliéfu kvartérneho veku, predovšetkým fluviálnych terás. Súhrn poznatkov o vývoji reliéfu študovaného územia je zahrnutý v kapitole o geomorfologických pomeroch a regionalizácii (Balatka, 2001). Prehľad geomorfologického vývoja celého územia Českej republiky v kvartéri je spracovaný v publikácii Czudka (2005). V nej sa autor pomerne podrobne venuje popisu vzniku a vývoja exogénnych geomorfologických tvarov, avšak samotné uvažované územie Prahy je tu pokryté len čiastočne. Komplexný pohľad na vývoj prírodného prostredia v kvartéri v strednej Európe obsahuje dielo Ložka (1973), pričom oblasť Prahy a jej okolia patrila pri tvorbe tejto publikácie medzi jedno z modelových území.

Pomerne veľké množstvo publikácií sa venuje vybraným kvartérnym tvarom a formám reliéfu. Zrejme najvhodnejším príkladom sú práce o systéme pleistocénnych fluviálnych terás, vrátane ich podrobnej klasifikácie (napr. Záruba, 1943; Záruba et al., 1977; Balatka & Loučková, 1992; Tyráček et al., 2004). Vývoju svahových a sprašových sérií sú venované viaceré práce Ložka (napr. Ložek, 1960; Ložek & Šibrava, 1968; Ložek, 1990). Ďalším zdrojom informácií o geomorfologickom vývoji študovaného územia sú publikácie zamerané na geomorfologickú regionalizáciu. Sem patria predovšetkým práce Balatku & Kalvodu (2006) a Demka & Mackovčina (2006).

Významným poznatkom je vzhľadom na geologickú históriu a geomorfologický vývoj územia Prahy koncept polygenetického reliéfu (Demek, 1987). Súčasný reliéf je podľa tohto konceptu výsledkom pôsobenia klimato-morfogenetických procesov približne od vrchného mezozoika. Pri vývoji reliéfu dochádzalo v dôsledku zmien podnebia k pôsobeniu odlišných geomorfologických procesov ako v súčasnosti. Zároveň sa prejavuje efekt tzv. relaxačného času, kedy sa zmena podnebia v závislosti od rozsahu tejto zmeny, geologickej stavby a pod. prejaví na tvaroch reliéfu až po určitom, rôzne dlhom čase. Z uvedeného hľadiska tak možno aj reliéf uvažovaného územia Prahy považovať za polygenetický. Na základe štúdia dostupných publikácií v knižnej aj elektronickej podobe je v kapitolách 4, 5 a 6 prezentovaná syntéza doterajších poznatkov o paleogeografickej histórii, vývoji a členení reliéfu uvažovaného

územia Prahy. Pri výbere relevantných prác sa vychádzalo predovšetkým z ich zamerania na vývoj reliéfu a terénnych tvarov (napr. práce o riečnych terasových systémoch) s dôrazom na geomorfologické procesy mladšieho kenozoika. V predloženej práci sú uvádzané názvy zemepisných a administratívnych lokalít a areálov na území Prahy, ktorých geografická poloha je bežne prístupná na základných topografických mapách a z nich odvodených administratívnych mapách.

2.2 Metódy spracovania analytických dát a terénneho prieskumu

V rámci analytickej etapy prác boli prehľadové mapy geologických a pôdných pomerov, a tiež geomorfologického členenia vizualizované v prostredí programu ArcMap, pričom podkladové dáta boli poskytnuté geografickou sekciou PĚF UK v rámci výukovej databázy geoinformatických predmetov. Na vizualizáciu a analýzu priestorových dát a tvorbu máp bol využitý softvér ArcMap (vydavateľ ESRI) vo verzii 10.7.1. Digitálne priestorové dáta boli prevzaté vo vektorovom (predovšetkým súbory Shapefile) a rastrovom formáte (formát TIFF, prípadne Esri GRID). Ďalej bol využitý MS Excel za účelom spracovania plôch a percentuálnych podielov jednotlivých kategórií morfometrických analýz reliéfu, a tiež na priestorovú analýzu vektorových dát za povodia IV. rádu. Pri určovaní hustoty foriem reliéfu a geomorfologického, resp. hydrologického ohrozenia povodia IV. rádu bola v programe Excel vytvorená kontingenčná tabuľka obsahujúca jedinečný identifikátor (ID) každého zo 127 povodia IV. rádu. Do tejto tabuľky boli potom vložené počty a dĺžky prvkov reliéfu, resp. rozlohy zosuvov a záplavových území s priradeným ID jednotlivých povodia (získané nástrojom Zonal Statistics as Table v ArcMap-e). Vďaka tomu bolo možné prvky a údaje o rozlohe pripojiť na základe ID k príslušným povodiám IV. rádu, a tak zistiť ich počet, dĺžku alebo rozlohu. Získané údaje boli následne vizualizované v mapách pomocou programu ArcMap. Pokiaľ nie je uvedené inak, intervaly uvádzané v legendách k mapám sú zhora uzavreté.

Terénny prieskum prebiehal v roku 2021. V prvej fáze boli dokumentované geomorfologické ohrozenia a prejavy intenzívnych zmien súčasných tvarov povrchu v lokalitách identifikovaných analýzou dát (bližšie v kap. 2.4). Druhá fáza bola zameraná na komplexnejší prieskum dvoch reprezentatívnych lokalít, ktoré sú v literatúre označované ako oblasti s výskytom geomorfologických ohrození (ďalej len „študované lokality“). Zároveň ale obe lokality vykazujú podľa analýz dátových sád predpokladaný výskyt rôznych typov intenzívnych recentných geomorfologických procesov (bližšie v kap. 8.2). Ďalšie kritériá, ktoré boli určujúce pre výber a vymedzenie študovaných lokalít, sú:

- stupeň zachovania tvarov reliéfu (malý rozsah zástavby a iných antropogénnych úprav, hranice lokalít často kopírujú hranice maloplošných zvláštne chránených území);
- zachytenie údolí, svahov a hrebeňových partií (príp. vrcholových plošín) v každej z lokalít (nie vždy to bolo možné vzhľadom na okolitú zástavbu);
- intenzívne pôsobenie svahových a fluviálnych geomorfologických procesov ako hlavných geomorfologických procesov holocénu.

V oboch vybraných lokalitách prebehla fotografická dokumentácia viditeľných prejavov prevažne recentných geomorfologických procesov za použitia fotoaparátu mobilného telefónu s rozlíšením 5 Mpix. V programe ArcMap boli následne spracované prehľadové mapy študovaných lokalít s vyznačením ich hraníc a presných miest obstarania fotografií. Okrem toho boli vytvorené tiež geologické mapy študovaných lokalít na základe vektorizácie geologickej mapy 1:50 000 (WMS služba Českej geologickej služby). Výsledný prieskum tak zahŕňa stručný popis geologických a geomorfologických pomerov a identifikáciu typov a rozsahov geomorfologických ohrození každej zo sledovaných lokalít.

2.3 Morfometrická analýza reliéfu a recentné geomorfologické procesy

Pre potrebu výpočtov základných morfometrických parametrov reliéfu uvažovaného územia Prahy (kap. 6.2) bol v programe ArcMap skonštruovaný digitálny model reliéfu (ďalej DMR). Základnými podkladmi pre jeho tvorbu boli výškopisné dáta tvorené vrstevnicami v intervale 5 m (IPR hl. m. Prahy) a vrstva kótovaných bodov z databázy Data50 (ČÚZK). Pre spresnenie výsledného modelu boli použité vrstvy vodných plôch z databázy Data50, vodných tokov z databázy DIBAVOD (VÚV TGM) a hranica záujmového územia (IPR hl. m. Prahy). Pri voľbe veľkosti bunky (pixelu) rastrového digitálneho modelu reliéfu sa vychádzalo zo vzťahu (Hengl, 2006):

$$r = \frac{A}{2 \cdot \sum l}$$

kde r je veľkosť bunky v metroch, A je rozloha záujmového územia v m^2 a $\sum l$ kumulatívna dĺžka všetkých vrstevníc v záujmovom území v metroch. Pre celé uvažované územie Prahy o rozlohe 1050 km^2 bola pri použití vrstevníc s intervalom 5 m vypočítaná hodnota 31 m, ktorá bola následne upravená na štandardne používanú veľkosť bunky 25 m. Táto veľkosť je pre celú plochu uvažovaného územia dostatočne presná za súčasného šetrenia pamäťového média osobného počítača. Zároveň umožňuje pomerne rýchle dielčie analýzy, výsledkom ktorých sú mapy odvodené z DMR s rovnakou veľkosťou bunky. Jedná sa o mapy

výškovej stupňovitosti, sklonu svahov a relatívnej výškovej členitosti uvažovaného územia, spolu s tabuľkovým vyjadrením rozlohy a percentuálnych podielov jednotlivých kategórií uvedených parametrov. Pri mapovaní relatívnej výškovej členitosti bola použitá klasifikačná škála podľa Kudrnovskej & Kousala (1971), pričom bola zvolená veľkosť hodnotiaceho štvorca 1×1 km, aby boli pokryté pomerne veľké výškové rozdiely predovšetkým medzi kaňonovitými údoliami Vltavy a Berounky a ich najbližším okolím. Presnú metodiku výpočtu uvádza Křížek et al. (2016).

Ako podkladové rastrové dáta pre hodnotenie recentných geomorfologických procesov bola využitá vytvorená mapa relatívnej výškovej členitosti, a tiež dáta poskytnuté Ministerstvom zemědělství ČR, obsahujúce hodnoty LS faktoru a tried erózneho ohrozenia pôd. LS faktor, vyjadrujúci vplyv morfológie reliéfu na vznik a vývoj erózie, je v tomto prípade vyjadrený ako pomer straty pôdy na jednotku plochy svahu k strate pôdy na jednotkovom pozemku s dĺžkou 22,13 m a sklonom svahu $4,05^\circ$. Do výpočtu vstupujú digitálny model reliéfu (DMR 4G) s rozlíšením 5 m, plocha spôsobilá pre výpočet erózie odvodená z využitia územia (LandUse), prvky prerušujúce odtok, protierózne opatrenia a pod. V ČR sa hodnoty LS faktora pohybujú od 0,03 do 65 (Brázda & Kapička, 2020). Triedy erózneho ohrozenia (ďalej TEO) sú výsledkom kategorizácie priemernej dlhodobej straty pôdy G [$t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$], ktorá je výsledkom univerzálnej rovnice straty pôdy USLE (Wischmeier & Smith, 1978). Hodnoty TEO sa pohybujú od 1 do 10; zodpovedajúce hodnoty G uvádza Tabuľka 1.

Tabuľka 1: Hodnoty TEO a zodpovedajúca dlhodobá priemerná strata pôdy G . Zdroj: podľa Brázda & Kapička (2020).

TEO	G [$t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$]
1	$\leq 1,0$
2	1,1 – 2,0
3	2,1 – 3,0
4	3,1 – 4,0
5	4,1 – 8,0
6	8,1 – 10,0
7	10,1 – 12,0
8	12,1 – 20,0
9	20,1 – 30,0
10	$\geq 30,1$

Využitie vyššie uvedených rastrových dát pre hodnotenie dynamiky recentných geomorfologických procesov vychádza z hypotézy platnej pre celý región strednej Európy, že

v holocéne sú najintenzívnejšími prirodzenými geomorfologickými procesmi fluvialne a svahové. Zo svahových procesov je to potom predovšetkým vodná erózia pôdy (Pánek & Kapustová, 2016; Czudek, 2005). Relatívna výšková členitosť je zase vyjadrením energie reliéfu, ktorá podporuje exogénne geomorfologické procesy (Křížek et al., 2016).

Z vektorových dát boli pre hodnotenie recentných geomorfologických procesov na území Prahy využité vrstvy skál, skalných zrázov a terénnych stupňov z databázy Data50 (ČÚZK), vrstva zosuvov z databázy PanGeo (IPR hl. m. Prahy) a plochy záplavových území pri prietoku Q100 z databázy DIBAVOD (VÚV TGM). Skaly a skalné zrázy boli zvolené z dvoch dôvodov. Prvým je morfoštruktúrna väzba na strmé svahy údolí a rozvodné chrbty (Czudek, 2005), druhým je predpokladaná náchylnosť k skalnému rúteniu, ktoré je známe z viacerých lokalít územia Prahy (Kleček et al., 2001). Skalné zrázy sú pritom definované ako skalnaté svahy so sklonom 35 – 55° (Demek, 1987). Pre úplnosť je uvádzané aj priestorové rozloženie terénnych stupňov, ktoré sú ale vo veľkej miere viazané na antropogénne tvary reliéfu, a preto boli z ďalších analýz vylúčené. Zosuvy a záplavy majú na území Prahy dobre zdokumentovanú históriu a hrali dôležitú úlohu pri formovaní reliéfu v nedávnej dobe. Zároveň v súčasnosti predstavujú spolu s procesmi skalného rútenia a erózie pôdy významné geomorfologické ohrozenia (Kalvoda & Balatka, 2016).

2.4 Identifikácia areálov intenzívnych zmien súčasných povrchových tvarov

Pri mapovaní priestorového rozloženia intenzívnych geomorfologických procesov sa pracovalo s dvoma jednotkami, ktoré možno považovať za regionalizačné. Prvou boli geomorfologické okrsky ako najmenšia kategória vybraného členenia reliéfu (Demek & Mackovčín, 2006), pre ktoré boli vypočítané priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti a LS faktora a prevažujúce triedy erózneho ohrozenia. Výhodou použitia geomorfologických okrskov je ich vymedzenie s ohľadom na fyzicko-geografické pomery územia. Hlavným problémom je fakt, že aj okrsky ako hierarchicky najnižšie jednotky vybraného členenia sú často z hľadiska charakteru reliéfu heterogénne. Príkladom môžu byť okrsky Třebotovská plošina VA-2A-1 či Hostivická tabuľa VA-2B-1, zahŕňajúce rozsiahle sprašové plošiny, a zároveň hlboké údolia Litovického (Šáreckého) či Radotínskeho potoka (Obrázok 2 a Obrázok 21).

Vzhľadom na limity pri použití geomorfologických jednotiek, priestorové rozloženie podkladových dát a značne členitému reliéfu uvažovaného územia Prahy boli ďalšie analýzy vzťahnuté k povodiam IV. rádu, dostupnými z databázy DIBAVOD (VÚV TGM). Povodia IV. rádu do veľkej miery reflektujú údolnú sieť, ktorá predstavuje jednu zo základných

makroforiem dlhodobo sa vyvíjajúceho georeliéfu uvažovaného územia. Vďaka tomu je tiež možné pri morfometrických analýzach aspoň čiastočne eliminovať nevýhody štvorcovej siete, ktorá sa často používa pri hodnotení priestorového rozmiestnenia charakteristík reliéfu (Křížek et al., 2016). Ďalšou výhodou tohto prístupu je rýchlosť a jednoduchosť spracovania analýz, pričom výsledky sa do veľkej miery zhodujú so skutočnými geomorfologickými pomermi. Hlavnou nevýhodou sú rozdielne plochy jednotlivých povodí IV. rádu, čo môže viesť k podceneniu intenzity a výskytu recentných geomorfologických procesov a javov v povodiach s väčšou rozlohou. Preto sú pôvodné dáta vstupujúce do analýz zobrazené na mapách, či už samostatných (napr. Obrázok 27 a Obrázok 28) alebo vložené do výsledných analytických máp. Takto bolo možné v prípade potreby identifikovať plošne malé lokality intenzívnych recentných geomorfologických procesov.

Za každé povodie IV. rádu na uvažovanom území Prahy bola vyjadrená priemerná hodnota sklonu svahov, relatívnej výškovej členitosti a LS faktora, prevládajúca trieda erózneho ohrozenia, počet skalných útvarov, dĺžka skalných zrázov a terénnych stupňov, plocha zosuvov a záplavových území pri prietoku Q100. Posledným krokom bola syntéza najvyšších zistených hodnôt vyššie uvedených parametrov (s výnimkou dĺžky terénnych stupňov) vo forme mapy geomorfologických ohrození územia Prahy. Výsledkom je tak identifikácia povodí IV. rádu, kde sa predpokladá výskyt intenzívnych recentných geomorfologických procesov. Overenie správnosti výsledkov analýzy, interpretácie a syntézy dát prebiehalo vo forme terénneho prieskumu za účelom dokumentácie recentných povrchových zmien reliéfu.

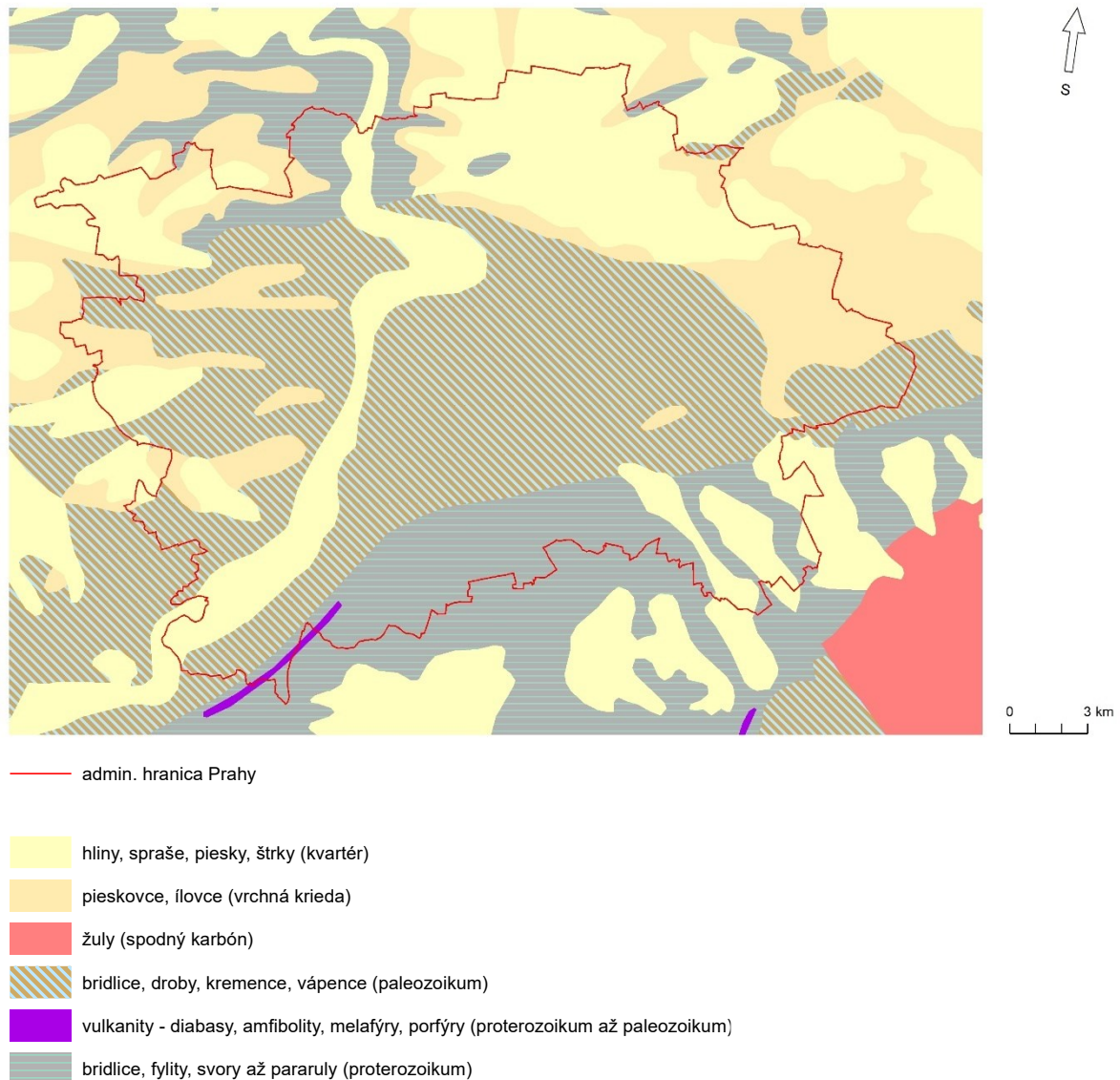
3 Fyzickogeografická charakteristika územia Prahy

V tejto kapitole je podaný základný popis fyzickogeografických charakteristík uvažovaného územia Prahy s väzbami ku geomorfologickému vývoju, čo predstavujú hlavne geologické, hydrologické, klimatické a pôdne pomery. Geomorfologickým pomerom a morfometrickým analýzám reliéfu sú venované kapitoly 6.1 a 6.2.

3.1 Geologická a geomorfologická situácia

Najstaršími horninami budujúcimi uvažované územie Prahy sú proterozoické bridlice, buližníky či droby, ale patria sem tiež bázické a kyslé vulkanity (Kovanda, 2001). Vyskytujú sa predovšetkým na S územia v okolí toku Vltavy a v ostrovoch na S okraji mapy a v j. až jv. časti územia (Obrázok 1). V centrálnej časti uvažovaného územia majú najvýznamnejšie zastúpenie paleozoické horniny ordoviku, silúru a devónu tzv pražskej panvy. Reprezentované sú hlavne bridlicami, kremencami, pieskovecami, vápencami a zlepenkami, ale aj bázickými vulkanitmi (Kovanda, 2001; Němec & Ložek, 1997). Pre jv. cíp územia (Obrázok 1) je charakteristický výskyt granitoidov říčanského a sázavského typu náležiacich do stredočeského plutónu a pôvodom zo spodného karbónu.

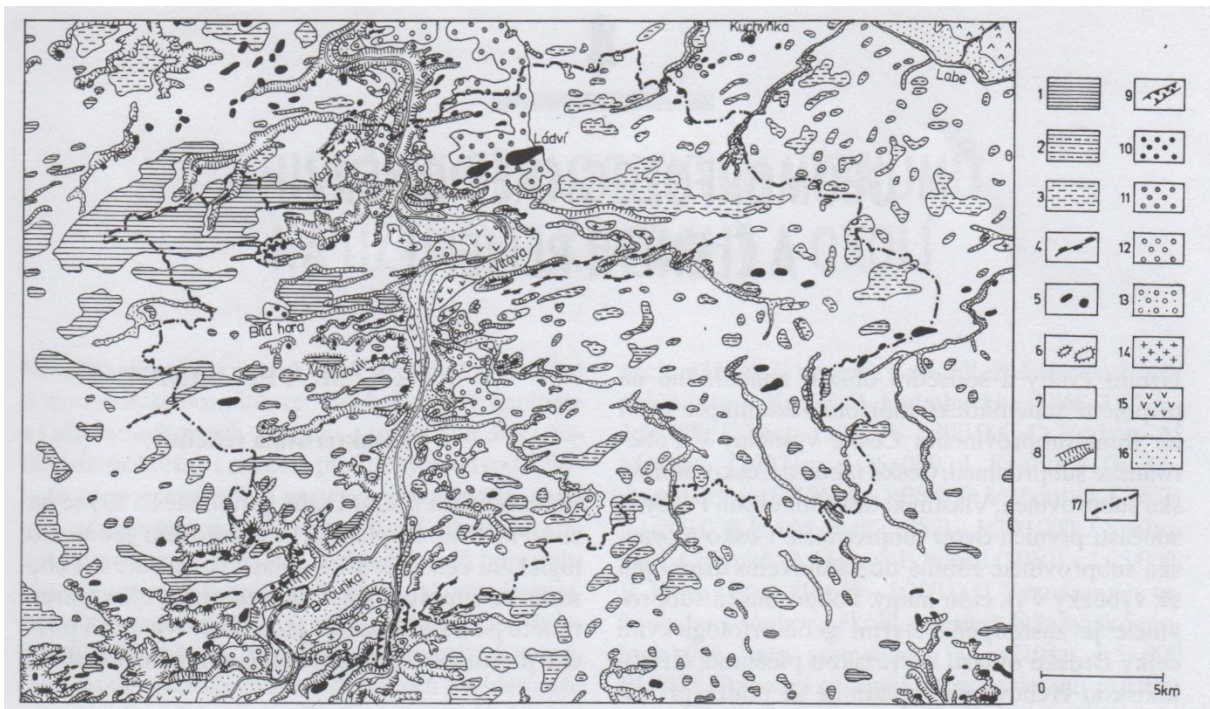
Na Z až SZ, a tiež na V až SV územia vystupujú vrchnokriedové horniny českej kriedovej panvy reprezentované najmä pieskovecami, ílovcami, prachovecami a vápnitými piesčitými prachovecami – opukami (Kovanda, 2001). Neogénne piesky a štrky, vyskytujúce sa ako relikty nad hornou hranou kaňonovitých údolí Vltavy a Berounky v s. a jz. časti územia, nie sú vzhľadom na malú mierku mapy (Obrázok 1) znázornené. Z kvartérnych uloženín zaujímajú najväčšie plochy sprašové sedimenty (hlavne v oblasti Polabskej nížiny na S až SV, ale tiež na Z, J až JV územia), fluviálne štrky a piesky riečnych terás (predovšetkým v rámci údolí Vltavy a Berounky) a holocénne nívne hliny v blízkosti vodných tokov.



Obrázok 1: Prehľadová geologická mapa uvažovaného územia Prahy.

Zdroj: administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; geologický podklad – výuková databáza predmetov geoinformatiky PŘF UK.

Z povrchových tvarov zaberajú najväčšiu rozlohu mierne erózne-denudačné svahy (Obrázok 2). Pomerne rozsiahle plochy zaujímajú aj relikty zarovnaných úrovní a štruktúrnych tabúl, napr. v oblasti Ruzyně či V od Ládví (Obrázok 2; bližšie v kap. 5.2). Významné sú tiež zvyšky pleistocénnych fluviálnych akumulácií, predovšetkým riečnych terás, a holocénne nivy. Členitosť reliéfu dotvárajú početné štruktúrne chrbty či suky, a tiež hlboko zarezané údolia vodných tokov, často ohraničené strmými svahmi (napr. Vltava na j. a s. okraji Prahy, údolia potokov na ľavom brehu Vltavy; Obrázok 2).



Obrázok 2: Prehľad vybraných tvarov reliéfu na území Prahy.

Eróznio-denudačné tvary: 1 – zarovnané povrchy terciérneho veku, tektonicky nedeformované, príp. slabo deformované; 2 – exhumované zarovnané povrchy prevažne terciérneho, čiastočne pleistocénneho veku; 3 – zarovnané povrchy kvartérneho veku; 4 – štruktúrne chrbrty; 5 – suky; 6 – svedecké vrchy; 7 – mierne eróznio-denudačné svahy; 8 – strmé eróznio-denudačné svahy; 9 – prielomové údolia. Akumulačné tvary: plošiny na neogénnych riečnych sedimentoch: 10 – miocénnych, 11 – pliocénnych; plošiny riečnych terás: 12 – vyšších spodnopleistocénnych (donau, günz), 13 – vyšších stredopleistocénnych (mindel), 14 – nižších stredopleistocénnych (riss), 15 – mladopleistocénnych (würm), príp. nižších stredopleistocénnych (mladší riss); 16 – údolné nivy. 17 – hranica Prahy.
 Zdroj: prevzaté z Balatka (2001).

3.2 Klimatické podmienky

Podľa Quittovej klasifikácie klímy (Quitt, 1971) leží uvažované územie Prahy v klimatických oblastiach teplá T2, mierne teplá MT11, MT10, MT9 a MT7 (Obrázok 3). Prakticky celá severná polovica územia, väčšina samotného mesta a najnižšie časti údolia Berounky, spadajú pod teplú klimatickú oblasť s klimatickou jednotkou T2. Tá je charakterizovaná teplými a suchými letami a krátkou, mierne teplou a suchou zimou. Jv. a okraj jz. časti územia patrí do mierne teplej oblasti s jednotkami MT11 až 9, s dlhými, teplými, suchými až mierne suchými letami a mierne teplými až miernymi, suchými až veľmi suchými krátkymi zimami. Iba malá plocha územia v oblasti pohoria Brdy patrí pod jednotku MT7 s teplotne miernymi a mierne suchými letami a mierne chladnými, suchými až mierne suchými zimami (Minářová, 2011).



Obrázok 3: Výrez mapy klimatických oblastí podľa Quitta (1971). Vysvetlenie skratiek klimatických oblastí je uvedené v texte kap. 3.2. Zdroj: https://i2.wp.com/moravske-karpaty.cz/wp-content/uploads/2018/09/Quitt_1971_atlas.jpg.

Predovšetkým teplotné pomery sú ovplyvnené efektom mestského tepelného ostrova, čo v prípade Prahy predstavuje rozdiel priemernej teploty vzduchu vyššej o 1 °C oproti voľnej krajine pri rovnakej nadmorskej výške (Němec & Ložek, 1997). Okrem toho sa prejavuje vplyv nadmorskej výšky, kedy rozdiel v priemernej teplote vzduchu medzi nižšie a vyššie položenými stanicami dosahuje až viac ako 2 °C, a tiež sa prejavuje mierny nárast zrážkových úhrnov s výškou (Obrázok 4). Najčastejšími smermi vetra sú juhozápadný a západný (Němec & Ložek, 1997).

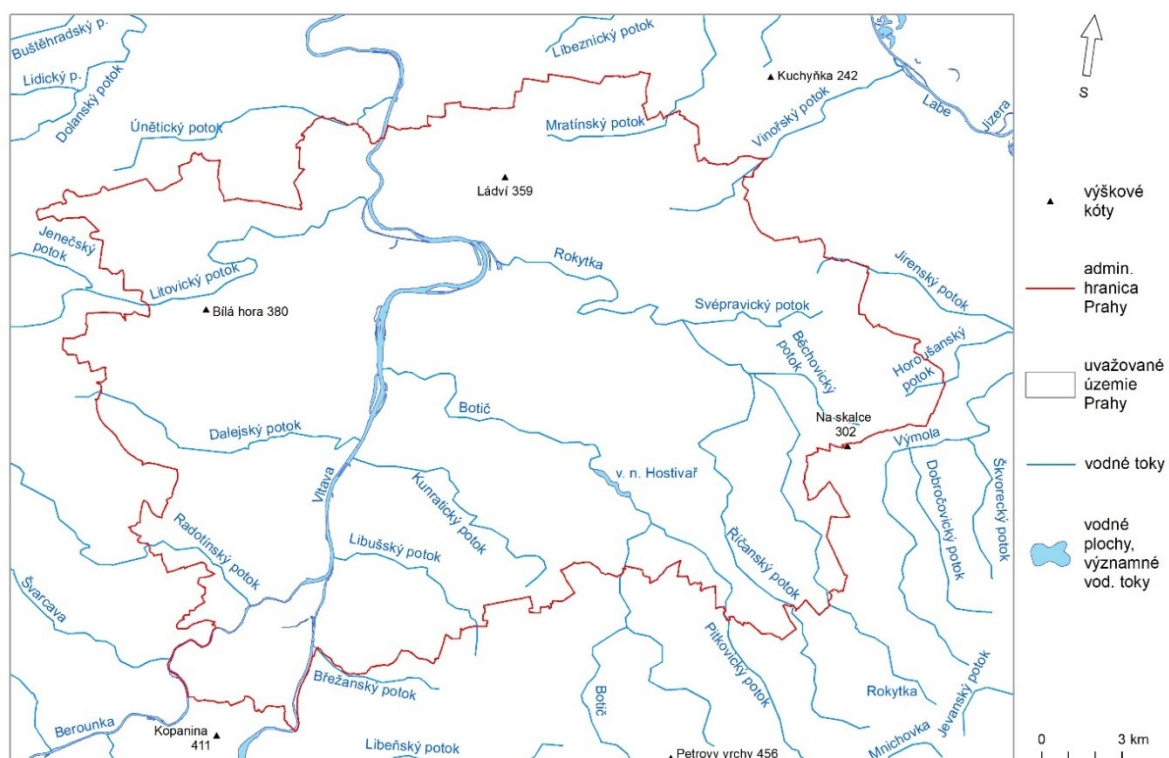
	Charakteristika	1961–1990	1971–2000	1981–2010
Praha - Klementinum (191 m n. m.)	Průměrná roční teplota vzduchu	+10,0 °C	+10,4 °C	+10,8 °C
	Průměrná teplota vzduchu v lednu	-0,2 °C	+0,7 °C	+0,9 °C
	Průměrná teplota vzduchu v červenci	+19,7 °C	+20,1 °C	+20,8 °C
	Průměrný roční srážkový úhrn	469,7 mm	456,5 mm	458,5 mm
	Charakteristika	1961–1990*	1971–2000	1981–2010
Praha - Libuš (302 m n. m.)	Průměrná roční teplota vzduchu	+8,6 °C	+9,0 °C	+9,4 °C
	Průměrný roční srážkový úhrn	535,5 mm	515,3 mm	520,6 mm
	Průměrný roční úhrn doby trvání slunečního svitu	1596,3 h	1615,2 h	1676,2 h
*) dopočteno z měření okolních stanic				
	Charakteristika	1961–1990	1971–2000	1981–2010
Praha - Ruzyně (364 m n. m.)	Průměrná roční teplota vzduchu	+8,1 °C	+8,3 °C	+8,6 °C
	Průměrný roční srážkový úhrn	524,1 mm	501,3 mm	500,7 mm
	Průměrný roční úhrn doby trvání slunečního svitu	1703,3 h	1722,3 h	1784,2 h

Obrázok 4: Základné klimatické charakteristiky vybraných staníc na území Prahy. Zdroj: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/data-ze-stanic-site-RBCN>; <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/praha-klementinum#>.

Pozoruhodný je tiež fakt, že na uvažovanom území Prahy boli zaznamenané historicky najvyššie namerané teploty vzduchu na území Českej republiky. Jedná sa o absolútny teplotný rekord + 40,4 °C zo stanice Dobříchovice v jz. cípe uvažovaného územia z 20. 8. 2012, ako aj o predchádzajúce teplotné maximum +40,2 °C zo stanice Praha – Uhříněves z 27. 7. 1983 (ČHMÚ, 2021).

3.3 Hydrologické podmienky

Najvýznamnejšími tokmi na uvažovanom území Prahy sú Vltava, Berounka a Labe, pričom posledná menovaná rieka zasahuje na študované územie len okrajovo, a to v jeho sv. cípe (Obrázok 5). Priemerný dlhodobý prietok Vltavy pod sútokom s Berouňkou dosahuje $147,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, v prípade Berounky táto hodnota pri ústí je $36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Z početných potokov má najväčšiu dĺžku – 36,2 km a plochu povodia – 140 km^2 Rokytká na pravom brehu Vltavy. Nasleduje Botič s približne paralelným priebehom (Obrázok 5), dĺžkou 33,5 km a plochou povodia 135 km^2 (Němec & Ložek, 1997). Z početných vodných nádrží a rybníkov dosahuje najväčšiu rozlohu (43,8 ha) vodná nádrž Hostivař na Botiči pod sútokom s Pitkovickým potokom (Obrázok 5).

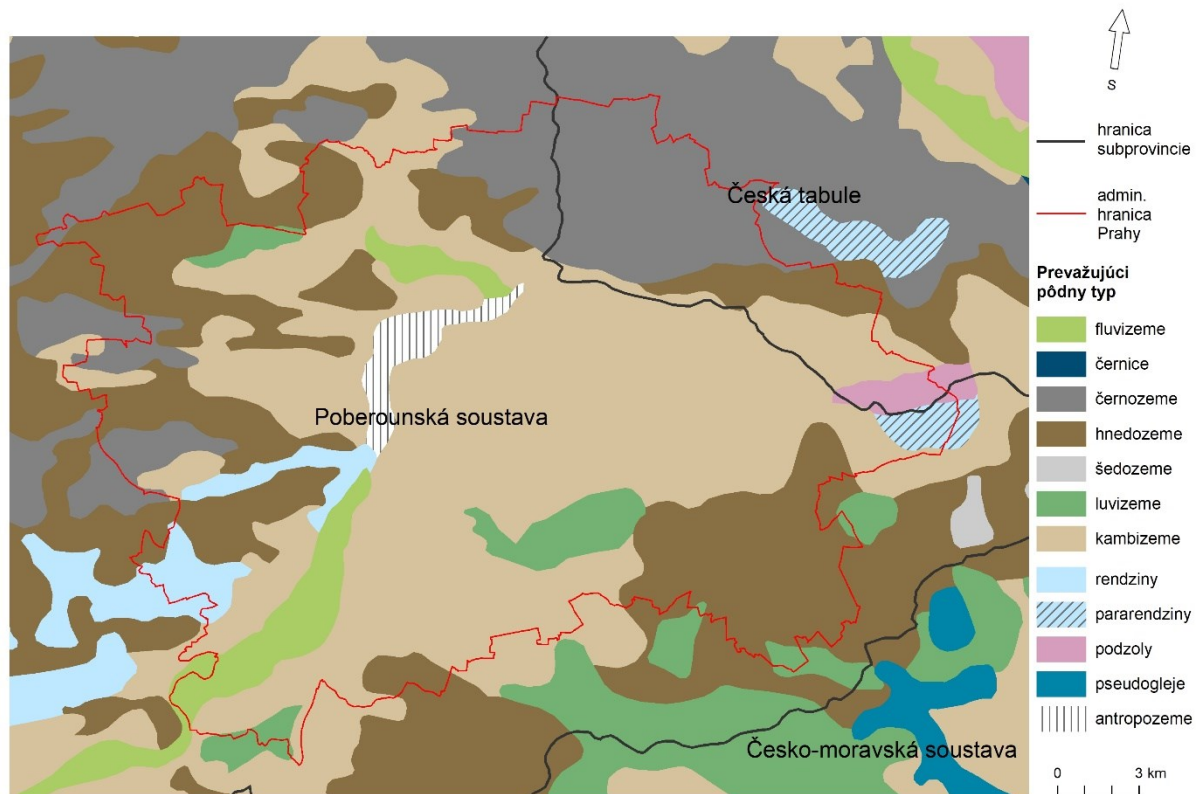


Obrázok 5: Významné vodné toky a plochy na uvažovanom území Prahy.

Zdroj: výškopis, vodné toky – databáza ©ArcČR, (ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, 2016); vodné plochy – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy.

3.4 Pedologické pomery

Podobne ako v prípade geologických a klimatických podmienok sú pôdne pomery uvažovaného územia Prahy značne rozmanité. Pri charakteristike pôdnych typov nachádzajúcich sa na uvažovanom území je vzhľadom na ich previazanosť s geologickým podložím vhodné postupovať podľa fyzicko-geografických celkov, v našom prípade na úrovni sústav (Tomášek, 2001; Obrázok 6).



Obrázok 6: Prehľadová mapa pôdnych typov na uvažovanom území Prahy.

Zdroj: administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek, pôdne typy – výuková databáza predmetov geoinformatiky PŘF UK.

Z hľadiska pôdneho krytu je najviac homogénna Česká tabuľa v sv. časti uvažovaného územia Prahy. Charakteristický je vysoký podiel spraší ako pôdotvorného substrátu, t. z. dominanciu černozemí na sprašiach, príp. karbonátových hlinách. Na ich južnom okraji sú potom lemované úzkym pásom hnedozemí. V j. časti Českej tabule na študovanom území sa vyskytujú hnedé pôdy (kambizeme) na vrchnokriedových pieskovcoch a opukách. Doplnené sú pod lesmi na extrémnych stanovištiach podzolmi, predovšetkým na pieskovcoch (Úvaly, pravý breh Labe; Obrázok 6) a pararendzinami na odkryvoch opúk (Tomášek, 2001).

Poberounská sústava, ktorá zaberá na uvažovanom území Prahy najväčšiu plochu, sa vyznačuje pestrou škálou hornín tvoriacich pôdotvorný substrát. Na SZ tejto sústavy sa

na sprašových sedimentoch vyskytujú černoze a hnedoze, pričom ale druhé menované dosahujú oveľa väčší podiel ako v prípade Českej tabule. Na JV na sprašiach ležia prakticky už len hnedoze. Veľmi rozšírený je výskyt bohatej škály kambizemí, od ľahkých na pieskovochoch po ťažšie na bridliciach. Pre terasové akumulácie na pravom brehu Vltavy je typický výskyt ľahkých hnedých pôd. Predovšetkým pod lesmi sa miestami vyskytujú luvizeme. Na JZ Poberounskej sústavy v oblasti Českého krasu sa výraznejšie uplatňujú rendziny na vápencoch spolu so starými pôdami (terrae calcis) na rezíduách vápencov. Lokálne sa na rozpadoch pevných hornín, napr. silicitoch a kremencoch, vyskytujú tiež rankery. Významný je tiež podiel antropogénnych pôd, predovšetkým v oblasti zástavby centrálnej časti Prahy (Tomášek, 2001; Obrázok 6).

JV okraj uvažovaného územia Prahy patrí pod Česko-moravskú sústavu, budovanú kvartérnymi sedimentami, metamorfickými a granitoidmi. Klíma je chladnejšia a vlhkejšia, čo spolu s vyššou nadmorskou výškou (nad 400 m n. m.) a pomerne členitým reliéfom vytvára vhodné podmienky pre vysoký podiel luvizemí a pseudoglejov. Vyskytujú sa tiež hnedoze vytvorené na svahových hlinách a prevažne kyslé kambizeme (Tomášek, 2001; Obrázok 6).

V rámci celého záujmového územia sa vo väzbe na holocénne nivné a deluviofluviálne sedimenty stretávame s nivnými pôdami (fluvizeme), a to najmä v údoliach väčších tokov. V prípade menších tokov ich miesto zaujímajú černice, resp. gleje v oblastiach mimo prevahy černozemí.

4 Predkvartérny vývoj reliéfu územia Prahy

4.1 Geologická história v proterozoiku a paleozoiku

4.1.1 Geologická stavba Barrandienu

Proterozoické a paleozoické horninové podložie na uvažovanom území Prahy je súčasťou regionálnej geologickej jednotky Barrandien. Tá sa tiahne od SV k JZ od Kostelce nad Labem po Domažlicko. Na uvažovanom území Prahy je Barrandien na svojom sz. a jv. okraji budovaný nemetamorfovanými až slabo metamorfovanými horninami vrchného proterozoika. V centrálnej časti pretiahnutej v smere pozdĺžnej osi prevládajú horniny spodného paleozoika. V s. a sz. časti sa tieto horniny vnárajú pod karbónske a kriedové sedimentárne horniny, na JV sa stretávajú so stredočeským plutónom (Petránek & Synek, 2007). Horniny sz. a jv. proterozoického krídla Barrandienu sčasti vystupujú na povrch, sčasti sú kryté mladšími sedimentami (v s. a j., resp. jv. časti uvažovaného územia (Mašek, 2001).

4.1.2 Proterozoikum

Najstarším identifikovaným geologickým podložíom na území Prahy sú horniny vrchného proterozoika, ktoré sú súčasťou Barrandienu. Na povrch vystupujú v severozápadnej a juhovýchodnej časti územia, v hĺbke ale tvoria podložie všetkých mladších sedimentárnych hornín. Vek týchto vrchnoproterozoických súvrství sa odhaduje na 1,1 miliardy až 550 miliónov rokov a dosahujú mocnosti až 10 km (Kovanda, 2001; Petránek & Synek, 2007; Štelcl & Vávra, 2007). Vznikli sedimentáciou zvetralín transportovaných z prekambrickej kontinentálnej kôry na dne okrajového mora. Morská transgresia vrchného proterozoika a spodného paleozoika ďalej umocnila tento proces (Kalvoda & Balatka, 2016). Sedimentácia prebiehala v prevažne hlbokomorskom prostredí – pravdepodobne sa jednalo o prostredie podobné dnešným aktívnym kontinentálnym okrajom s ostrovnými oblúkmi (Mašek, 2001). Preto väčšinou súčasne so sedimentáciou prebiehala aj vulkanická činnosť (Štelcl & Vávra, 2007). Medzi horniny vrchného proterozoika patria na území Prahy prevažne rôzne typy bridlíc, drob a silicítov, lokálne doplnené kyslými či bázickými vulkanitmi. Zo silicítov sú zastúpené šedé alebo čierne, známe tiež ako buližníky, ktorých vznik bol pravdepodobne spojený s pôsobením hydrotermálnych roztokov súvisiacich s vulkanickou činnosťou (Štelcl & Vávra, 2007).

Súvrstvia barrandienskeho proterozoika sa delia na niekoľko častí podľa litologických charakteristík. Základnými litostratigrafickými jednotkami sú kralupsko-zbraslavská skupina (staršia, s vulkanitmi) a štěchovická skupina (mladšia, bez vulkanitov). Kralupsko-zbraslavská skupina sa ďalej delí na 2 podskupiny: staršie blovícké súvrstvie, obsahujúce bazaltické

vulkanity a buližníky, a mladšie davelské súvrstvie s kyslými a intermediálnymi vulkanitmi (Mašek, 2001).

V s. až sz. časti uvažovaného územia Prahy patria vrchnoproterozoické horniny k staršej kralupsko-zbraslavskej skupine. Najčastejšie sa vyskytujú usadené horniny alebo ich málo metamorfované ekvivalenty: droby (celkovo prevažujú), prachovce a bridlice. Odolné buližníky vystupujú ako pretiahnuté, rôzne hrubé telesá s dĺžkou od desiatok metrov do 2 km. Budujú elevácie a štruktúrne chrby, napr. Ládví či Kozí hřbety, a súvislejšie profily tiež vystupujú na SZ územia v údolí Vltavy, Šáreckého a Únětického potoka. Hlavne v údolí Šáreckého potoka tvoria buližníky nápadné skalné útvary, často ich tiež sprevádzajú čierne bridlice. Bazalty a metabazalty sa vyskytujú len zriedkavo (Mašek, 2001; Němec & Ložek, 1997).

V jv. časti územia Prahy sú proterozoické súvrstvia mladšie ako v s. časti, pričom dominuje štěchovická skupina. Horniny kralupsko-zbraslavskej skupiny tu patria prevažne k jej vyššej časti – davelskému súvrstviu, ktoré vystupuje vo forme antiklinál zo štěchovickej skupiny v južnom okolí Zbraslavi a Říččan. Pre davelské súvrstvie je charakteristický výskyt kyslých a intermediálnych vulkanitov (andezity, dacity, ryolity) s hojnými pyroklastikami, ktoré vznikli podmorskými výlevmi a explóziami; bazalty sa takmer nevyskytujú. Prítomné sú tiež sedimentárne horniny, najmä prachovce a bridlice, a tiež zmiešané tufity. Budované sú ním skalné útvary na Vltave nad Zbraslavou a v Břežanskom údolí. Vrstevný sled davelského súvrstvia zakončujú lečické vrstvy, okolo 100 m hrubý horizont bridlíc a prachovcov budujúci elevácie, napr. vrchy Radimovka a Čihadlo (Mašek, 2001; Němec & Ložek, 1997; Štelcl & Vávra, 2007).

Štěchovická skupina zaberá veľkú časť jv. územia Prahy, a to zhruba v oblasti vymedzenej obcami a pražskými štvrťami Kunratice – Jižní Město – Uhříněves – Úvaly – Říčany – Zvole. Je tvorená takmer výlučne klastickými sedimentami: prachovcami, bridlicami, drobami a zlepenkami (Mašek, 2001; Němec & Ložek, 1997). Súvislejšie územie buduje pri jv. okraji Prahy, kde sa nachádza aj geologicky významná lokalita Modřanská rokle s odkryvami zlepenkov.

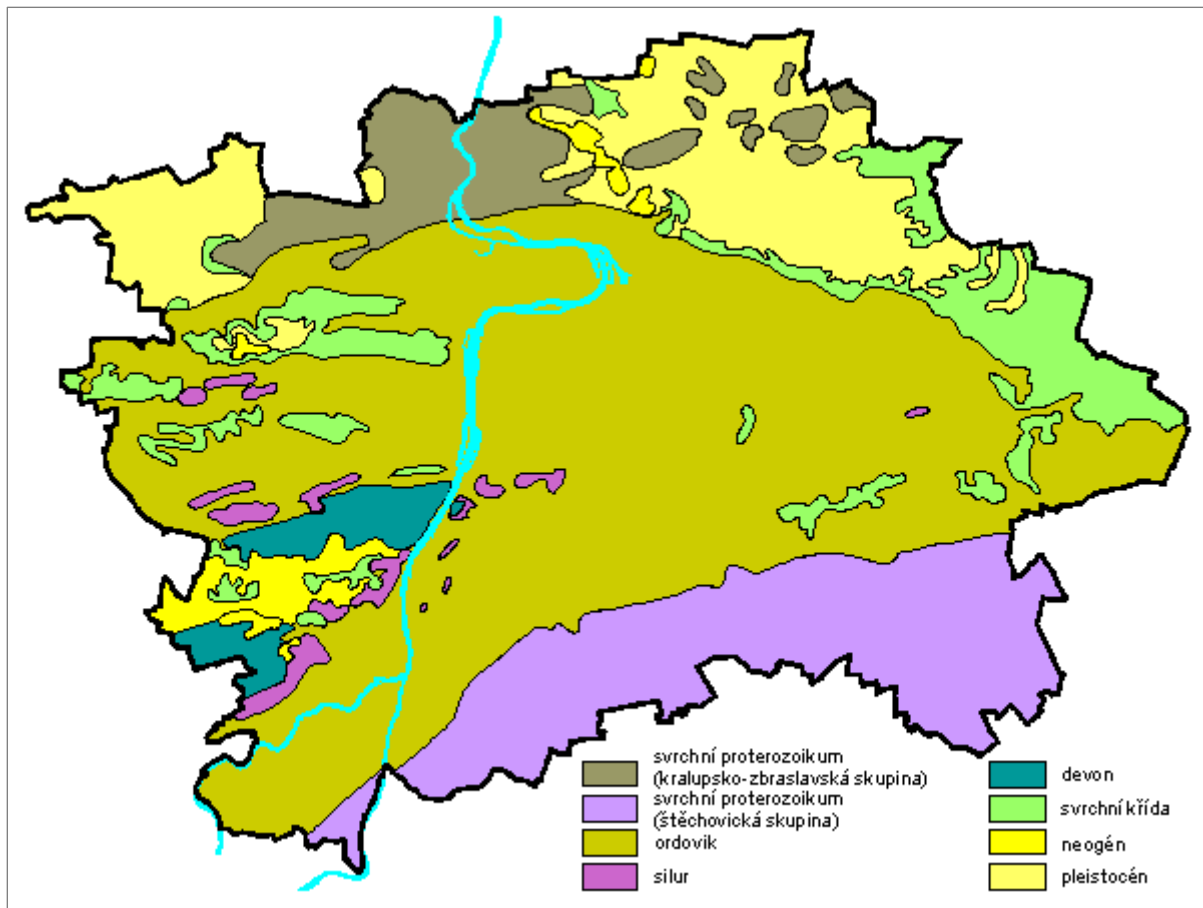
4.1.3 *Paleozoikum*

Počas kadomského vrásnenia na rozhraní prekambria a kambria, t. j. asi pred 570 mil. rokmi (Petránek, 2007) došlo k presunu Českého masívu z temperátnej zóny severnej pologule a rovníkovej zóny na približne 60° južnej šírky, kde ležal koncom ordoviku (Chlupáč et al., 2002). Súvrstvia barrandienskeho vrchného proterozoika boli počas tohto orogénneho cyklu

zvrásnené a metamorfované, a zároveň tektonický zdvih spôsobil výraznú eróziu a denudáciu. Ďalšie, menej výrazné obdobie tektonického zdvihu, prebehlo začiatkom ordoviku (Kalvoda & Balatka, 2016). Následne bol zvrásnený a erodovaný povrch v staršom ordoviku opäť zaplavený morom (Němec & Ložek, 1997), čo má za následok uhlovo diskordantné uloženie hornín staršieho paleozoika na súvrstviach vrchného proterozoika (Štelcl & Vávra, 2007; Havlíček, 2001a).

Horninový komplex staršieho paleozoika, ktorý je na uvažovanom území Prahy súčasťou centrálnej osovej časti Barrandienu, vznikol nepretržitou sedimentáciou od staršieho ordoviku po stredný devón. Sedimentácia pôvodne prebiehala v tzv. Pražskej panve, lineárnej depresii riftového charakteru pretiahnutej v smere SV – JZ a dosahujúcej šírku najviac 25 km. Počas vrchného ordoviku sa rozsah tejto panvy zväčšoval a postupne získaval charakter okrajového mora (Štelcl & Vávra, 2007). Panva sa v oblasti Úval a Brandýsa n. L. norí pod uloženy vrchnej kriedy. V dôsledku úložných pomerov vystupujú najmladšie horniny bližšie k osi panvy, a zároveň smerom k sz. a jv. okrajom sú uložené stále staršie horniny (Němec & Ložek, 1997). Horninový podklad staršieho paleozoika významne ovplyvnil geomorfologický vývoj pražskej kotliny a jej súčasnú podobu s chrbtami a hlboko zarezanými údoliami (Havlíček, 2001a).

Najväčšiu plochu zaberajú na území Prahy horniny ordoviku, ktoré tvoria podložie centrálnej časti mesta, rozsiahle plochy na V a pásy na SZ a JV (Obrázok 7). Prevládajú pomerne málo odolné bridlice a prachovce, na ktoré sa viažu zníženy a geomorfologické okrsky plošinového charakteru. Údolie Vltavy sa v časti budovanej ordovickými súvrstviami rozširuje a nadobúda až charakter kotliny. Výnimku predstavujú polohy odolných svetlých kremencov, ktoré vystupujú v dvoch takmer rovnobežných pruhoch: skalecké kremence na báze dobrotivského súvrstvia a řevnické na báze libeňského súvrstvia (to spadá už do berounu, t. j. začiatku vrchného ordoviku). Budujú vyvýšeniny a skalnaté chrbty, ako Skalka v Košířoch, Vítkov, Bílá skála (Libeň) alebo Rohožník pri Dubči. Tiež súvrstvia flyšového charakteru, predovšetkým letenské, sa vyznačujú vyššou odolnosťou voči zvetrávaniu. Letenské súvrstvie je charakteristické sedimentáciou flyšového typu, t. j. vyznačuje sa striedaním hrubších a jemnejších uloženín pieskovcov až kremencov s bridlicami. Buduje skalné odkryvy v letenskej stráni, chrbát Hradčan, Vyšehradskú skalú či odkryv vztýčených vrstiev pri Závisti (Havlíček, 2001a; Havlíček, 2001b; Němec & Ložek, 1997).



Obrázok 7: Geologická stavba mesta Praha. Prevládajúce horniny podľa jednotlivých geologických období: vrchné proterozoikum (kralupsko-zbraslavská skupina) – droby, prachovce, bridlice, kyslé vulkanity (andezity, dacity, ryolity); vrchné proterozoikum (štěchovická skupina) – bridlice, droby, zlepenec; ordovik – bridlice, prachovce, kremence; silúr – bridlice, vápence; devón – vápence, vápnité bridlice; vrchná krieda – pieskovce, ílovce, prachovce, vápence; neogén – štrky, piesky; pleistocén – spraše, štrky, piesky, svahové sedimenty. Zdroj: prevzaté z Němec & Ložek (2007).

Sedimentácia v silúre plynulo nadväzuje na ordovickú, pričom v spodnom silúre stále prevládala tvorba bridlíc, spojená s eustatickým zdvihom morskej hladiny vyvolanej topením gondwanských ľadovcov koncom ordoviku (Štelcl & Vávra, 2007). Vyššie vrstvy však už vykazujú zvyšujúci sa obsah uhličitanu vápenatého, pričom od motolského súvrstvia už prevládajú vápnité bridlice, prechádzajúce v okolí vulkanických centier do tufových vápencov. Vápence prevládajú v oboch vrchných súvrstviach: kopaninskom a požárskom (přídolskom) súvrství, ktoré sú odkryté v Chuchli, hornej časti Dalejského údolia, Radotínském údolí, a tvoria tiež Barrandovské skaly (Němec & Ložek, 1997).

Vápenková sedimentácia pokračovala bez prerušenia i v devóne, ktorého horniny ležia úplne konkordantne na silúre. Zachované sú len ako denudačné zvyšky v centrálnej časti Barrandienu medzi Prahou a Berounom. Vápence prevládajú predovšetkým v spodnodevónskych stupňoch lochkov, prag a zlíchov (spodný ems), ktoré tvoria sv. výbežok

Českého krasu. V najvyššom stupni spodného devónu, ďalej (vrchnom emse) bola sedimentácia vápencov na istý čas vystriedaná vápnitými a ílovitými bridlicami dalejsko-třebovského súvrstvia. To však hlavne vo svojej vrchnej časti obsahuje i vápence, zastúpené v lomových odkryvoch v Hlubočepoch (steny Vysoké a Nad Jezírkem). Začiatkom stredného devónu, v stupni eifel, vzniklo posledné súvrstvie vápencovej sedimentácie – chotečské vápence. Nadložné srbské súvrstvie z mladšej časti stredného devónu (stupeň givet) už vykazuje známky flyšovej sedimentácie hornín pôvodom z pevniny, čo dokumentuje koniec sedimentácie a nástup hercýnskeho cyklu (Němec & Ložek, 1997; Štelcl & Vávra, 2007).

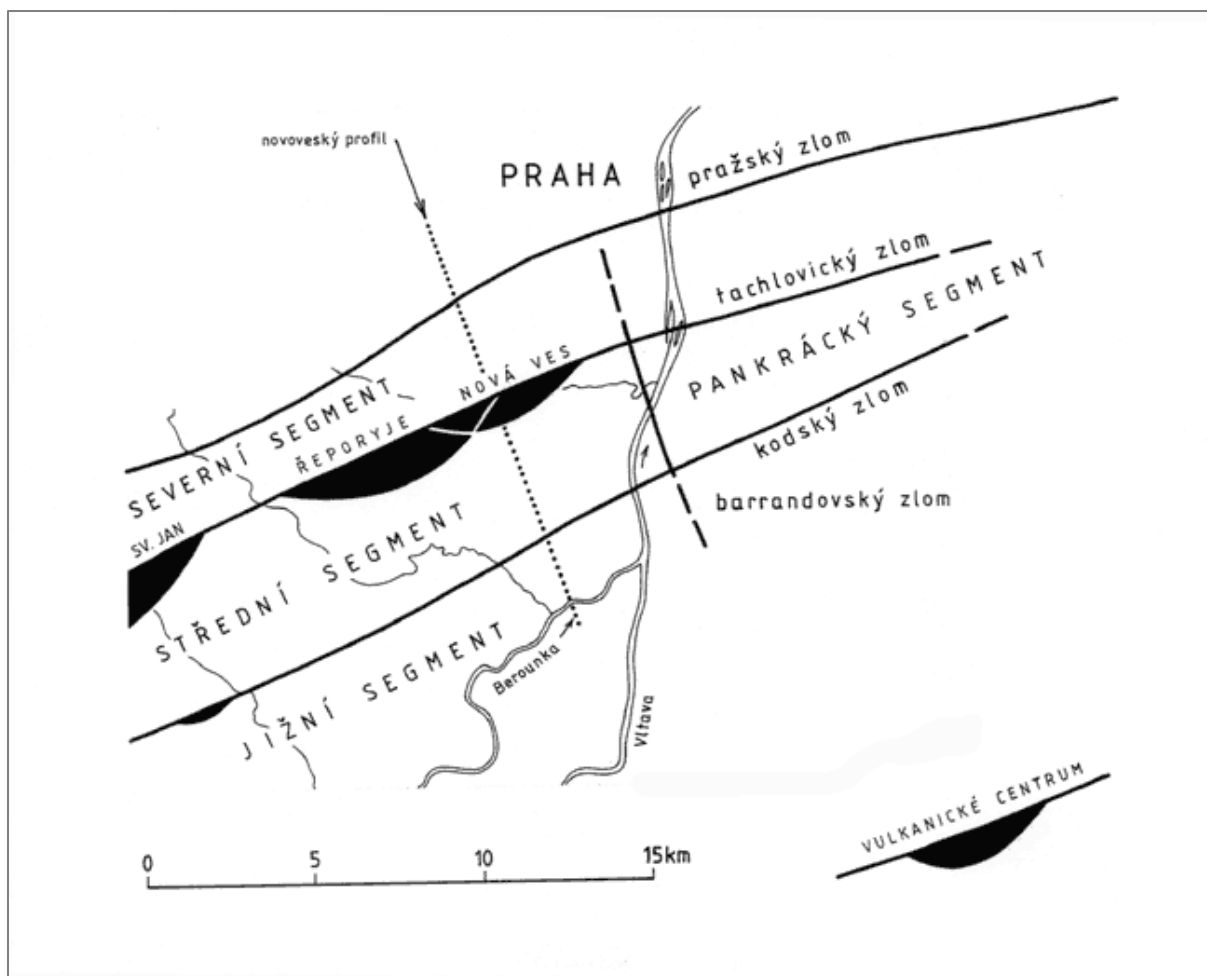
4.1.4 Tektonika a vulkanická činnosť v paleozoiku

Hercýnsky horotvorný cyklus prebiehal od spodného devónu po vrchný karbón, pričom pravdepodobne prebiehal vo viacerých cykloch (Stampfli et al., 2002). Na území Prahy sa prejavovala výrazná tektonická aktivita v období vrchný devón až spodný karbón, kedy boli zvrásnené súvrstvia ordoviku až devónu, a tiež boli opätovne zvrásnené podložné horniny proterozoika (Němec & Ložek, 1997). Počas hercýnskeho cyklu sa Český masív presunul späť do rovníkových šírok (Chlupáč et al., 2002).

Samotná Pražská panva má podobu synklinály, ktorá je miestami zložená z menších vnútorných synklinál a antiklinál. Na ľavom brehu Vltavy vrstvy klesajú prudko k ose synklinály, zatiaľ čo na pravom brehu (medzi Pankrácom a Běchovicami) je stred panvy slabozvlnený s výskytom horizontálne uložených súvrství (napr. kosovské pieskovce na pahorku Vinice nad železničnou stanicou Běchovice). Os synklinály sa tiež mierne dvíha v smere na VSV, čo spôsobuje rozdiely v odkryvoch jednotlivých súvrství. Na ľavom brehu Vltavy vystupujú v jadre synklinály uložené horniny spodného a stredného devónu, ktoré zasahujú na pravý breh iba v oblasti Podolí a Braníka. Brachysynklinálny uzáver hornín stredného devónu sa nachádza v Hlubočepoch, uzáver spodnodedevónskych súvrství (pražského a lochkovského) v Podolí a Braníku. Silúrske uloženiny sa noria pod nadložie na Pankráci, avšak ešte v okolí Běchovic leží malý denudačný zvyšok týchto hornín. Na pravom brehu Vltavy je medzi Bohdalcom a Dolnými Počernicami jadro synklinály tvorené horninami ordoviku, prevažne bohdaleckým súvrstvím; iba miestami sa vyskytujú zvyšky nadložného královodvorského súvrstvia (Havlíček, 2001c).

Zlomy a zlomové pásma na uvažovanom území Prahy majú viac či menej rovnobežný smer s pozdĺžnou osou Pražskej panvy. V období hercýnskeho vrásnenia mali význam pre vznik vrásových prešmykov, t. j. presunutých odškrtených jadier antiklinál na jadrá synklinál, vyvolávajúc tak opakovanie vrstevných sledov. Najvýznamnejším je pražský zlom,

ktorý prebieha od Rudnej cez Motol, Žižkov, Hloubětín až ku Kyjím, kde sa ponára pod vrchnokriedové uloženiny (Obrázok 8). V sz. krídle Pražskej panvy vyvoláva opakovanie vrstevného sledu hornín ordoviku. Ďalšou významnou tektonickou zónou je šárecký zlom, na ktorom sa vyskytuje opakovanie súvrství spodného ordoviku medzi Litovicami a Dejvicami. Tachlovický zlom (Obrázok 8) bol aktívny už počas silúru, pričom oddeľoval okrajovú časť Pražskej panvy s malou mocnosťou silúrskych vrstiev bez pyroklastík od centrálnej časti s mocnou vrstvou silúrskych hornín s pyroklastikami. Pre silúr je charakteristický bázičný podmorský vulkanizmus viazaný práve na tachlovický zlom, ktorého hlavným produktom sú diabasy premenené autometamorfózou. Prebiehal hlavne vo wenlocku (spodný silúr) a ludlowe (spodná časť vrchného silúru) s centrami v okolí Sv. Jana pod Skalou V od Berouna, v oblasti Řeporyjí a Novej Vsi v Prokopskom údolí. Zvyšky novoveskej podmorskej sopky sú zachované v oblasti medzi Řeporyjami a Butovicami, príkladom sú diabasové Hemrovy skály v Prokopskom údolí (Kříž, 2001; Němec & Ložek, 1997; Štelcl & Vávra, 2007). Počas záverečnej fázy vrásnenia hornín Pražskej panvy bol jej stredný segment presunutý pozdĺž tachlovického zlomu, ktorý tak nadobudol charakter strmo ukloneného prešmyku (Havlíček, 2001c). Zlomy v juhovýchodnom krídle panvy nevyvolávali opakovanie vrstevných sledov; podľa nich poklesol centrálny segment panvy proti okrajovým, napr. v Hostivaři a medzi Dolnými a Hornými Počernicami.



Obrázok 8: Vulkanické centrá a tektonické poruchy staršieho paleozoika.
Zdroj: prevzaté z Kříž (2001).

V záverečnej fáze hercýnskeho cyklu, ktorá prebiehala na uvažovanom území v spodnom karbone, došlo v niekoľkých fázach k rozsiahlym intrúziám magmatických hornín do zvrásnených sedimentárnych hornín Barrandienu. Intrúzie prebiehali v závislosti od zmien geodynamických podmienok, pričom sa menili polohy zdrojov magmy. Tektonický zdvih spôsobil obnaženie vzniknutých hornín, ležiacich pôvodne v hĺbke až 15 km (Chlupáč et al., 2002; Kalvoda & Balatka, 2016). Na povrch vystupujú iba na jv. okraji územia (okolie Mnichovic, Říčany a Strančice), avšak v hĺbke pokračujú ďalej na Z pod proterozoické súvrstvia jv. krídla Barrandienu, kde sú prítomné aj sprievodné žilné horniny (hlavne lamporfýry). Sú zastúpené dvoma hlavnými variantmi – starším sázavským granodioritom, rozšíreným v jv. rohu uvažovaného územia (Obrázok 1) a mladším říčanským granitom, ktorý vystupuje severne od tehovského metamorfovaného ostrova a tvorí súvislé teleso s priemerom 10 – 15 km (Kachlík, 2001b).

Územie budované granitoidmi je morfológicky charakterizované vcelku pestrým, mierne zvlňeným reliéfom, čo je spôsobené rozdielnou odolnosťou variant hornín proti zvetrávaniu

a ich nerovnomerným tektonickým rozrušením. V plochých častiach povrchu horniny stredočeského plutónu často podliehajú zvetrávaniu, čo má za následok vznik veľkých zaoblených blokov (Kachlík, 2001b). Takto budovaný reliéf je v kontraste s peneplenizovaným povrchom na proterozoických súvrstviach susedného jv. krídla Barrandienu.

Intrúzie granitoidov ovplyvnili tiež horniny proterozoika a staršieho paleozoika tvoriace ich plášť, a to prostredníctvom kontaktnej metamorfózy, čím vznikol tzv. tehovský metamorfovaný ostrov. Nachádza sa medzi obcami Říčany, Mnichovice a Popovice v jv. časti uvažovaného územia. Má podobu brachysynklinály zo SZ ohraničenej zvrásnenými horninami proterozoika kralupsko-zbraslavskej skupiny, zo S říčanským granitom a z J a V sázavským granodioritom (Kachlík, 2001a). Kontaktná metamorfóza je však pomerne slabá, zastúpená hlavne uzlíkatými a plodovými bridlicami; kontaktné rohovce sú rozšírené len v oblastiach tesného kontaktu s granitoidmi. Prevažne v umelých odkryvoch sú zastúpené tiež žily a telesá intruzívnych hornín, hlavne porfýrov či lamporfýrov.

Na uvažovanom území nebolo od vrchného devónu po spodnú kriedu zaznamenané žiadne obdobie sedimentácie – región karbónskych uloženín Kladenskej panvy leží už za jeho hranicou. Región bol suchozemský a prebiehali tu procesy erózie a denudácie reliéfu, ktoré z väčšej časti zarovnali elevácie vzniknuté pri hercýnskom vrásnení (Chlupáč et al., 2002; Kalvoda & Balatka, 2016; Němec & Ložek, 1997). Už vo vrchnom permu sa v centrálnej časti Českého masívu vyvinul post-hercýnsky zarovnaný povrch, vzniknutý intenzívnou eróziou a denudáciou vo veľmi teplej a semiarídnej klíme (Chlupáč et al., 2002).

4.2 *Paleogeografický vývoj reliéfu v mezozoiku a terciéri*

4.2.1 *Mezozoikum*

Počas triasu, jury a spodnej kriedy bola stredná časť Českého masívu naďalej súšou. Najskôr bola polostrovom, neskôr ostrovom (Chlupáč et al., 2002). Vývoj post-hercýnskeho zarovnaného povrchu pokračoval aj v triase. Podnebie sa pritom zmenilo na tropické vlhké, čo dokladujú kaolinitické suchozemské sedimenty v iných častiach Českého masívu. Jurské more, predstavujúce úzky a plytký prieliv medzi morom nemeckej a karpatskej oblasti, na uvažované územie Prahy nezasahovalo. V spodnej kriede pokračovala v tropickej vlhkej klíme tvorba zarovnaného povrchu s mocnou tropickou kôrou zvetrávania. Táto parovina s hrubou vrstvou kaolinitického a lateritického regolitu dosahovala v Českom masíve nadmorskú výšku do 200 m (Demek, 2004).

V dôsledku tektonických pohybov sa Český masív, ktorý bol súčasťou prakontinentu Pangea, v mezozoiku a paleogéne postupne presunul až na približne 45. stupeň s. š. Na začiatku

vrchnej kriedy došlo počas austrijskej fázy alpínskej orogenézy k poklesu sv. časti Českého masívu (Balatka & Kalvoda, 2006). To umožnilo morskú transgresiu až na uvažované územie Prahy a sedimentáciu vrchnokriedových hornín. V súčasnosti ale predstavujú už len zvyšky pôvodne rozsiahleho pokryvu sladkovodných a morských sedimentov. Najčastejšie sú zastúpené ílovce, prachovce, pieskovce, vápence a opuky, dosahujúce hrúbku v rádoch desiatok metrov. Sú súčasťou Českej kriedovej tabule, tiahnucej sa v dĺžke približne 300 km od Děčína cez Polabie až k Blansku, ktorá ale na územie Prahy zasahuje iba svojím jz. okrajom (Petránek, 2007; Zelenka, 2001). Ako prvé sedimentovali sladkovodné, predovšetkým fluviálne a limnické (perucké súvrstvie), neskôr morské uloženiny (korycanské, bělohorské a jizerské súvrstvie). Po uložení jizerského súvrstvia vrchnokriedové okrajové more ustúpilo, po čom nasledovalo obdobie bez sedimentácie, ktoré pretrvalo do konca druhohôr aj počas celého paleogénu (spolu okolo 65 mil. rokov; Zelenka, 2001).

V súčasnosti sú zachované už len zvyšky pôvodne rozsiahleho kriedového pokryvu. Často sú ale zakryté kvartérnymi sedimentami, najmä sprašami. Intenzívna erózia v nasledujúcich obdobiach vymodelovala z kriedových hornín (predovšetkým bělohorského, príp. korycanského súvrstvia) tabuľové vrchy, ktoré tvoria najvyššie plošiny na území mesta Prahy – Bílá hora, Vidoule a Petřín (Němec & Ložek, 1997).

4.2.2 *Terciér*

Ústup vrchnokriedového mora z Českého masívu bol koncom santónu, t. j. približne pred 65 miliónmi rokov, nasledovaný obdobím tektonického zdvihu v dôsledku nastupujúcej alpínskej orogenézy (Němec & Ložek, 1997; Kalvoda & Balatka, 2016). Tá spôsobila rozčlenenie povrchu Českého masívu na sústavu grábenov a vulkanicko-tektonických zón, pričom nebolo zaznamenané vrásnenie. Vďaka tomu si vrchnokriedové súvrstvia dodnes zachovali horizontálne uloženie s miernym úklonom k SV až V. Zároveň prebiehali v niekoľkých fázach erózo-denudačné procesy v tropických a subtropických klimatických podmienkach. Začiatkom treťohôr bola centrálna oblasť Českého masívu charakterizovaná vlhkým tropickým podnebím, s priemernou teplotou vzduchu až do 26 °C a priemerným ročným úhrnom zrážok 2000 – 3000 mm (Malkovský, 1979). Začiatkom oligocénu teplota klesla na 16 °C a výrazne tiež pokleslo množstvo zrážok, najmä v zimných mesiacoch. Mimoriadne suché podnebie prevládalo tiež v strednom oligocéne. Naopak v mladšom oligocéne bola klíma celoročne vlhká a teplá, s výskytom subtropických dažďových lesov (Malkovský, 1975; Demek, 2004). Koncom oligocénu boli procesy planácie prerušené v dôsledku tektonických pohybov spojených s alpínskou orogenézou (Malkovský, 1979;

Chlupáč et al., 2002). Tieto prvé neotektonické pohyby boli v z. časti Českého masívu sprevádzané v období 35 – 17 Ma prevažne extruzívnym vulkanizmom (Demek, 2004; Kalvoda & Balatka, 2016).

Dôsledkom intenzívnych erózo-denudačných pochodov bolo vytvorenie zarovnaného povrchu – paleogénnej paroviny, z ktorej miestami vystupovali návršia (približne nad úroveň 380 m n. m.), najmä v jv. časti územia v okolí Říčana, a tiež v okolí Rudné. Najvyššia a najstaršia úroveň zarovnaných povrchov leží z. od Prahy v nadmorskej výške 360 – 400 m n. m. Je budovaná horninami paleozoika a kriedy a je mierne uklonená smerom na S. Príkladom je stupňovitý etchplén na vrchnokriedových opukách v oblasti Letiska V. Havla (Kalvoda & Balatka, 2016). Väčšina týchto zarovnaných povrchov je však prekrytá kvartérnymi sprašovými sedimentami (Kovanda, 2001a).

Neogén, ktorý sa člení na miocén v trvaní 23 – 5,3 Ma a pliocén datovaný na 5,3 – 2,6 Ma (Cohen et al., 2013), je najstarším geologickým obdobím, v ktorom je možné aspoň čiastočne a v hrubých rysoch rekonštruovať riečnu sieť v Českom masíve (Cílek et al., 2004). Pre miocén je charakteristická intenzívna regionálna tektonická aktivita na významných zlomoch, spojená s alpínskym vrásnením, čo malo za následok výzdvih alebo naopak pokles rozsiahlych oblastí, s výrazným vplyvom na formovanie riečnej siete. Uvažované územie Prahy bolo počas takmer celého miocénu odvodňované do poklesovej oblasti oherského riftu v sz. Čechách. Súdobá riečna sieť založená na oligocénnej parovine vytvorila rozsiahle štrkové akumulácie s mocnosťami až do 100 m. Ich zvyšky sa vyskytujú v rôznych výškových úrovniach, čo naznačuje istý stupeň zahlbovania tokov, a tým aj tvorbu údolnej siete (Cílek et al., 2004; Tyráček, 2001).

Horninovou stavbou je neogén na uvažovanom území Prahy reprezentovaný sladkovodnými sedimentami – pieskami a štrkami fluviálneho, lakustrického a kombinovaného pôvodu. Zachované sú ale iba relikty neogénnych uloženín, pričom ich vek sa pohybuje medzi 20 až 3 mil. rokov. Ich najrozsiahlejšie plochy sa vyskytujú pri severnom okraji Prahy a v okolí Jesenice, Lochkova a s. od Černošíc (Kovanda, 2001a). Sedimenty neogénu sú pozostatkom predkvartérnej riečnej siete, čo dokazuje napríklad priebeh výplní bývalých korýt, orientovaný šikmo až kolmo na súčasné toky riek (Pešek & Spudil, 1986).

V staršom miocéne prevládalo na uvažovanom území Prahy vlhké tropické podnebie s výskytom období sucha. V mladšom miocéne klíma nadobudla subtropický charakter, avšak stále s pomerne vysokými zrážkovými úhrnmi. Dôsledkom bol intenzívny odnos kaolinitickej a lateritickej kôry tropického zvetrávania, a tým obnaženie bazálnej zvetrávacej plochy. Následné erózne rozčleňovanie takto vzniknutého povrchu predovšetkým riečnou činnosťou

prebiehalo v závislosti na odolnosti podložných hornín v podmienkach teplej, celoročne či sezónne vlhkej klímy (Balatka & Kalvoda, 2006). Morfoštruktúrna stavba reliéfu vzniknutého počas miocénu významne ovplyvnila priebeh kvartérnej riečnej siete.

Miocénne sedimenty fluviálneho, a čiastočne fluviolakustrického pôvodu, ktoré patria do tzv. klíneckého štádia (Záruba et al., 1977), vyplňajú korytové terénne depresie vo výške od 380 m n. m. (Bílá hora) do 317 m n. m. v okolí Lochkova a Černošíc. Prevažujú dobre vytriedené kremité štrky (Kovanda, 2001a; Tyráček, 2001). V lokalite Sulava, ležiacej s. od Černošíc a jz. od Radotína, prebiehala počas dlhého obdobia ťažba červenohnedo sfarbených, drobno štrkovitých pieskov, ktorých akumulácie tu dosahujú mocnosť až do 40 m. Povrch tohto súvrstvia bol erózne znížený na 358 m n. m. a báza leží vo výške 314 m n. m., t. j. 163, resp. 119 m nad súčasnou hladinou Berounky (Kalvoda & Balatka, 2016). Ďalšie lokality so zachovanými odkrytými zvyškami miocénnych sedimentov sú známe z Lochkova a Slivenca, Velké Ohrady nad Prokopským údolím či Horoměříc (Kovanda, 2001a).

Z mladšieho miocénu a staršieho pliocénu nie je na uvažovanom území prakticky žiadny doklad o sedimentácii (Tyráček, 2001). Počas obdobia bez sedimentácie, trvajúceho viac ako 10 mil. rokov (Tyráček & Havlíček, 2009), dochádzalo po skončení intenzívneho vulkanizmu na konci spodného miocénu k vývoju postvulkanického zarovnaného povrchu. Tento proces prebiehal za podmienok teplej a vlhkej klímy od stredného miocénu cez pliocén až do začiatku spodného pleistocénu (Chlupáč et al., 2002; Demek, 2004). Morfoštruktúrne črty a vnútorná diferencovanosť tohto zarovnaného povrchu boli podmienené odolnosťou hornín voči zvetrávaniu v tropických až subtropických klimatických podmienkach (Balatka et al., 2015). Miocénne sedimenty boli doňho integrované, čím vytvorili bazálnu plochu pre sedimentáciu viazanú na novú riečnu sieť, v hrubých rysoch podobnú súčasnej (Cílek et al., 2004; Tyráček & Havlíček, 2009). Tvorba reliéfu tejto časti Českého masívu bola tiež ovplyvnená dvomi fázami vulkanickej aktivity, a to vo vrchnom miocéne (pred 9 – 6 Ma) a od vrchného pliocénu do pleistocénu v období 3,0 – 0,17 Ma (Ulrych et al., 2011).

Od vrchného pliocénu¹ je naopak možné sledovať rozsiahlu sedimentačnú činnosť viazanú na riečnu sieť, ktorá je podľa niektorých názorov už viac podobná súčasnej (Kovanda, 2001a). Keďže centrálna časť Českého masívu nikdy nebola zaľadnená, zachovali sa tu aj najstaršie zvyšky týchto fluviálnych a lakustrických uloženín a súvisiacich foriem reliéfu (Tyráček, 2001).

¹ Vrchný pliocén, zodpovedajúci stupňu gelas, je v súčasnosti už radený do spodného pleistocénu (Cohen et al., 2013). V tejto práci je primárne používané aktuálne platné stratigrafické členenie. Avšak v prípade, že citovaný zdroj odkazuje na staršie členenie, je toto členenie uvádzané v originálnej podobe.

Fluviálne sedimenty vrchného pliocénu a najstaršieho pleistocénu patria do zdíbskeho štádia (Záruba et al., 1977). Na rozdiel od miocénnych akumulácií tvoria aj súvislé výskyty. Rozlišujú sa dva typy: vyššie uložené (staršie) fluviálne piesčité štrky s mocnosťou 3 – 5 m a nižšie uložené (mladšie) fluviolakustrické a lakustrické piesky a štrkopiesky, ktoré dosahujú mocnosť až do 40 m. Môžu tvoriť súvislejšie plochy, napr. medzi Čimicami, Kobylismi, Dolními Chabry a Ďáblicami a medzi Zdibmi a Sedlecom, alebo sa vyskytujú lokálne, a to J od Lochkova, pri Slivenci, Nové Vsi, Barrandove a na Kozích hřbetech u Únětíc. Medzi Kobylismi, Zdibmi a Sedlecom dosahujú mocnosti do 40 m, s povrchom vo výške 300 – 325 m n. m., t. z. 125 – 150 m nad hladinou Vltavy a iba 35 – 60 m pod úrovňou vrcholu Ládví (Kalvoda & Balatka, 2016; Obrázok 22). Väčšia časť pliocénnych sedimentov na území Prahy je ale, rovnako ako v prípade miocénnych hornín, prekrytá kvartérnymi, prevažne eolickými sedimentami (Kovanda, 2001a).

5 Paleogeografický vývoj územia Prahy v kvartéri

5.1 Hlavné klimato-morfogenetické procesy v kvartéri

Kvartér je najmladšie obdobie geologickej histórie Zeme. Rozdeľuje sa na staršie oddelenie – pleistocén a mladšie oddelenie – holocén. Súčasná spodná hranica (báza) kvartéru je stanovená na 2,588 Ma, čo približne zodpovedá paleomagnetickému rozhraniu Gauss/Matuyama. Hranica medzi pleistocénom a holocénom je v súčasnosti stanovená na 11 700 ka BP (Cohen et al., 2013). Základným znakom kvartéru je striedanie chladných a prevažne suchých období – glaciálov a teplých a prevažne vlhkých období – interglaciálov. Tie pritom trvajú rôzne dlho: vo všeobecnosti sú studené obdobia značne dlhšie než teplé, kataglaciálne fázy oveľa kratšie ako anaglaciálne a vrcholy glaciálov (pleniglaciály) kratšie, ako bol pôvodný predpoklad (Czudek, 2005). Uvedené klimatické podmienky spolu s neotektonickými pohybmi sa morfológicky prejavovali opakovaným striedaním období intenzívneho rozrušovania (erózie a denudácie) a hromadenia (akumulácie). Tieto erózo-denudačné a akumulačné procesy dali vzniknúť väčšine súčasných foriem reliéfu, čo je charakteristické v globálnych i stredoeurópskych kontextoch (Chlupáč et al., 2002; Ložek, 1973).

Vďaka svojej geografickej polohe sa stredná Európa v kvartéri vyznačovala rôznorodými klimatickými podmienkami. V studených fázach sa prejavovala chladná kontinentálna klíma, zatiaľ čo v teplých fázach prevládala oceánska vlhká klíma. Okrem toho sa prejavoval vplyv pestrej stavby reliéfu prostredníctvom výškových stupňov a zrážkových anomálií náveterných a záveterných strán. V kvartérnych sedimentoch sú zaznamenané klimatické výkyvy, na základe čoho mohli byť definované klimaticko-sedimentačné cykly, ktoré tvoria základ stratigrafie kvartéru (Ložek, 1973).

Celkové ochladenie, a predovšetkým časté výkyvy priemerných ročných teplôt a priemerných ročných zrážok spôsobili nástup nových typov reliéfortvorných procesov. Z hľadiska morfogénézy mali najväčší význam chladné obdobia, kedy dochádzalo jednak k dotváraniu existujúcich starších tvarov reliéfu, jednak k vzniku a vývoju celkom nových tvarov v periglaciálnom prostredí. Na rozdiel od predchádzajúcich geologických období prevládajú na pevninách terestrické sedimenty, z ktorých niektoré (napr. spraše) nemajú v starších obdobiach obdobu (Czudek, 2005; Chlupáč et al., 2002).

Pre starší pleistocén (2,6 – 0,78 Ma) bolo charakteristické striedanie glaciálov a interglaciálov približne každých 40 ka. Hlavnou príčinou bolo pravdepodobne kolísanie sklonu zemskej osi (tzv. Laplaceova perióda v rámci Milankovičových cyklov). Glaciály boli

prítom s najväčšou pravdepodobnosťou menej chladné ako v neskorších obdobiach (Tyráček & Havlíček, 2009; Cílek, 1995).

Výrazná klimatická zmena nastala na rozhraní vrchného a stredného pleistocénu, t. j. približne pred 0,78 Ma. Hlavnú úlohu v riadení klimatických zmien prebral Milankovičov cyklus zmeny excentricity obežnej dráhy Zeme s periódou približne 100 ka. Ten zatienil predtým dominantný 40 ka cyklus, zrejme vplyvom teplotnej zotrvačnosti mohutného ľadovcového pokryvu (Cílek, 1995). Výrazne sa tiež zvýšili teplotné rozdiely medzi glaciálmi a interglaciálmi. Zatiaľ čo v spodnom pleistocéne boli glaciály relatívne mierne, počas stredného a vrchného pleistocénu boli klimatické podmienky podobné súčasnej chladnej arktickej stepi až chladnej púšti. Interglaciály boli naopak relatívne teplé a vlhké vďaka blízkosti Atlantického oceánu a prevládajúcim západným vetrom. Typická bola znížená sedimentačná činnosť, ktorá sa obmedzovala prakticky iba na korytá a nivy tokov, a tiež tvorba pôd pod hustým vegetačným krytom (Tyráček, 2001).

Počas najchladnejších období glaciálov dosahovala priemerná ročná teplota v strednej Európe hodnoty okolo -3 až -4 °C, počas interglaciálov sa pohybovala medzi 10 až 12 °C, v najstaršom pleistocéne až okolo 14 °C (Ložek, 1973). Vzhľadom na zložitosť kvartérnej klímy vznikla kategorizácia výkyvov podnebia do troch rádov vo vzťahu k súčasnému podnebiu suchých sprašových oblastí, ako napríklad S od Prahy (Ložek, 1973):

- I. základné teplé a studené obdobia (interglaciály vrátane holocénu – postglaciálu a glaciály);
- II. dlhšie výkyvy: teplejšie výkyvy v glaciáloch (interštadiály) oddelené studenými vrcholmi (štadiálmi) a chladnejšie výkyvy v interglaciáloch;
- III. drobné výkyvy (oscilácie) oboma smermi.

Klimatické výkyvy vyššie spomenutých rádov sa v priebehu kvartéru cyklicky opakujú, čím vzniká kvartérny klimatický cyklus. Jeho najvýraznejším prejavom sú zmeny sedimentácie a pôdotvorných procesov, ktoré možno v strednej Európe najlepšie sledovať v sprašových sériách na záveterných svahoch. Tam bývajú reprezentované celé cykly vo forme eolických a svahových sedimentov a fosílnych pôd. Často tiež obsahujú bohatú malakofaunu, ktorá je popri pôdach jedným z najvýznamnejších indikátorov kvartérnych klimatických výkyvov (Ložek, 1973). Kvartérny klimaticko-sedimentačný cyklus na základe sprašových sérií tak možno rozdeliť na základný cyklus I. rádu zahŕňajúci jednu teplú a nasledujúcu studenú fázu, a ktorý sa delí na 6 dielčích fáz (Obrázok 9).

FÁZE	PROFÍLOVÉ SCHEMA	SEDIMENTACE TVORBA PŮD	PODNEBÍ	RÁZ STANOVIŠTĚ
6	KATAGLACIÁL	S P R A Š E PŘEVAHA EOLICKÉ SEDIMENTACE ÚTLUM VSECH OSTÁTNÍCH POCHODŮ SOLIFLUKČNÍ MEZIFÁZE VELMI SLABÉ PŮDY ZESPRAŠNĚNÍ	LÉTO TEPLEJŠÍ CHLADNO - SUCHO 0 - -4°C	STUDENÁ STEP SPRAŠOVÁ TUNDRA
	PLENIGLACIÁL		LÉTO CHLADNĚ VLHČÍ, ČÁST. TEPLEJŠÍ VÝKYVY	VE VLHČÍCH VÝKYVECH PŘEVAHA TUNDRY A OSTRŮVKY PARKOVÉ TAJGY HOLÉ PLOCHY
5	ANAGLACIÁL	SOLIFLUKCE HLÍNOPIŠKY EROZE PŮD PŘEVAHA RYTMICKÉ SPLACHOVÉ SEDIMENTACE SLABÉ PŮDY	CHLADNO 0 - -2°C SUCHÉ A VLHČÉ VÝKYVY	CHLADNÁ STEP HOLÉ PLOCHY
4		MARKER OCHLAZENÍ ±0°C	STEP	
3	ANAGLACIÁL	ČERNOZEMĚ PŘEVAHA PŮDOTVORNÝCH POCHODŮ NAD RONOVOU AZ EOLICKOU SEDIMENTACÍ	VCELKU CHLADNO AVŠAK TĚPLA A SUCHA LĚTA +2 - 4 (-1)°C STUDENÉ ZIMY CHLADNÉ VÝKYVY	ČERNOZEMNÍ STEP VÝŠE PARKOVÁ TAJGA PORÍČNÍ LESY
2		KLIDNÉ CHEMICKÉ ZVĚTRÁVANÍ PARAHNĚDOZEM	VLHKO TEPLO +9 - 13°C MÍRNÉ ZIMY	ZAPOJENÝ LES
1	INTERGLACIÁL	PŘEMÍS-TOVANÍ, SPRAŠÍ ROSTOUCÍ INTENZITA PŮDOTVORNÝCH POCHODŮ RON	OTEPLŮVANÍ, ZVLHČOVÁNÍ S VÝKYVY -1 - +10°C	ÚSTUP OTEVŘENÝCH FORMACÍ ŠÍŘENÍ LESA
6	KATAGLACIÁL	S P R A Š	CHLADNO SUCHO	

Obrázok 9: Kvarterný klimaticko-sedimentačný cyklus sprašových sérií suchých oblastí. Schéma bola vytvorená predovšetkým pre podmienky strednej Európy, pričom ako jedno z hlavných modelových území slúžila Praha s okolím. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973).

5.2 *Relikty zarovnaných úrovní a štruktúrnych tabúl*

Zarovnané úrovně na uvažovanom území Prahy predstavujú plošiny až mierne uklonené povrchy na horninách proterozoika a staršieho paleozoika. Štruktúrne tabule sú vyvinuté predovšetkým na vrchnokriedových súvrstviach (Balatka, 2001). V rámci celej geomorfologickej provincie Česká vysočina sa rozlišujú 4 druhy zarovnaných povrchov podľa času začiatku ich vývoja, morfolologickej polohy a plošného rozšírenia (Czudek, 2005): predkriedové, paleogénne, neogénne a kvartérne, napr. kryoplanačné terasy a kryopedimenty. Na území Prahy nachádzame zvyšky predovšetkým neogénnych etchplénov, ktoré vznikli obnažením bazálnej zvetrávacej plochy po odnose regolitu paleogénnej paroviny. Tento eróznno-denudačný proces prebiehal od vrchného neogénu po spodný pleistocén (Demek, 2004). V kvartéri prebieha jednak erózia (predovšetkým fluviaálna) spôsobujúca rozčlenenie tohto etchplénu, jednak akumulácia sprašových pokryvov, fluviaálnych či svahových sedimentov.

Najstaršia a zároveň najvyššia úroveň zarovnaných povrchov sa nachádza hlavne v z. časti študovaného územia Prahy vo výškach 360 – 400 m n. m. Pretína horniny paleozoika a vrchnej kriedy a je mierne uklonená na S. Pravdepodobne vznikla v paleogéne a následne bola znížená eróznymi procesmi v neogéne (miocéne). Najrozsiahljšiu plochu tohto typu reliéfu na území Prahy zaberá stupňovitý etchplén na opukách vrchnej kriedy v oblasti letiska v Prahe – Ruzyni (Balatka, 2001; Kalvoda & Balatka, 2016; Obrázok 2). Ďalšie relikty tejto zarovnanej úrovne na ľavom brehu Vltavy možno nájsť v okolí Rudnej (Kovanda, 2001a). Prakticky celý povrch uvedených etchplénov je pokrytý sprašovými sedimentami kvartérneho veku; výnimkou je plošina s. a sz. od Třebotova, ktorá zarovnáva zvrásnené spodné paleozoikum Barrandienu s vložkami vrchnokriedových hornín, a sprašou je pokrytá len čiastočne (Obrázok 10). Na pravom brehu Vltavy sa nachádzajú plošiny predstavujúce zvyšky najvyššej úrovne zarovnaných povrchov vo výške 370 – 380 m n. m. Tieto zarovnané povrchy pretínajú proterozoické horniny v j. až jv. časti študovaného územia, a to predovšetkým v okolí Říčán, Dobřejovic a Dolních Břežan (Balatka, 2001; Kovanda, 2001a; Obrázok 2). Taktiež sú ale väčšinou pokryté sprašovými sedimentami kvartérneho veku.



Obrázok 10: Pohľad S smerom na zarovnaný povrch sz. od Třebotova. Podložie je tu budované zvrásnenými, prevažne devónskymi horninami Barrandienu a vrchnej kriedy. Zdroj: Street View – Mapy Google (<https://www.google.com/maps>).

Nižšia, a teda mladšia úroveň zarovnaných povrchov leží v nadmorskej výške 290 – 330 m n. m. a je pliocénneho veku. Väčšina týchto lokalít je exhumovaným zarovnaným reliéfom pôvodne predkriedového veku; k jeho obnaženiu došlo v mladších treťohorách, prevažne v pliocéne, a čiastočne v najstaršej časti pleistocénu. Na z. brehu Vltavy sa nachádza medzi najvyššou úrovňou zarovnaných povrchov a súčasným údolím rieky (Balatka, 2001). Typickými lokalitami sú napr. Petřín (kóta 318 m n. m.), plošina v lokalite „Na rovinách“ nad Prokopským údolím (Obrázok 11) či územie geomorfologického okrsku Turská plošina VA-2B-3 na študovanom území. Na pravom brehu Vltavy sa táto zarovnaná úroveň vyskytuje hlavne v strednej a južnej časti študovaného územia (okrsky Uhříněveská plošina VA-2A-2 a Úvalská plošina VA-2A-3; Balatka, 2001; Obrázok 2).



Obrázok 11: Pohľad na vrcholovú časť plošiny v lokalite Na rovinách od v. okraja Starých Butovic. Pohľad sv. smerom, vľavo Jinonice. Zdroj: archív autora (september 2018).

Najnižšia úroveň zarovnaných povrchov vo výške 250 – 280 m n. m. je prevažne spodnopleistocénneho veku. Najväčšie plochy zaberajú plošiny na vrchnokriedových horninách v okolí Klánovic, Horných Počerníc, Satalíc a Čakovíc, t. j. v geomorfologickom podcelku

Českokobrodská tabuľa (VIB-3E; Obrázok 2). Roztrúsené zvyšky tejto zarovnanej úrovne sa ďalej nachádzajú na paleozoických horninách podcelku Říčanská plošina (VA-2A): v okolí Kyjí, Újezda n. Lesy a Hostivaře (Balatka, 2001).

5.3 *Fluviálne procesy a tvary reliéfu*

Klimatické zmeny a regionálne diferenciovaný tektonický zdvih v mladšom kenozoiku boli faktory s najvýraznejším vplyvom na vývoj riečnej siete uvažovaného územia. Význam štúdia fluviálnych akumulácií a súvisiacich údolných sedimentov spočíva v ich nezastupiteľnej úlohe pre štúdium stratigrafie a geomorfologického vývoja kvartéru (Tyráček, 2001). Riečne uloženiny a terasy predstavujú referenčný rámec stratigrafie kvartéru v celej centrálnej časti Českého masívu (Kalvoda & Balatka, 2016).

Popis vývoja riečnych terás v kvartéri vychádza z predpokladu, že sklon povrchov každej z hlavných terasových úrovní si v priebehu paleogeografickej histórie zachoval stabilný gradient, zhodný so sklonom údolnice toku. Tento koncept tzv. „rovnovážneho profilu“ predpokladá, že odnos a transportná kapacita toku v každom mieste koryta je dlhodobo v rovnováhe s prínosom sedimentov z horného toku. To má za následok, že vodný tok v dlhodobom horizonte (rádovo tisíce rokov) neeroduje ani neakumuluje, ale celá jeho pohybová energia je použitá na prenos sedimentov (Mackin, 1948). Avšak tento stav môže byť narušený, a to smerom k prevažujúcej erózii, ako aj k akumulácii, v závislosti od diferencovaných tektonických pohybov, zmien v odtokovom režime a objeme prínosu sedimentov.

Na uvažovanom území Prahy dochádzalo v chladných fázach pleistocénu vplyvom intenzívnych kryogénnych procesov jednak k intenzívnej erózii podkladu, jednak v iných úsekoch tokov k vzniku mohutných štrkopieskových terasových akumulácií (Balatka et al., 2015; Němec & Ložek, 1997). Klimatické podmienky, a tým pádom aj vývoj riečnej siete, ale nebol homogénny. V staršom pleistocéne boli glaciály menej chladné ako v neskorších obdobiach (Tyráček & Havlíček, 2009). V tomto období sa v stredočeskej oblasti v hrubých rysoch formovala riečna sieť v súčasnej podobe, často však ešte kopírovala predkvartérnu údolnú sieť. Vltava a jej prítoky voľne meandrovali v plytkých, širokých nivách založených na neogénnych zarovnaných povrchoch v relatívnych výškach 70 až 100 m nad hladinami dnešných vodných tokov (Cílek et al., 2004). Výrazná klimatická zmena na rozhraní vrchného a stredného pleistocénu, t. j. približne pred 0,78 Ma, znamenala výrazné zvýšenie teplotných rozdielov medzi glaciálmi a interglaciálmi.

V pleniglaciálnych klimatických fázach v dôsledku minimálnych zrážok klesli prietoky vodných tokov, a tým aj fluviálny transport predovšetkým hrubozrnných uloženín. Stabilizáciu údolných dien dokladujú na mnohých miestach postupné prechody riečnych sedimentov do nadložných eolických, prevažne spraší (Ložek & Šibrava, 1968). Interglaciálne fázy sa tiež vyznačovali pomerným sedimentačným kľudom. Vysoké vodné stavy a povodne boli málo časté, čo malo za následok opäť znížený objem transportovaných hrubozrnných sedimentov. Výnimkou boli lokálne redepozície štrkových akumulácií chladných fáz v riečnych korytách a meandroch (Tyráček, 2001). Najvýraznejšie zahlbovanie a agradácia štrkových plavenín tak pravdepodobne prebiehali v priebehu relatívne krátkych prechodných období z teplého do chladného obdobia (anaglaciálov²) a chladného do teplého (kataglaciálov). Počas anaglaciálnej sedimentačnej fázy vznikali polohy fluviálnych štrkov akumulované divočiaccimi tokmi, ktoré boli následne v pleniglaciáloch na mnohých miestach prekryté sprašovými akumuláciami. Počas eróznej (kataglaciálnej) fázy sa toky zarezali do takto vytvorených nív, tvoriac tak výškový stupeň – terasu. Tento predpoklad vývoja riečnych terás dal vzniknúť všeobecne prijímanému konceptu, kde jedna terasa zodpovedá jednému kvartérnemu klimatickému cyklu (Tyráček, 2001).

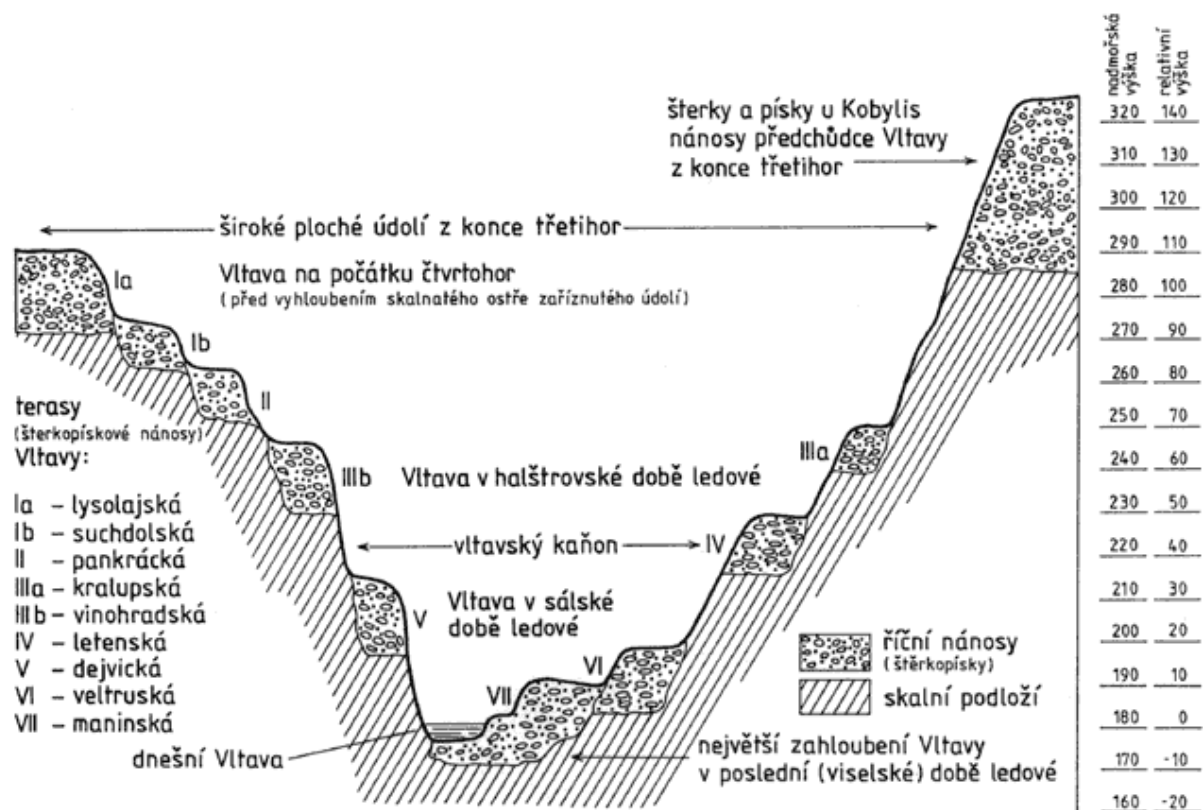
V súčasnosti je v odborných prácach okrem vedúcej úlohy klimatických zmien pri vzniku a vývoji riečnych terás zdôrazňovaná aj úloha neotektonických procesov, predovšetkým zintenzívnenia zdvihu po 0,9 Ma (van den Berg & van Hoof, 2001; Westaway, 2001), čo malo za následok ešte rýchlejšie zahlbovanie tokov. Rýchlosť zahlbovania Vltavy v stredočeskej oblasti je na základe polohy zvyškov terasových akumulácií odhadovaná nasledovne: od stredného miocénu do pliocénu 2 – 4 cm/ka, v staršom pleistocéne 6 – 12 cm/ka, v mladšej časti stredného pleistocénu až 6 – 8 cm/100a. Koncom mladšieho pleistocénu (v období pred 40 až 20 ka) sa opäť vrátila na 2 – 4 cm/ka (Balatka & Kalvoda, 2006; Balatka et al., 2015).

Opakovanie fáz zahlbovania a agradácie v kombinácii s tektonickým výzdvihom vytvorilo na uvažovanom území Prahy sústavu 11 – 15 vzájomne korelovateľných terás v údoliach všetkých väčších vodných tokov (Tyráček & Havlíček, 2009). Od neogénnych akumulácií sa pleistocénne terasové akumulácie petrograficky líšia stálym šedým alebo hrdzavým sfarbením, nedostatkom pestro sfarbených ílovitých zvetralín (predovšetkým kaolinických) a veľkou rôznorodosťou (polymiktnosťou) materiálu. Staršie a vyššie terasové úrovne sú spravidla zachované len vo forme niekoľko metrov mocných, často druhotne zhutnených relikto, keďže väčšia časť akumulácií bola v priebehu kvartéru erodovaná,

² V tejto práci sú termíny anaglaciál a kataglaciál definované v zmysle práce Trévisana (1950), t. j. ako prechodné obdobia medzi interglaciálom a glaciálom a opačne.

denudovaná alebo odviata defláciou. Úplné mocnosti týchto úrovní sú zachované len výnimočne, avšak niekedy (napr. na S uvažovaného územia) zaberajú pomerne veľké plochy (Kovanda, 2001b).

Vďaka nezastupiteľnej úlohe pre štúdium stratigrafie kvartéru extraglaciálnych oblastí sa výskum riečnych terás na uvažovanom území tešil mimoriadnemu záujmu, siahajúcemu až do polovice 19. storočia. Typickými záujmovými lokalitami boli predovšetkým údolia Vltavy a Berounky a ich príslušné oblasti. Z viac ako 2000 originálnych prác vynikajú tie, v ktorých boli definované a popísané jednotlivé terasové stupne. Medzi najvýznamnejšie patria práce Zárubu (1943, terasový systém Vltavy), Zárubu et al. (1977, Vltava; Obrázok 12) a Balatku a Loučkovej (1992, Berounka). Revíziami niektorých z týchto systémov na základe nových poznatkov sa zaoberal Tyráček (2001), Tyráček et al. (2004) a Tyráček a Havlíček (2009). Pre účely tejto práce je vhodné použiť rozdelenie veľkého počtu terasových stupňov do 4 kategórií: najvyššie (najstaršie) terasy, vysoké, stredné a spodné (údolné) terasy (Kovanda, 2001b).



Obrázok 12: Schéma vývoja terasových stupňov Vltavy podľa Zárubu et al. (1977).
Zdroj: prevzaté z Ložek (1979).

Tabuľka 2: Korelačná tabuľka riečnych terasových uloženín centrálnej časti Českého masívu podľa stratigrafických stupňov severoeurópskej klasifikácie.
Zdroj: prevzaté z Balatka et al. (2015).

Regional stratigraphical stage/ substage divisions of the Quaternary (Gibbard et al. 2004, 2008, 2009)	SÁZAVA Balatka (2007), Balatka, Kalvoda (2010)	BEROUNKA Balatka, Loučková (1992)	VLTAVA – LABE confluence area Balatka, Sládek (1962)	VLTAVA Záruba at al. (1977)	VLTAVA and LABE system Tyráček (2001), Tyráček et al. (2004, 2009)
Late Pleistocene Weichselian	Pikovice Terrace (VII)	Lipence Terrace (VIIa) Dobřichovice Terrace (VIIb)	Hostín Terrace (VIIa, b, c, d)	Maniny Terrace (VII)	Maniny Terrace (Weichselian) Hostín 1 Terrace
Middle Pleistocene Saalian (Warthe)	Poříčí Terrace (VI)	Kazín Terrace (VI)	Mítechovský Terrace (VIa, b, c)	Veltrusy Terrace (VI)	Veltrusy Terrace (Warthe)
Middle Pleistocene Saalian (Drenthe)	Městečko Terrace (V)	Liblín Terrace (Va) Poučnick Terrace (Vb)	Čítov Terrace (Va, Vb)	Dejvice Terrace (V)	Dejvice 1 and 2 Terrace (Drenthe)
Middle Pleistocene Saalian (Fuhne)	Týnec Terrace (IV)	Zbraslav Terrace (IVa) Hýskov Terrace (IVb)	Hněvice Hill Terrace (IV)	Letná Terrace (IV)	Letná Terrace (Fuhne)
Middle Pleistocene Elsterian	Buda Terrace (IIIb)	Srbsko Terrace (IIIb)	Straškov Terrace (IIIb)	Vinohrady Terrace (IIIb)	Vinohrady Terrace (Elster)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial c)	Chabeřice Terrace (IIIa)	Tetín Terrace (IIIa)	(IIIa)	Kralupy Terrace (IIIa)	Kralupy Terrace (Cromerian C)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial c)	Český Sternberk Terrace (II)	Pohořelec Terrace (IIa) Hlince Terrace (IIb)	Ledčice Terrace (II)	Pankrác Terrace (II)	Pankrác Terrace (Cromerian C)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial b)	Hvězdonice Terrace (Ib)	Řevnice Terrace (Ib)		Suchdol Terrace (IB)	Suchdol Terrace (Cromerian B)
Middle Pleistocene Cromerian Complex (Glacial a)	Střešov Terrace (Ia)	Skryje Terrace (Ia)	Krabčice Terrace (I)	Lysolaje Terrace (IA)	Lysolaje Terrace (Cromerian A)
Early Pleistocene Bavelian (Dorst) Menapian			Rovné Terrace		Rovné Terrace (Dorst) Vráž Terrace (Menapian)
Early Pleistocene Eburonian – Menapian	Niveau B Radvanice	Niveau B		Zdíby Stádial (Pliocene)	Zdíby Terrace (Eburonian – Menapian)
Early Pleistocene Tiglian					Stříbrnily Terrace (upper Tiglian)
Neogene	Niveau A Bojiště	Niveau A		Klínek Stádial	

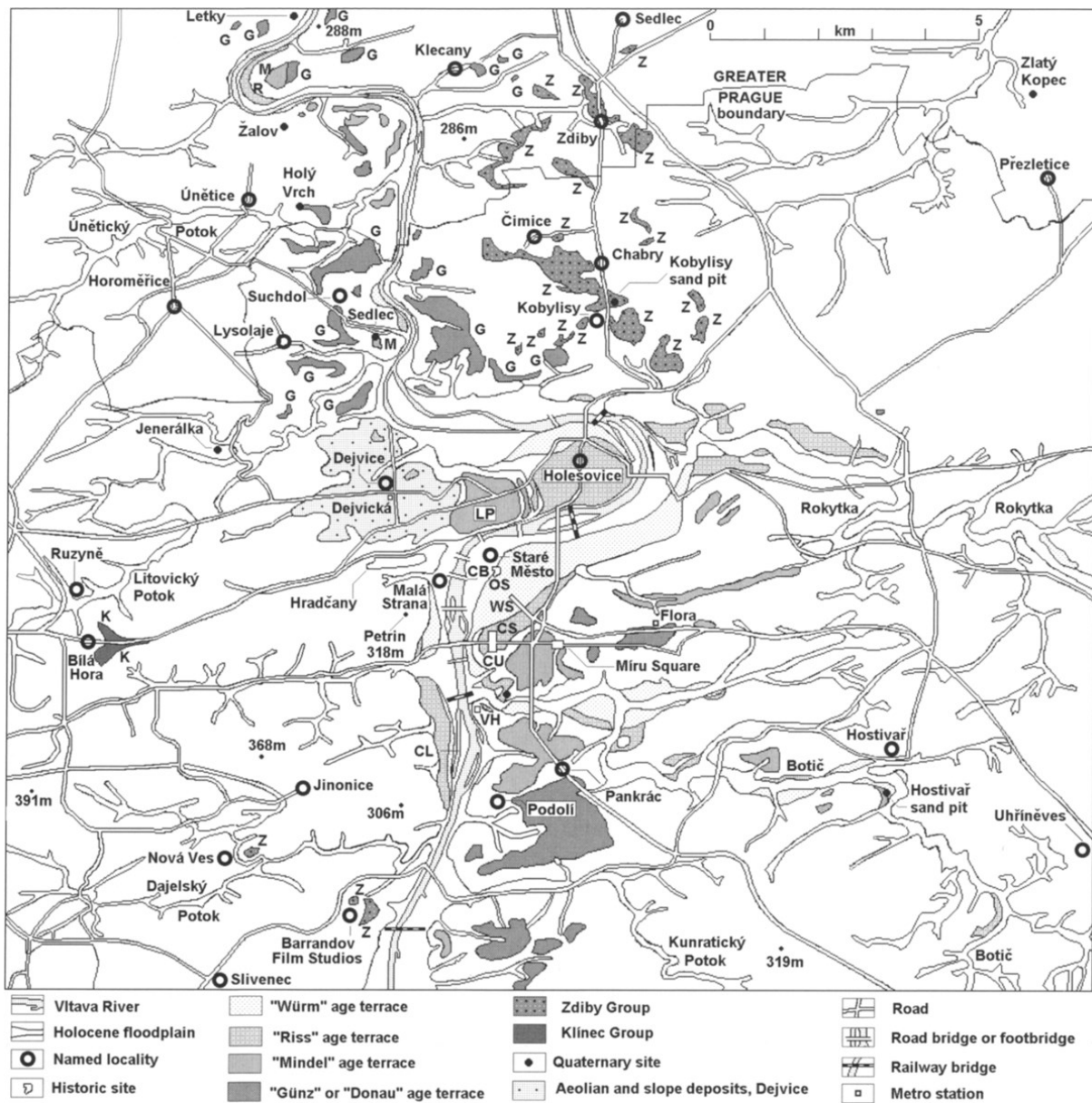
Skupina najvyšších riečnych terás

Najvyššie terasové akumulácie s jednoznačne kvartérnym pôvodom ležia nad okrajmi kaňonovitých údolí Vltavy, Berounky a dolných tokov niektorých ich väčších prítokov. Sú tvorené jednak vytriedenými piesčitými štrkami, jednak polohami hrubých štrkov (Kovanda, 2001b). Nadmorská výška ich povrchu sa pohybuje medzi 300 – 282 m n. m. a bázy 257 – 241 m n. m. Skladajú sa z niekoľkých samostatných akumulácií, popísaných podľa Zárubu et al. (1977) ako terasy lysolajská Ia, suchdolská Ib a pankrácka II (Obrázok 12). Z terás Berounky (Balatka & Loučková, 1992) sem patria skryjská Ia, řevnická Ib, pohořelická IIa, hlínecká IIb a tetínska terasa IIIa (Tabuľka 2).

Presné datovanie týchto terás je pomerne problematické. Väčšina prác považuje za obdobie ich vzniku začiatok stredného pleistocénu, ktorý je vymedzený paleomagnetickým rozhraním Matuyama/Bruhnes (780 ka). Práve v tomto období malo dôjsť k zväčšeniu klimatických rozdielov medzi glaciálmi a interglaciálmi. To malo za následok výrazné

zrýchlenie zahlbovania tokov v kataglaciáloch, a naopak zvýšenie fluviálnej akumulácie v anaglaciáloch. Iné, prevažne novšie práce (napr. Záruba et al., 1977; Tyráček & Havlíček, 2009) predpokladajú, že zvýšená intenzita zahlbovania mohla nastúpiť už skôr, v období zvýšenia intenzity neotektonického výzdvihu po 1 – 0,9 Ma, t. j. ešte v období staršieho pleistocénu. V posledných rokoch sa objavujú výskumy, v ktorých boli terasy datované rádiometrickými metódami (napr. Schaller et al., 2016). V tejto práci bola terasová úroveň I Tyráčka et al. (2004) zodpovedajúca lysolajskej terase Ia Zárubu et al. (1977) datovaná až na 1,5 Ma.

Typický výskyt terasových uloženín najvyššej úrovne sa nachádza v oblasti Lysolaj (Obrázok 13), kde sedimenty rovnomennej terasy Ia dosahujú mocnosti až 20 m, šírky 1 km a ich povrch leží 112 m nad hladinou Vltavy (Kalvoda & Balatka, 2016; Kovanda, 2001b), a tiež v oblasti Suchdola a Únětíc (suchdolská terasa Ib) so stratigraficky významnou lokalitou Holý vrch. Ďalej sa zvyšky týchto akumulácií vyskytujú v okolí Vonoklas (mocnosť nad 15 m), Barrandova, Veľkej Chuchle, medzi Braníkom a Lhotkou, na sídlisku Novodvorská, s. od Kunratického potoka, na Pankráci, medzi Kobylismi a Bohnicami a v okolí Bohnic, z. od Hovorčovic a v. od Proseka (Obrázok 13; Kovanda, 2001b).

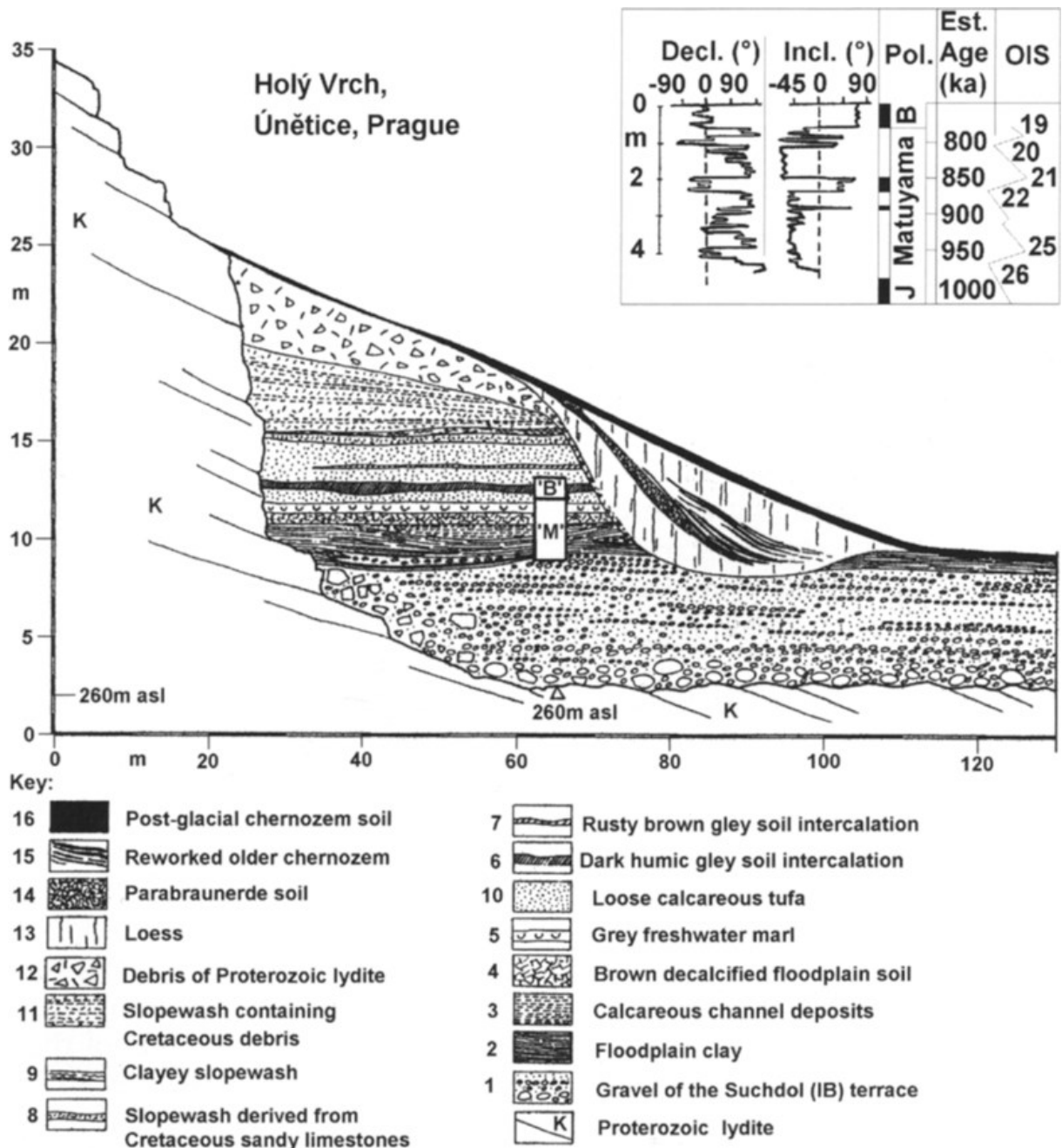


Obrázok 13: Rozšírenie fluviálnych akumulácií na území mesta Prahy a jej najbližšieho okolia. Zdroj: prevzaté z Tyráček et al. (2004).

Vzťah legendy k terasovému systému Zárubu et al. (1977): Terasy glaciálov donau a günz = lysolajská Ia, suchdolská Ib, pankráčcka II a kralupská IIIa; terasy glaciálu mindel = vinohradská IIIb a letenská IV; terasy glaciálu riss = dejvická V a veltruská VI; terasa glaciálu würm = maninská VII.

V čase sedimentácie štrkov suchdolskej terasy Ib, považovanej za nižší stupeň sedimentov lysolajskej skupiny, tiekla Vltava priamo na úpätí buližníkových Kozích hrbetov a Holého vrchu, približne 2 km na západ od svojho súčasného kaňonovitého údolia. Povrch suchdolskej terasy leží v súčasnosti vo výške 90 metrov nad hladinou Vltavy a viac ako 50 m nad dnom Tichého údolia, v čase vzniku terasy ešte neexistujúcom. Lokalita Holý vrch predstavuje výplň opusteného ramena rieky v nadloží suchdolskej terasy pôvodom z interglaciálov cromerského komplexu. Dôkazmi sú bohatý výskyt fauny vodných, a čiastočne

aj lesných mäkkýšov, a tiež piesčitých a hlinitých penovcov (Obrázok 14). Podobne lokalita Suchdol, ktorá leží oproti predchádzajúcej cez Tiché údolie, obsahuje v sladkovodných slieňoch v nadloží suchdolskej terasy množstvo fosílnych mäkkýšov (Ložek, 1960). Pochádza pravdepodobne z rovnakého obdobia, t. j. jedného alebo viacerých interglaciálov cromerského komplexu (Cílek et al., 2004; Kovanda, 2001b).



Obrázok 14: Prierez nadložía suchdolskej terasy v lokalite Únětice – Holý vrch.

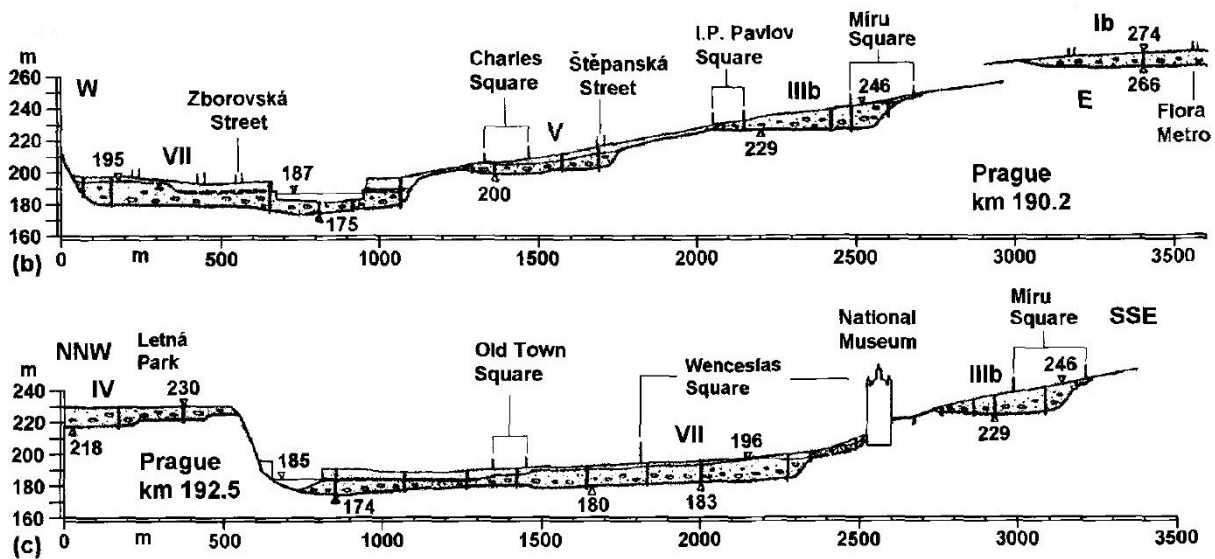
Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977).

Jednotky č. 13 – 15 vyplňajú eróznú depresiu povrchu; „M“ a „B“ označujú predpokladanú polohu paleomagnetického rozhrania Matuyama/Bruhnes.

Posledná stratigraficky významná lokalita najvyššej skupiny terás je Zlatý kopec s. od Přezletíc, ktorá patrí už do povodia Labe. Leží v nadmorskej výške približne 250 m, t. j. 75 m nad hladinou Labe tečúcej 5 km sv. smerom (Fejfar, 1969; Šibrava et al., 1979). Fluviálno-lakustrické piesky vo výške 244 – 247 m n. m. tu reprezentujú celý klimatický cyklus glaciál – interglaciál – glaciál. Datovaná je do interglaciálu III cromerského komplexu podľa nálezov mäkkýšov, malých stavovcov a výskytu fosílnych pôd vytvorených na zahlinených buližníkových sutiach. Bolo tu tiež objavené jedno z najstarších stanovišť pračloveka v Európe (Kovanda, 2001b; Tyráček et al., 2004).

Skupina vysokých riečnych terás

Medzi vysoké terasy Vltavy patrí kralupská (IIIa), vinohradská (IIIb), letenská (IV) a dejvická (V) Zárubu et al. (1977). Z terás Berounky (Balatka & Loučková, 1992) sem zaradíme srbskú (IIIb), zbraslavskú (IVa), hýskovskú (IVb) a liblínsku (Va). Tyráček et al. (2004) navyše rozlišuje dejvickú terasu 1 (Va) a 2 (Vb). Dôvodom je predpoklad, že dejvická terasa V Zárubu et al. (1977) má dve rozlíšiteľné bázy aj povrchy, pričom Vb sa morfológicky prejavuje v oblasti Karlovho námestia (býv. terasa Karlovho námestia podľa Zárubu (1943; Obrázok 15). Podľa niektorých názorov je kralupská terasa IIIa už vrchnou časťou nasledujúcej vinohradskej terasy IIIb a dejvická terasa zase spodnou časťou letenskej terasy IV (Kovanda, 2001b). Možné modifikácie sa objavujú pri datovaní terás, kedy Záruba et al. (1977) radia kralupskú terasu IIIa do záveru günzu a dejvickú terasu do začiatku rissu. Všetky zvyšné terasy radia do mindelu. Výškové úrovne ich povrchov sa pohybujú medzi 268 – 243 m n. m. (75 – 54 m nad úrovňou hladiny Vltavy a Berounky) a výšky ich báz sú 220 – 200 m n. m., t. j. 32 – 17 m nad hladinami riek (Kovanda, 2001b).



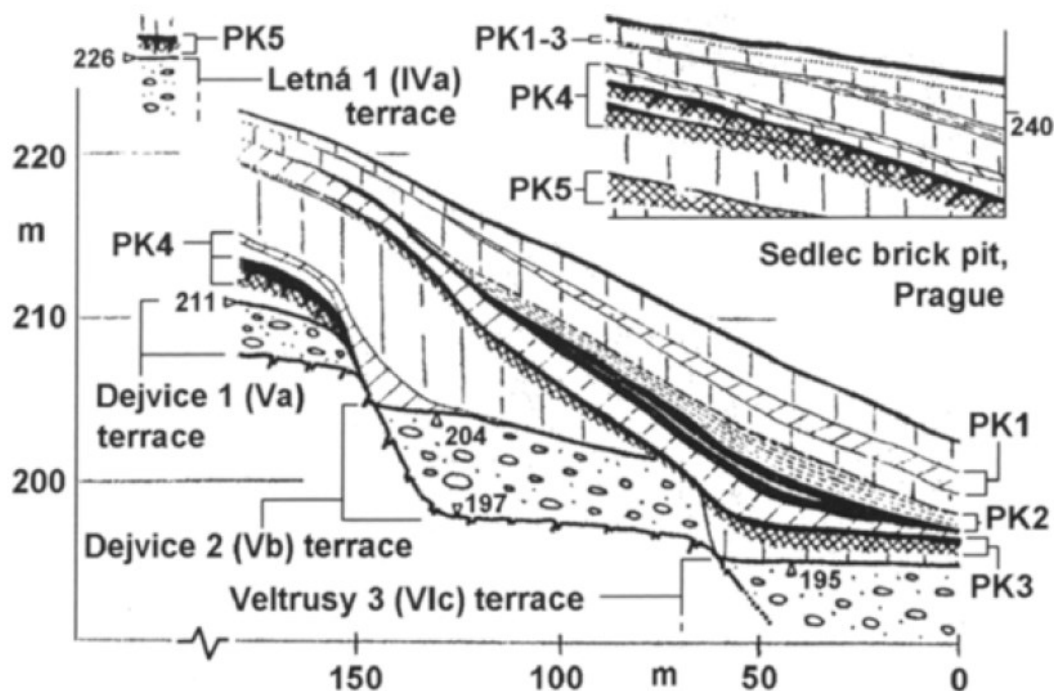
Obrázok 15: Priečne profily údolím Vltavy v centrálnej časti Prahy.

Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977).

Po uložení III. terasovej úrovne nasledovalo dlhé obdobie zvýšenej erózie, čo bolo spojené s opustením meandrov na viacerých miestach. Zvyšky štrkopieskových akumulácií opustených korýt sú známe z povodia Botiča (medzi štvrťami Zahradní město a Záběhllice), Rokytky (Žižkov) a v kolónii Na Krejčárku, kde dosahujú mocnosť až 12 m (Kovanda, 2001b). Premiestňovanie korýt a zintenzívnenie hĺbkovej erózie bolo spôsobené zmenami lokálnej eróznej bázy počas mimoriadne variabilných eróznodenuďačných a akumuláčných pochodov. Intenzita týchto morfogenetických procesov bola ovplyvňovaná klimatickými osciláciami, neotektonickými pohybmi a rozdielnou odolnosťou podložia (Kalvoda & Balatka, 2016). Všetky nasledujúce skupiny terás sa vyvinuli už v rámci novovytvorených kaňonovitých údolí. Preto zvyčajne ich zvyšky dosahujú menšie rozlohy, avšak väčšie mocnosti (Tyráček, 2001).

Od J na S sa piesčité štrky týchto terás vyskytujú j. od Kazína, v okolí Zvole, Radotína a Zbraslavi, na Závisti, v Komořanoch, Lhotke, Modřanoch, Hodkovičkách a v blízkosti Hlubočep. Tvorí plošiny medzi Pankrácou, Podolím a Vyšehradom (terasa Karlovho námestia Záruba (1943), resp. terasa Dejvice 2 (Vb) Tyráček et al., 2004), na Karlove, nad Hlavním nádražím, na Hrade a Letnej či v Troji v oblasti ZOO (Obrázok 13). Najvýznamnejšie a stratigraficky najhodnotnejšie lokality ležia v s. časti územia Prahy; okrem štrkovej plošiny pod Letenskými sadmi (letenská terasa IV) sem patria lokality Sedlec, okolie Dražanskej rokliny, ústie Únětického potoka na j. okraji Roztok, s. od Žalova a jadro meandra v Řeži (Záruba, 1943; Tyráček et al., 2004). Na vonkajšej strane pravostranného meandra v Dejviach je zachované 700 m široké opustené koryto, vyplnené uloženinami dejvickej terasy V (Tyráček et al., 2004).

V priestore bývalého lomu v Sedleci nachádzame sprašové pokryvy a komplexy paleopôd prekrývajúcich terasy IIIb (vinohradská) až VI (veltruská). Najnižšia paleopôda PK3 prekrýva veltruskú terasu VI. Kompletná sekvencia paleopôd PK4 (dve vrstvy pôdy typu parahnedozemí prekryté horizontmi černoze) prekrýva terasu Va (dejvická 1 Tyráčka et al., 2004), avšak iba jej horná, černozemná časť leží na dejvickej terase 2 (Vb). PK5 prekrýva letenskú terasu IV (Obrázok 16) a PK6 vinohradskú terasu IIIb. Vzťah medzi dejvickými terasami Va a Vb a pôdnym paleokomplexom PK4 svedčí o agradácii Va v kataglaciálnej fáze pred interglaciálom OIS 7, t. j. pred 243 ka (Cohen & Gibbard, 2019). Tento interglaciál mal dve klimatické optimá, v ktorých sa vyvinuli parahnedozeme. Po nich nasledoval chladný štadiál, počas ktorého agradovala terasa Vb, a následne sa počas teplejšieho obdobia (pravdepodobne OIS 7b) vytvorila vrchná časť PK4, pokrývajúca obe terasy. Podobná sekvencia fluviálnych štrkov, sprašových tabúl a interglaciálnych paleopôd je dokumentovaná v lokalite Letky j. od Libčíc n./Vlt. V oboch lokalitách sa zachovali fosílie interglaciálnych mäkkýšov z PK3 a 4 (Tyráček et al., 2004).



Obrázok 16: Prierez terasami Vltavy IV, Va, Vb a VI v lokalite Sedlec..
Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977).

Skupina stredných riečnych terás

Skupinu stredných terasových akumulácií reprezentujú piesčité štrky sedimentované v čase glaciálneho maxima warthe v závere glaciálu saale severoeurópskeho systému stratigrafie kvartéru. Patrí sem veltruská terasa (VI) Vltavy (Záruba et al., 1977) a terasy

poučnická (Vb) a kazínska (VI) Berounky (Balatka & Loučková, 1992). Podľa staršieho členenia Zárubu (1943) sem patrí ešte terasa Karlovho námestia (označovaná ako IIIb), ktorá je však v novšej práci (Záruba et al., 1977) považovaná za spodnú časť dejvickej terasy z predchádzajúcej skupiny vysokých terás a je označená ako Vb. Dôvodom tohto zaradenia bol predpoklad, že „terasa Karlovho námestia“ vznikla ako výsledok čiastočnej erózie dejvickej terasy V. Analogicky, Tyráček et al. (2004) označujú túto úroveň ako Dejvice 2. Pravdepodobne vznikla už v období drenthe, resp. riss 1 (Tabuľka 2).

Terasové akumulácie tejto skupiny sa vyskytujú v j. časti územia v okolí Dobřichovic, Mokropes, Strnad a Zbraslavi, ďalej v Cholupiciach, pod Komořanmi či v okolí Lipan (v údolí Botiča). V centrálnej oblasti Prahy ich nachádzame na Smíchove, Zlíchove a v Novom Meste (kde štrky veltruskej terasy VI tvoria podložie Václavského námestia a oblasti Hlavného nádraží; Obrázok 13). V jadre Holešovického meandra leží vo výške 15 m nad hladinou Vltavy približne 1,5 km široká plošina tvorená štrkami terasy VI, ktorá zasahuje aj pod Letnú, inak budovanú prevažne vyššou terasou IV. Ďalej po toku Vltavy ich možno nájsť na ľavom brehu v Stromovke, v ústí Šáreckého potoka, pod sprasovými pokryvmi v Sedleci a v Letkách (na s. okraji uvažovaného územia), na pravom brehu zase v oblasti Pelc-Tyrolky (Záruba et al., 1977). Štrkové a pieskové akumulácie tej istej úrovne sa vyskytujú v povodí Botiča napr. v Hostivaři či na Albertove, v povodí Rokytky vo Vysočanoch alebo v údolí Litovického potoka jz. od Ruzyně (Obrázok 13; Kovanda, 2001b).

Skupina nízkych riečnych terás

Najmladšie a morfológicky najnižšie položené terasové úrovne sú kladené do vrchnej časti mladšieho pleistocénu, ktorý v severoeurópskom systéme stratigrafie kvartéru zodpovedá glaciálu weichsel. Tvoria prevažne dná údolných zárezov vodných tokov a sú budované štrkopieskami, ktoré miestami vychádzajú na povrch. Často sú ale kryté holocénnymi povodňovými sedimentami, dejekčnými kuželmi či svahovinami. Do tejto skupiny zaraďujeme vltavské terasy maninskú (VII) v zmysle Zárubu et al. (1977) a terasy Berounky dobřichovickú (VIIa) a lipenskú (VIIb) Balatku a Loučkovej (1992).

Povrch terás tejto úrovne leží vo výške 211 – 180 m n. m. (od Dobřichovic po Libčice n./Vlt.), t. z. 7 – 12 m nad súčasnými tokmi a výška ich bázy sa pohybuje medzi 190 – 157 m n. m., čo je 9 – 13 m pod hladinami súčasných tokov. Mocnosť akumulácií je 20 – 23 m (Kovanda, 2001b).

Od J na S sa v údoliach Berounky a Vltavy najnižšie terasy vyskytujú na rozsiahlych plochách v Dobřichoviciach, Zbraslavi, Smíchove, Starom Meste (plošina v relatívnej výške

cca 5 m nad hladinou Vltavy v jadre pravostranného meandra), Karlíne, Holešovicích, pod Roztokmi, a v meandri v Řeži (Obrázok 13). V povodí Labe je na uvažovanom území táto terasová úroveň reprezentovaná lokalitou Nový Vestec pri sútoku s Jizerou. Okrem toho tvoria piesčité štrky najnižšej terasovej úrovne podložie holocénnych nivných sedimentov Vltavy, Berounky aj väčšiny potokov na ich dolných tokoch; v prípade Botiča a Rokytky aj vyššie (Kovanda, 2001b; Tyráček et al., 2004).

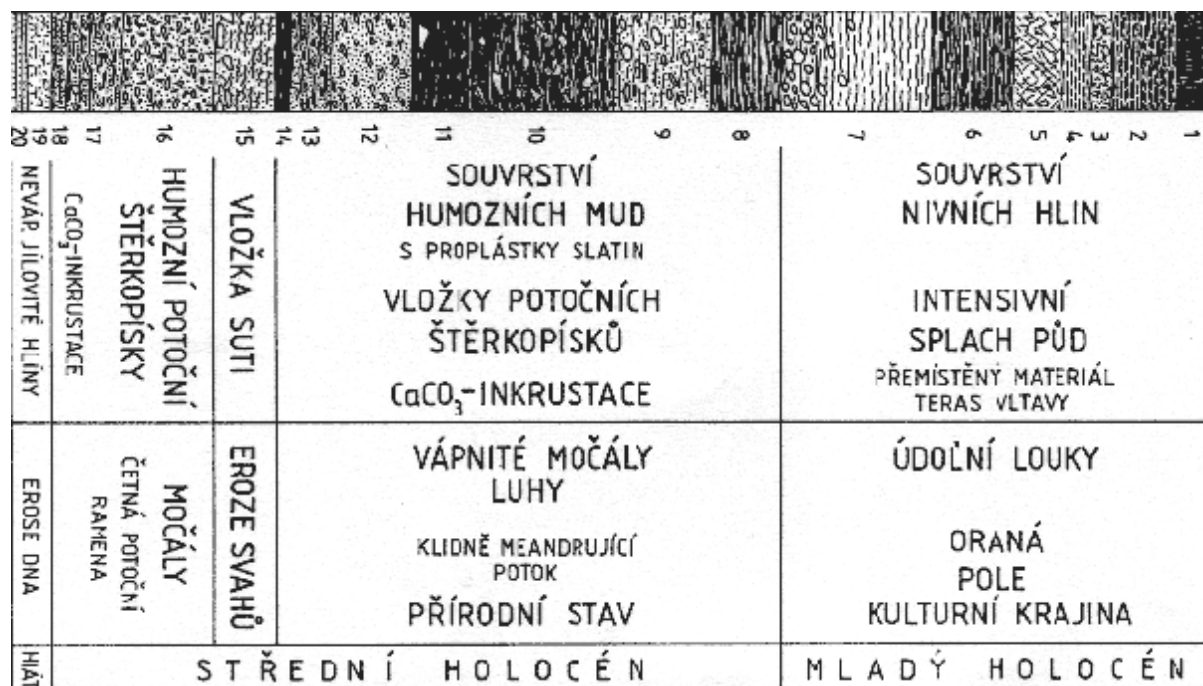
Fluviálne nivy

Fluviálne nivy predstavujú vývojovo najmladšie fluviálne akumulácie, ktorých vývoj prebieha od začiatku holocénu do súčasnosti. Ich členenie zahŕňa jednak podložné pleistocénne piesčité štrky a štrkopiesky, jednak samotné jemnozrnné piesčito-hlinité sedimenty holocénneho veku (Balatka & Kalvoda, 2010). Piesčité, hlinité, príp. ílovité sedimenty sa pritom vertikálne striedajú, pričom miestami nadobúdajú charakter humózných až slatinných polôh. Často tiež obsahujú horizonty premiestnených hrubších klastík, hlavne štrkov. V širších nivách sa miestami vyskytujú vo viacerých úrovniach povrchu (typicky 2 – 3), s vyvinutými nivnými, prípadne v zamokrených lokalitách glejovými pôdami (Kovanda, 2001b).

Vývoj holocénnych nív na území Prahy prebiehal od konca posledného glaciálu. Vplyvom topenia horských ľadovcov v oblasti Šumavy, ale ešte stále značnému zastúpeniu permafrostu (vsakovanie vody tak bolo minimálne) sa výrazne zvýšili prietoky vodných tokov. Tie sa tak zarezávali do podložia, tvoriac erózne zárezy v podložných štrkopieskových akumuláciách. Súčasnú nivu sú teda vložené do najmladšej terasy (Ložek, 1973). Neskôr však už v údoliach hlavných tokov prevládala akumulácia nad eróziou, pričom sedimenty boli prinášané hlavne prítokmi s vyšším spádom ako hlavné toky. Ešte v staršom a začiatkom stredného holocénu boli riečne nivy morfológicky pomerne pestré, s vyvinutým systémom bočných ramien, množstvom kopčiekov či chrbtov (erózných relikto). S nástupom poľnohospodárskej činnosti sa začal výrazne prejavovať odnos pôd a ich sedimentácia v podobe nivných hĺn, ktoré zarovnali nivný reliéf do podoby plochých podmáčaných údolí. V nich pred 1 – 3 ka vznikli prirodzené lužné lesy. Tento vývoj prebieha do súčasnosti, pričom v hlavnom koryte Vltavy sa v priebehu holocénu v priemere usadili 6 – 12 m mocné vrstvy sedimentov (Cílek et al., 2004). Ich súčasné mocnosti sú väčšinou značne menšie, predovšetkým preto, že v obdobiach eróžno-akumulačnej rovnováhy alebo prevládajúcej erózie podliehali ako prvé odnosu (Ložek, 1973).

Plošné rozšírenie holocénnych nív je, podobne ako v iných oblastiach, aj na území Prahy viazané na údolia prakticky všetkých súčasných vodných tokov. V prípade údolí Berounky,

Vltavy a Labe a v spodných častiach údolí ich väčších prítokov (napr. Botič, Rokytká, Porokopský, Šárecký a Únětický potok) ležia nívne uloženiny diskordantne na piesčitých štrkoch najmladšej terasy. V prípade menších tokov môžu byť holocénne nívne akumulácie uložené konkordantne, kedy vrchnopleistocénne piesčité štrky plynulo prechádzajú do nívnych uloženín (Kovanda, 2001b). Mocnosti nívnych uloženín sa v súčasnosti pohybujú v priemere od 1 – 3 m v prípade hlavných tokov a spodných častí ich väčších prítokov a 2 – 5 m v prípade menších tokov. Väčšie mocnosti sú známe napr. z údolí Šáreckého, resp. Litovického potoka (6 – 8 m) alebo Radotínského potoka (6 m). Najmocnejšia nívna séria je uložená v Tichom údolí Únětického potoka (lokalita U Trojanova mlýna), kde dosahuje mocnosti až 12 m. Jej vznik a vývoj je datovaný do stredného až mladého holocénu (Obrázok 17; Ložek, 1990). V prípade Vltavy je na väčšine svojej plochy pôvodný reliéf nivy pretvorený antropogénnymi úpravami (bližšie v kapitole 5.6). Zachované sú len malé zvyšky v oblasti Malej Strany, napr. na Kampe či Klárove – podľa toho sú v niektorých prácach nívne akumulácie Vltavy nazývané „terasy Klárova“ (napr. Záruba & Šimek, 1964).



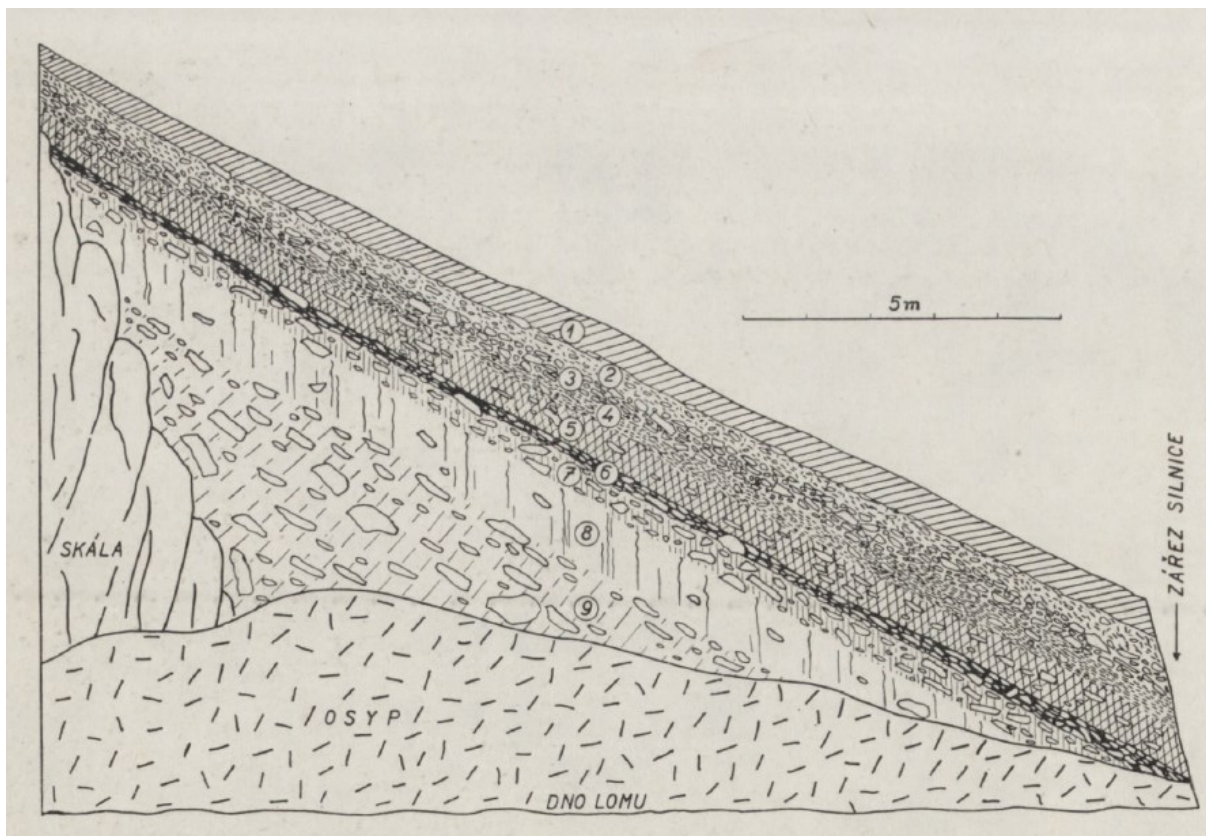
Obrázok 17: Profil nivou Únětického potoka v Tichom údolí (U Trojanova mlýna).
Zdroj: prevzaté z Ložek (1990).

5.4 Vývoj svahov a svahové procesy

Medzi svahoviny (delúviá) patria uloženiny rôzneho vzhľadu a zloženia. Základným mechanizmom ich vzniku je gravitačný pohyb materiálu po svahu, súhrnne označovaný ako znos. Ten takmer vždy pôsobí v súčinnosti s ďalšími klimato-morfogenetickými procesmi. V chladných obdobiach pleistocénu v extraglaciálnych oblastiach strednej Európy sa z klimato-

morfogenetických svahových procesov uplatňovali predovšetkým ron, splach, znos vyvolaný topením pôdneho ľadu či epizodická soliflukcia (obmedzuje sa na vhodné plochy a obdobia priaznivých klimatických podmienok). Často tiež prebiehali súčasne, prípadne aj spoločne s eolickou činnosťou, čím vznikli tzv. zmiešané svahoviny. Na niektorých miestach možno pozorovať vrstevné sledy vývoja svahov zodpovedajúce fázam klimaticko-sedimentačného cyklu, označované ako svahové série (Ložek, 1973). Z hľadiska intenzity svahových procesov možno konštatovať, že pravdepodobne najvýraznejšie sa uplatňovali v kataglaciálnych a anaglaciálnych fázach stredného pleistocénu (glaciály elster a saale). Príčinami boli vyššie teploty a viac regulačných cyklov, väčšia vlhkosť a dlhšie trvanie strednopleistocénnych glaciálov v porovnaní s vrchnopleistocénnym (weichselským) glaciálom. Väčšie množstvo snehu a objem permafrostu boli priaznivé predovšetkým pre pôsobenie soliflukcie, resp. geliflukcie (Czudek, 2005).

Vznik a vývoj svahovín je viazaný na litologické pomery (určujú typ svahovín), klimatické podmienky (určujú druh svahovín), geomorfologické a vegetačné pomery (Czudek, 2005; Ložek, 1973). Na miestach priaznivých pre sedimentáciu sa vyvinuli celé svahové série, dokumentujúce súdobé klimatické podmienky. V sprašových fázach vrcholných glaciálov prebiehala sedimentácia drobnozrnných svahovín s ostrohrannými úlomkami (tzv. mrazová drť) a určitým podielom jemnozrnej eolickej zložky. Jemnozrnné a drťové polohy sa pritom často rytmicky striedajú. Skorý glaciál je v svahových sériách reprezentovaný sutinovými polohami s medzihmotou často tvorenou pôdnymi sedimentami. V neskorom glaciáli sa zas výraznejšie uplatňuje soliflukcia, čím vznikajú rozsiahle pokryvy aj na veľmi miernych svahoch (sklon iba 2 – 3 °), zasahujúce do vzdialenosti desiatok až stoviek metrov. To je príklad územia na ľavom brehu Vltavy, s takto vyvinutými svahovinami na bridliciach, drobách, pieskovcoch či staropaleozoických vápencoch (Obrázok 18). V teplých obdobiach sa tvorili prevažne hrubšie kamenité sutiny, často stmelené do brekcií. Hojne sa vyskytovali skalné rútenia a pohyby veľkých blokov. Neoddeliteľnou súčasťou svahovín interglaciálov a holocénu sú tiež pôdne sedimenty, tvoriace celé sledy a dokumentujúce tak ich vývoj (Kovanda, 2001b; Ložek, 1973).



Obrázok 18: Svahová úpätná séria v lokalite Zubák (Zadní Kopanina).

1: humózná hlina s roztrúsenou sutinou; 2 – 4: sutina (3 – hrubšia sutina) s humóznou hlinitou výplňou a lesnou malakofaunou; 5: mierne ílovitá hlina s roztrúsenou sutinou; 6: hlina s hojnou sutinou; 7: humózná sprašovitá hlina s hrubšou sutinou; 8: spraš; 9: spraš s hrubou sutinou. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973).

Plošné rozšírenie svahovín na študovanom území je ovplyvnené predovšetkým litologickými pomermi. Oblasti spraší a sprašových hlín sú na svahoviny pomerne chudobné (napr. celá s. časť študovaného územia). Naopak lokality skalných odkryvov (napr. buližníkové Ládví) či spodné časti svahov na územiach budovaných čerstvými horninami sa vyznačujú častým výskytom delúvií o mocnostiach minimálne 3 – 5 m. Miestami sú zaznamenané aj väčšie mocnosti, napr. v okolí Průhoníc 10 m, v okolí Rudnej až 14 m (Kovanda, 2001b).

V oblasti Prahy medzi najčastejšie sa vyskytujúce typy svahovín patria hlinité, hlinito-ílovité a hlinito-piesčité, často s prímiesami úlomkov hornín či eolickej jemnozeme. Vznikli premiestnením elúvií väčšiny vyvretých, premenených a kamenito zvetrávajúcich sedimentárnych hornín (vápence, tvrdé pieskovce, zlepenec). Hlinito-ílovité svahoviny možno nájsť v okolí Štěrbohol či Měcholup, hlinito-piesčité sa vyskytujú na okraji vrchnokriedových sedimentov napr. na Proseku, v Hloubětíne. Zaujímavým prípadom sú hlinité svahoviny s blokmi pevných hornín pochádzajúcich z morfoloicky vyššie položených skalných odkryvov, napr. v Újezde n. Lesy alebo v bývalej tehelni Kotlářka v Dejviciach (cenomanské

pieskovce a zlepenca). Balvanito zvetrávajúce odolné horniny, predovšetkým proterozoické a staropaleozoické, sa vyznačujú svahovinami s prevahou hrubých blokov, prípadne tvoria súvislé kamenné moria. Typickým príkladom je kamenné more na úpätí Kozích hřbetů z. od Únětíc. Ďalšie kamenité a kamenito-hlinité svahoviny nachádzame na úpätiach strmých svahov údolia Vltavy a jej prítokov vyhlbených do vrchnoproterozoických a staropaleozoických hornín, napr. v Černošiciach, Radotíne, medzi Podbabou a Libčicami n./Vlt., v s. a sz. okolí Říččan, v Krči, Braníku a Hodkovičkách. Kamenito-ílovité sedimenty sú zastúpené napr. v okolí buližníkového chrbta Ládví (Kovanda, 2001b; Kleček et al., 2001; Ložek, 1973).

Z hľadiska druhu svahovín sú v študovanej oblasti zastúpené blokové a zmiešané. Blokové svahoviny, inak typické pre horské oblasti, sú viazané na balvanito zvetrávajúce horniny, predovšetkým buližníky, kremence a pieskovce. Naproti tomu svahoviny zmiešané vznikajú typicky v nižších oblastiach v sprašovej fáze klimaticko-sedimentačného cyklu, a to predovšetkým na záveterných svahoch (Ambrož, 1947). Ich vývoj určuje okrem eolickej činnosti tiež ron a soliflukcia, a to v rôznych pomeroch v závislosti na miestnych reliéfových podmienkach. Na území Prahy sa vyskytujú napr. v okolí Třebotova ako polohy či vložky v sprašiach (Kovanda, 2001b).

Prolúviá

Materiál svahovín je často ďalej transportovaný predovšetkým tečúcou vodou, a neskôr ukladaný v podobe fluviálnych sedimentov. Voda pri vyústení z menšieho postranného údolia do hlavného so širokou nivou stráca veľkú časť svojej unášacej schopnosti, čím vznikajú prechodné formácie medzi svahovinami a fluviálnymi sedimentami – prolúviá (tiež výplavové alebo deluviofluviálne sedimenty). Na území Prahy sa ako hlavná forma reliéfu budovaná prolúviami vyskytujú splachové kužele³. Vznikajú pri vyústení postranných údolí, úpadov a strží do väčších údolí, prípadne na úpätiach svahov. Spôsob ich vzniku a zloženie sú závislé od klimatických podmienok. V studených obdobiach vznikali hlavne pôsobením vodných prívalov a soliflukcie, v teplých obdobiach sa k nim pridružuje splach a pohyb zemín vyvolaný topením snehu. V chladných obdobiach prevládajú uloženiny s väčším podielom skeletu (ktorý ale môže byť drobný), v teplých obdobiach je v uloženinách väčší podiel jemnozeme (často zo znesených pôd), a zároveň hrubších blokov. Sedimentácia je obvykle iba periodická a strieda sa v rôznych úsekoch kužele (Ložek, 1973).

³ Druhou významnou formou reliéfu na prolúviách sú podhorské kužele vznikajúce pri ústí horských údolí do rovinného terénu. Vzhľadom ku konfigurácii reliéfu sa na uvažovanom území Prahy prakticky nevyskytujú.

Na území Prahy možno rozlíšiť dva typy prolúvií v záveroch údolí. Ploché a úzke prolúviá s mocnosťou rádovo v desiatkach cm sa vyskytujú na úpätiach svahov širších údolí, napr. Botiča, Rokytky, Kunratického a Radotínskeho potoka. Ploché a pomerne široké prolúviá s nahromadeným materiálom na dne úpadu s mocnosťou 0,5 – 2 m sú známe z okolia Písnice, z oblasti medzi Kunraticami a Chodovom či okolia Měcholup. Miestami obsahujú špecifické sedimenty, napr. ílovité, humózne či humolitické (dosahujú tiež väčšie mocnosti – viac ako 2 m), napr. prolúviá s polohami sladkovodných vápencov v okolí Čakovíc či Chýně. Značne väčších mocností (od 2 – 4 po 16 m) dosahujú splachové kužele pri vyústení postranných údolí do hlavného údolia Vltavy a Berounky. Často pritom ležia na pleistocénnych terasových akumuláciách (napr. Karlický a Radotínsky potok). Tvoria ich striedajúce sa hlinité, ílovité, piesčité a úlomkovité polohy s prímiesami balvanov a horninových blokov. Miestami sa v nich vyskytujú sladkovodné vápence (hlavne penovce) či subfosílna pôdy, dokladajúce obdobia sedimentačného kľudu (Karlík a Radotín). Proluviálne sedimenty na území Prahy sú prevažne holocénneho pôvodu (Kovanda, 2001b).

5.5 Eolické procesy a tvary reliéfu

Medzi eolické sedimenty patria spraše, viate piesky a príbuzné uloženiny (naviate hliny), líšiac sa veľkosťou zrna. Spraše sú tvorené prevažne prachovými časticami (rozmer zrna 0,01 – 0,05 mm). Sú charakteristické obsahom rozptýleného uhličitanu vápenatého a hnedou až šedožltou farbou kvôli obsahu železitých zlúčenín. Majú vertikálnu stĺpovitú odlučnosť a na odkryvoch si po dlhý čas zachovávajú zvislé steny. Obvykle tvoria mocné pokryvy na rovinách alebo sprašové záveje na svahoch údolí či úpätiach. Od nich sa odlišujú tzv. sprašovitú zeminy, líšiac sa od spraší aspoň v jednom z vyššie spomenutých znakov (Ložek, 1973; Grygar & Jelínek, 2006).

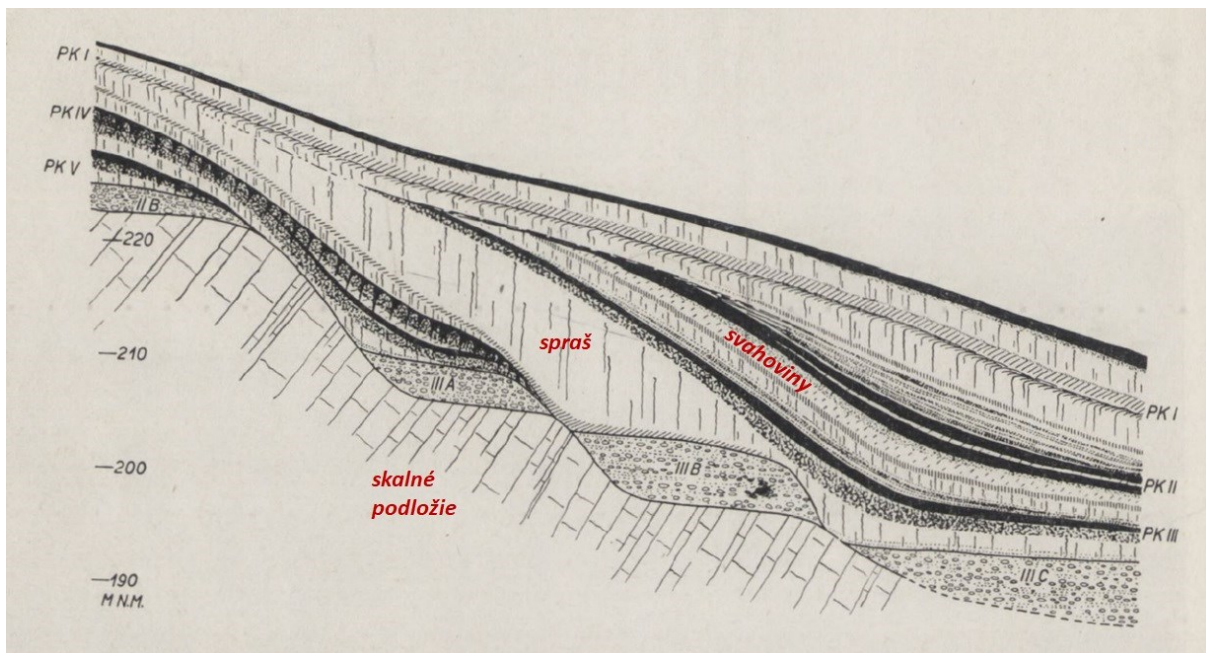
Spraš vzniká dvoma hlavnými pochodmi. Prvým je transport častíc vetrom a ich usadzovanie, ktoré určuje vytriedenie zrn a úložné pomery (polohu a tvar sprašových formácií). Nasleduje proces tzv. zosprašenia (lesifikácie), pri ktorom vzniká charakteristická skladba spraše, určovaná formou zlúčenín železa a uhličitanu vápenatého. Zosprašenie je špecifický zvetrávací pochod, pri ktorom sa z akumulácií chemickým zvetrávaním uvoľňujú kationy vápnika, sodíka a draslíka. V chladných a suchých klimatických podmienkach glaciálov sa však vápnik nevyplavuje do hĺbky, ale zostáva pri povrchu. Časť sa v malej hĺbke za súčinnosti mrazu a kapilárnej vlhkosti jemne rozptýli, čím výsledný sediment mierne spevňuje. Ďalšia časť sa nabaľuje na kremenné zrná, čím vzniká pelitomorfny karbonát charakteristický pre sprašové formácie. Vďaka tomu sú v spraši dobre zachované vápnité fosílie, predovšetkým

malakofauny a stavovcov (Hošek & Horáček, 2019; Ložek, 1973). Zosprašenie je typické pre najchladnejšie a najsuchšie obdobie glaciálov – pleniglaciál, predovšetkým jeho neskoršiu časť. Pravdepodobný ročný chod teploty a zrážok mal podobu dlhej mrazivej a suchej zimy, vlhkej jari, pomerne teplého a spočiatku vlhkého leta, ktoré následne vystriedalo suché obdobie plynulo prechádzajúce do ďalšej zimy (Ložek, 1973).

Na uvažovanom území Prahy sa spraše nachádzajú prevažne na svojej hornej hranici rozšírenia (300 – 400 m n. m.), takže v niektorých oblastiach už prechádzajú do sprašových hĺn, označovaných tiež prachovice. Od spraší sa odlišujú nedostatkom CaCO_3 , vyšším obsahom ílu a hrubozrnnejších častíc, menším stupňom vytriedenia materiálu či častým výskytom svahovín (Fink, 1965). Vznikali vo vlhkejšom sedimentačnom prostredí ako spraše, pričom hlavným pochodom nebolo zosprašenie, ale zhlinenie. To zapríčinilo ich slabé oglejenie, a pravdepodobne aj odvápnenie. V členitých oblastiach, akými sú predovšetkým svahy kaňonovitých údolí Berounky a Vltavy, sa na sprašiach vyskytujú zmiešané svahoviny. Pri ich vzniku sa uplatňovali hlavne svahové procesy. Vyvinuli sa predovšetkým na východne orientovaných svahoch, ktoré poskytovali najpriaznivejšie podmienky pre sprašovú akumuláciu (Ložek, 1973).

Na miestach s priaznivými podmienkami sedimentácie obsahujú sprašové náveje sedimentárne záznamy dlhých časových úsekov zahŕňajúcich podnebné výkyvy predovšetkým I. a II. rádu. Striedajú sa v nich sprašové pokryvy zodpovedajúce jednotlivým sprašovým klimaticko-sedimentačným fázam s fosílnymi pôdami a delúviami. Vznikajú tak sprašové série, ktoré sú jedným z najvýznamnejších dokladov stratigrafie kvartéru v periglaciálnych oblastiach (Ložek, 1973). Dokladmi teplých výkyvov II. rádu sú predovšetkým horizonty fosílnych pôd, označovaných ako pôdne komplexy (PK).

Sprašové pokryvy vyrovnávajú terénne nerovnosti vytvorené predchádzajúcimi eróznymi pochodmi. Sprašová sedimentácia prebieha až do vytvorenia plynulej svahovej krivky na povrchu akumulácie. Príkladom je vyplňanie terasových stupňov, ktoré začína po zahĺbení toku (Obrázok 19). Každý terasový stupeň je tak vyplnený členom sprašovej série usadenom bezprostredne po opustení daného terasového stupňa riečnou vodou (Ložek, 1973). Smerom k vyšším terasovým stupňom však už nebývajú zachované; ich miesto zaujímajú mladšie sprašové série uložené už na vyrovnanom svahu, ktoré majú menšie mocnosti a často sú nedokonale vyvinuté. Vzniká tak šupinovitá (teleskopická) stavba sprašových sérií (Kukla, 1961).



Obrázok 19: *Sprašová séria v údolí Vltavy J od Prahy. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973). Riečne terasy sú značené podľa Zárubu (1943), v zátvorke sú uvedené zodpovedajúce stupne podľa Zárubu et al. (1977): IIb (IV) – letenská, IIIa (Va) – dejvická, IIIb (Vb) – Karlovo nám., IIIc (VI) – veltruská.*

Na uvažovanom území Prahy predstavujú sprašové uloženiny viac ako tretinu celkovej plochy, pričom prevažne lemujú pražskú panvu budovanú staršími horninami. Z geomorfologického hľadiska tvoria dve kategórie tvarov: rozsiahle plošné pokryvy spraší a sprašových hĺn (prachovíc) na podložných zarovnaných povrchoch a záveje, resp. svahy tvorené zmiešanými svahovinami a sprašovými sériami. Prvú kategóriu predstavujú rozsiahle sprašové tabule na prevažnej väčšine reliktovej zarovnaných povrchoch, pričom ale dosahujú mocnosti spravidla len 0,5 – 2 m (Balatka, 2001; Kovanda, 2001b). Najväčší rozsah majú na ľavom brehu Vltavy a v s. časti uvažovaného územia (Němec & Ložek, 1997; Obrázok 1; Obrázok 7). Sprašové záveje a zmiešané sedimenty naopak dosahujú značné mocnosti (až do 30 m). Pri svojom vývoji sa spraše usadzovali predovšetkým na záveterných svahoch orientovaných k V a JV. To malo za následok vznik asymetrických údolí s. – j. smeru, kde svahy orientované k V sú mierne, a naopak svahy so z. orientáciou budované staršími skalnými horninami sú strmšie. Príkladom sú údolia Karlického, Radotínskeho či Říčanského potoka (Kovanda, 2001b).

Viate piesky na území Prahy vznikali predovšetkým vo vrchnom pleistocéne (prevažne až na konci posledného glaciálu), a to v oblasti najnižších terás alebo zo zvetraných vrchnokriedových, spodnopaleozoických a vrchnoproterozoických hornín. Ich vývoj je viazaný na chladné obdobia, kedy deflačné povrchy neboli pokryté vegetáciou. V údoliach s. – j. smeru

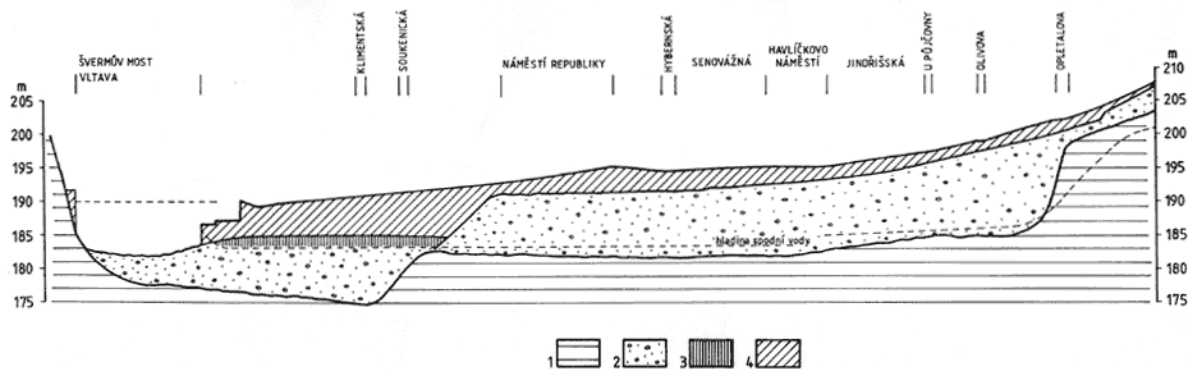
s v. svahmi pokrytých sprašou možno pozorovať, že na opačnej strane údolia, t. j. na úpätiach z. orientovaných svahov, vystupujú polohy viatych pieskov. Príkladom je napr. údolie Vltavy (Zbraslav, Modřany), kde akumulácie viatych pieskov vyrovnávajú strmé úpätia terasových stupňov. Prevažná väčšina viatych pieskov na študovanom území je nevápnitá; výnimkou je akumulácia v splachovej zníženine v Michli. Ďalej roztrúsene vyplňajú rôzne nerovnosti terénu na horninách Barrandienu a proterozoika, predovšetkým na pravom brehu Vltavy (napr. v okolí Modřanskej rokle, v oblasti Žižkova). Hrubšie pokryvy (jednotky m) a ploché duny možno nájsť napr. na Lhotke či medzi Modřanmi a Písnicí.

Viate piesky staršieho veku (staro- až strednopleistocénneho) sú zastúpené hlavne v zmiešaných svahovo-piesčitých sedimentoch, prípadne v sprašových sériách. Striedajú sa v nich jemne a hrubo zrnité vrstvy, prípadne tiež obsahujú úlomky hornín. V oblasti Modřan a Komořan, Kyjí a na úpäti vrchu Tábor (Hrdlořezy) vyrovnávajú svahové úpätia nad vyššími terasovými stupňami, inde sú vložené v sprašových hlinách, napr. v Hostiviciach či Liboci (Kovanda, 2001b; Ložek, 1973).

5.6 Antropogénne procesy a zmeny povrchových tvarov

Územie Prahy je vďaka výhodnej geografickej polohe prakticky nepretržite osídlené už od obdobia 5000 rokov pred n. l. Je doložený výskyt kultúr neolitu a doby bronzovej (Fridrichová et al., 1995; Fridrich, 1997), keltských a slovanských kmeňov. Okrem strategickej polohy v centrálnej časti Českého masívu je za dôvody atraktivity územia pre osídľovanie považovaná kombinácia výhodných klimatických, hydrologických a reliéfových pomerov (Hrdlička, 1984; Kubíková et al., 2005). Z hľadiska pôsobenia činnosti človeka na pretváranie reliéfu je najvýznamnejších posledných zhruba 1000 rokov. V tomto období dochádza k rozvoju výstavby a postupnému rozširovaniu mesta z oblasti Pražskej kotliny na okolité planiny a pahorky Pražskej plošiny (Kalvoda & Balatka, 2016).

V priebehu holocénu, a predovšetkým od stredoveku, dochádza k rozsiahlym a nevratným zmenám reliéfu, resp. celého prírodného prostredia pôsobením činnosti človeka. Medzi významné z hľadiska geomorfológie patrí premena riečnej nivy spojená so zarovnávaním menších terénnych nerovností, zavázaním riečnych ramien, zmenami priebehu korýt, prípadne ich úplným zavezením. Výstavbou hatí pre potreby mlynských náhonov v stredoveku navyše došlo k zvýšeniu hladiny Vltavy o 3 – 3,5 m. Predpokladá sa, že tieto procesy sa najvýraznejšie prejavili v oblasti Starého a Nového Města, kde sú v podloží často dokladované výplne riečnych korýt (Záruba, 1948). Mocnosť navážok dosahuje jednotky metrov, niekde (napr. pod Dittrichovou ulicou) až 10 m (Cílek, 2001; Obrázok 20).



Obrázok 20: Priečny profil údolím Vltavy medzi býv. Švermovým (v súč. Štefánikovým) mostom a ulicou Opletalova. Legenda: 1 – skalné podložie; 2 – pleistocénne piesky a štrky; 3 – holocénne nivné hliny; 4 – navážky. Zdroj: prevzaté z Lorenc (1973).

Zasypané ramená Vltavy (napr. „pokračovanie“ Čertovky pod Vojanovými sadmi a Valdštejnskou záhraou k bývalej Strakovej akadémii či v oblasti Libeňského ostrova a Zlíchova) sú často zvodnené (Záruba & Šimek, 1964). V prípade menších vodných tokov to neplatí vždy – z toho dôvodu sa pri rekonštrukcii ich priebehu je často nutné spoliehať na historické pramene. Zatiaľ čo na ľavom brehu Vltavy sú zachované údolia vo svojej prirodzenej forme (predovšetkým Šáreckého a Únětického potoka), prevažná väčšina tokov pravého brehu a dolných častí tokov na ľavom brehu bola zregulovaná či kanalizovaná (napr. Dalejský a Motolský potok, Botič). Menšie a kratšie toky pramenili na bázach terás (napr. Jezerka z pankráckej terasy či viacero prameňov nad Národným múzeom na báze vinohradskej terasy). V niektorých prípadoch ich reprezentujú údolné terénne depresie (pod Pavím vrchom, v oblasti Evropské ulice a pod.) či ploché náplavové kužele (Cílek, 2001).

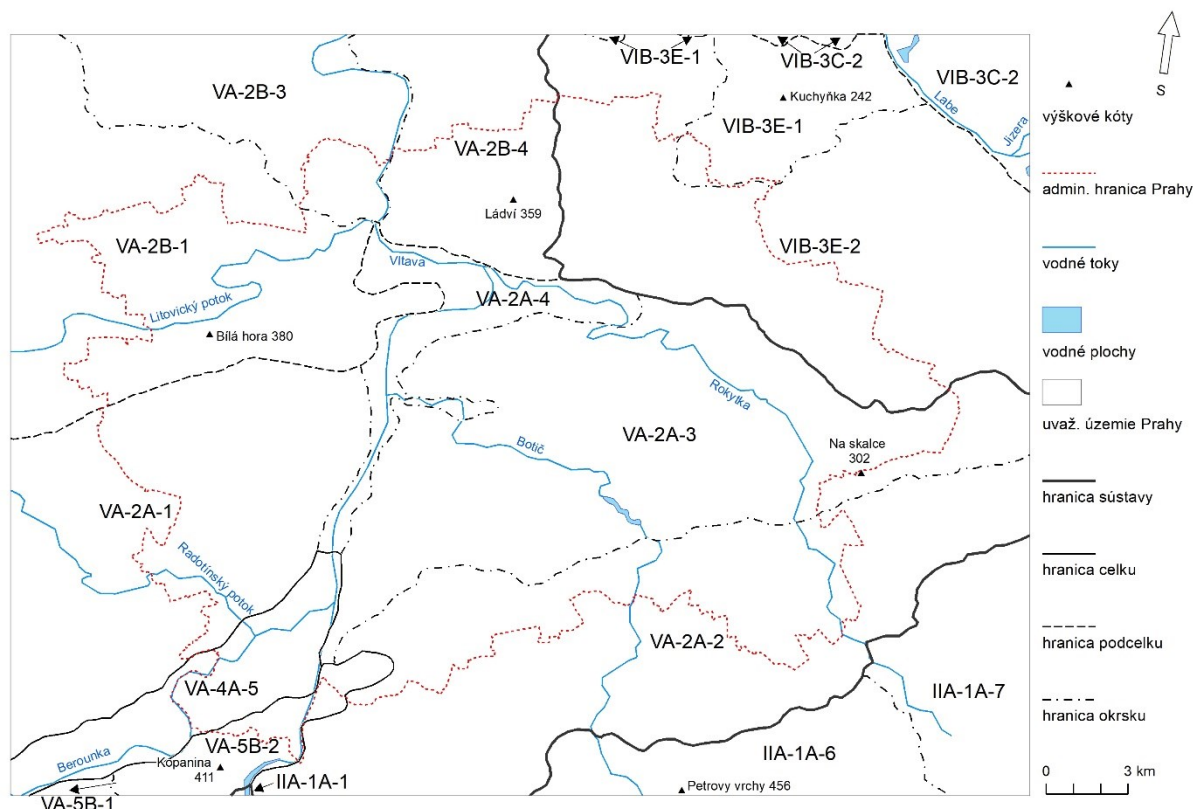
Vzhľadom na bohatstvo a rozmanitosť nerastných surovín vznikli na uvažovanom území Prahy početné lomy. Jedná sa predovšetkým o ťažbu vápencov, pieskocov (Petřín) či opúk (okraj Proseckej plošiny medzi Libňou a Hloubětínom). Rozsiahla ťažba kremencov značne ovplyvnila súčasný reliéf v oblasti tzv. Žižkovho vrchu. Ten mal pôvodne tvar kozieho chrbta so strmou S stenou na štruktúre Pražského zlomu. Ťažobná činnosť mala za následok vznik súvislého pásu strmých lomových svahov aj na J strane, pôvodne tvorenej len miernym svahom (Cílek, 2001). Ťažba vápencov v Prokopskom údolí zas viedla k zániku pôvodne najväčšej krasovej formy reliéfu na území Prahy – Prokopskej jaskyne. Na druhej strane viedla selektívna ťažba vápencov predovšetkým v oblasti Hlubočep k vzniku pozoruhodných tvarov reliéfu, napr. umelý kaňon Jezírko, Prokopská skála či tzv. útesy pod hlubočepským cintorínom (Němec & Ložek, 1997).

Významným reliéfovým činiteľom antropogénneho pôvodu boli predovšetkým v minulosti tehelne. Zo začiatku, t. j. približne od 14. storočia, prebiehala ťažba nivných hĺn spolu s pieskom a štrkom v nive Vltavy. Postupne sa väčšina ťažby tehliarskych hĺn orientovala na oblasti spraší a sprašových závejov. Kvôli tomu zanikla významná časť sprašových uloženín, napr. prerušované záveje v nadloží vyšších terasových stupňov ľavého brehu Vltavy medzi Radlicami a Klárovom. Na druhej strane predstavujú bývalé ťažobné priestory cenné odkryvy vhodné pre stratigrafické výskumy, napr. Sedlec, Letky pri Libčiciach n./Vlt., Jenerálka (medzi Nebušicami a Vokovicami), Koblárka (Dejvice) či Juliska (Podbaba). Množstvo terénnych nerovností po tehelních bolo využitých na výstavbu športovísk, garáží a skladov, prípadne boli zavezené odpadom (Cílek, 2001; Kovanda, 2001b).

6 Súčasný stav a rozmanitosť povrchových tvarov na území Prahy

6.1 Geomorfologické členenie územia Prahy

Uvažované územie Prahy patrí podľa vybraného geomorfologického členenia ČR (Demek & Mackovčín, 2006) ku trom sústavám Českej vysočiny: Poberounskej sústave, Českej tabuli a Česko-moravskej sústave (Príloha A). Samotné katastrálne územie Prahy je súčasťou prvých dvoch sústav (Obrázok 21).



Obrázok 21: Mapa geomorfologických jednotiek na uvažovanom území Prahy. Zdroj: výškopis, vodné toky, vodné plochy – databáza ©ArcČR, (ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, 2016); administratívne hranice, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK.

6.1.1 Pražská plošina

Geomorfologický celok Pražská plošina tvorí významnú časť uvažovaného územia Prahy (viac ako 2/3 jeho rozlohy; Obrázok 21). Charakteristickým tvarom reliéfu sú zarovnané povrchy plošinového alebo mierne ukloneného charakteru, do ktorých sa zarezávajú údolia vodných tokov. To má za následok pomerne veľkú relatívnu výškovú členitosť reliéfu, dosahujúcu hodnôt až vyše 200 m (Obrázok 25). Reliéf je pritom členitejší v západnej časti územia, t. j. na ľavom brehu Vltavy. Výškové rozdiely v ráde stoviek metrov sa vyskytujú na malej vzdialenosti: napr. Bílá hora (kóta 380 m n. m.) leží len 6,5 km od brehu Vltavy (188 m

n. m.). Najväčšia výšková členitosť reliéfu je dosahovaná v pruhu územia pozdĺž Vltavy, odkiaľ sa smerom na Z a najmä na V výrazne znižuje (Balatka, 2001; Obrázok 25).

Štruktúrne tvary reliéfu sú na Pražskej plošine (ale aj v ostatných geomorfologických jednotkách uvažovaného územia) prevažne štruktúrne chrbty a suky. Sú vytvorené hlavne na proterozoických a staropaleozoických horninách, ako silicity (buližníky), bazalty, kremence, diabasy a vápence. Ich rozmery, tvary a smer sú určované štruktúrnymi pomermi a mierou denudácie reliéfu. Najvýraznejším štruktúrnym chrbtom je buližníkmi budované Ládvi (kóta 359 m n. m.; Obrázok 2). Buližníkové suky, ktoré sú súčasťou exhumovaného predkriedového povrchu, vystupujú na povrch na Turskej plošine, a tiež lemujú údolie Šáreckého/Litovického potoka. Menšie chrbty a suky z ordovických kremencov a silúrskych diabasov sú charakteristické pre údolie Motolského potoka. Rozsiahle štruktúrne chrbty budované ordovickými kremencami tiež vystupujú medzi Žižkovom a Hloubětínom; príkladom je Vítkov (Obrázok 2). V údolí Radotínskeho potoka, na zvrásnených silúrskych a devónskych vápencoch, vznikli kuestovité chrbty. V chladných obdobiach kvartéru boli konvexné (predovšetkým buližníkové) morfoštruktúry modelované kryogénnymi procesmi. Výsledkom sú početné mrazové zruby a zrázy, kamenné moria a prúdy, a pod. Príkladom sú Kozí hřbety pri Úněticiach alebo Velká skála na Z od Kobylís (Balatka, 2001).

Vltava predstavuje eróznú bázu Pražskej plošiny, a zároveň v severojužnom smere pretína naprieč horniny Barrandienu. V údolí tohto toku, predovšetkým v okrsku Pražská kotlina, vystupujú na údolných svahoch rozsiahle skalné útvary. Mnohé sú vytvorené umelo na miestach bývalých kameňolomov, i tak ale predstavujú cenné geologické profily predovšetkým osovej staropaleozoickej časti Barrandienu. Epigenetické údolia ľavostranných prítokov Vltavy a Berounky vytvárajú hlboké, miestami až kaňonovité údolia, ktorých priebeh a priečny profil je miestami usmerňovaný proterozoickým a staropaleozoickým horninovým podložím a tektonikou. Typickými príkladmi sú údolia Radotínskeho, Dalejského, Šáreckého a Únětického potoka, z pravostranných prítokov potom údolie Rokytky. Pôvodne boli založené na rozsiahlej vrchnokriedovej plošine, cez ktorú sa prerezali do palety rôzne odolných hornín Barrandienu. Práve geologické a tektonické pomery, ako uloženie odolnejších hornín v smere SV – JZ (barrandiensky smer), výskyt tektonických porúch hercýnskeho smeru, ale tiež akumulácie sprašových závejov na v. svahoch spôsobili asymetriu priečných profilov viacerých tokov. Popri Vltave do tejto skupiny patria aj napr. údolia Karlického, Radotínskeho, Dalejského, Šáreckého, Únětického a Kunratického potoka a Rokytky (Balatka, 2001).

Akumulačné fluvialne tvary sú zastúpené predovšetkým pleistocénnymi riečnymi terasami a holocénnymi údolnými nivami. Z neogénnych sedimentov sa okrem stratigraficky

významnej lokality Sulava zachovalo už len niekoľko denudovaných zvyškov, napr. v blízkosti Slivenca či na vrcholovej plošine Bílé hory (Balatka, 2001). Piesky a štrky zdíbskeho štádia naopak tvoria súvislú plošinu medzi Kobylismi a Sedlecom v nadmorskej výške 300 – 325 m (Obrázok 22).



Obrázok 22: Pohľad na plošinu budovanú sedimentami zdíbskeho štádia (od hviezdárne Ďáblice sz. smerom na Zdiby). V pozadí pravej časti fotografie vidieť rozsiahlu skládku odpadu. Zdroj: archív autora (apríl 2019).

Kvartérne terasy Pražskej plošiny predstavujú kompletný systém, zodpovedajúci glaciálom pleistocénu. Často sú vyvinuté vo vzťahu k symetrii či asymetrii jednotlivých údolí; na pravom brehu Vltavy zaberajú rozsiahle plochy, na ľavom sú len v dejvicko-holešovickom meandri a j. od územia mesta v úzkom pruhu nad údolným zárezom. Najväčšiu rozlohu zaberá najstaršia terasová úroveň Ia (podľa Zárubu et al., 1977) na Zdíbskej tabuli (na S od sedimentov zdíbskeho štádia), ktorej sedimenty dosahujú mocnosti až 20 m a ich povrch leží až 112 m nad súčasnou hladinou Vltavy. Ďalšie spodnopleistocénne terasy ležia hlavne na pravom brehu, stredno- a vrchnopleistocénne terasy sú okrem okrsku Pražská kotlina rozšírené len obmedzene (Balatka, 2001; Obrázok 2 a Obrázok 13).

Z eolických akumuláčnych tvarov sú na území Pražskej plošiny zastúpené sprašové pokryvy a záveje. Prvé z nich dosahujú pomerne malých mocností (väčšinou do 2 m) a vyskytujú sa na plošinách zarovnaných povrchov a fluvialných terás Hostivickej a Zdíbskej tabule a Turskej a Uhříněveskej plošiny. Často kopírujú a zjemňujú pôvodný reliéf. Sprašové

záveje sa vyskytujú hlavne na údolných svahoch, kde dosahujú značné mocnosti, a tiež výraznejšie ovplyvňujú reliéf. Ich rozšírenie prevažne na svahoch s východnou orientáciou napovedá o prevládajúcom západnom prúdení vzduchu v glaciáloch (Balatka, 2001).

Vnútorne členenie Pražskej plošiny

Podľa vybraného geomorfologického členenia ČR (Demek & Mackovčín, 2006) sa celok Pražská plošina na uvažovanom území člení na dva podcelky: Říčanskú plošinu (VA-2A) a Kladenskú tabuľu (VA-2B; Obrázok 21; Príloha A).

Říčanská plošina zaberá na uvažovanom území plochu 489 km² v jeho j. a v. časti. S Kladenskou tabuľou sa stretáva v línii Rudná – Chrášťany – Motol – úpätie ľavého svahu Motolského potoka – úpätie ľavého svahu Vltavy medzi Smíchovom a Podbabou. Na pravom brehu Vltavy táto hranica pokračuje s. okrajom Pražskej kotliny v území medzi Trojou a Hloubětínom (Obrázok 21). Geologický podklad tvorí z veľkej časti exhumované podložie súvrství vrchnej kriedy, t. z. proterozoické a staropaleozoické horniny, na JZ, J a V leží mladotretohorný zarovnaný povrch. Štruktúrne tvary možno nájsť v sv. (kremencové chrbty) a jz. časti (malé vápencové chrbty). Podrobnejšie sa člení na 4 okrsky: Třebotovská plošina (VA-2A-1), Uhříněveská plošina (VA-2A-2), Úvalská plošina (VA-2A-3) a Pražská kotlina (VA-2A-4; Obrázok 21; Príloha A).

Třebotovská plošina sa nachádza na JZ Říčanskej plošiny a geologicky zodpovedá osovej strednej časti Barrandienu (ordovik, silúr, devón). Reliéf je členitý, erózne-denudačný, so zarovnanými povrchmi, štruktúrnymi chrbtami a sukami, a tiež hlbokými údoliami ľavostranných prítokov Vltavy a Berounky. Najvyšším bodom je svedecká plošina Na Vidouli (kóta 371 m n. m.), ktorá vznikla na denudačnom zvyšku vrchnokriedových hornín.

Uhříněveská plošina, tvoriaca územie pretiahnutého tvaru pri j. hranici Říčanskej plošiny s oblasťou Středočeská pahorkatina (IIA), má charakter plochej pahorkatiny. Je budovaná odolnými proterozoickými drobnými a bridlicami, reliéf je preto málo členitý.

Úvalská plošina leží v strednej a sv. časti Říčanskej plošiny (hranica s Uhříněveskou plošinou v línii Točná – Libuš – Šeberov – sz. okraj Uhříněvsi – Úvaly). Reliéf má charakter stredne členitej pahorkatiny erózne-denudačného pôvodu na staropaleozoickom podloží. Vyskytujú sa ale tiež denudačné zvyšky vrchnokriedových hornín. Miestami sa vyskytujú výrazné suky a menšie štruktúrne chrbty (v okolí toku Rokytky).

Pražská kotlina zahŕňa údolnú nivu a najnižšie terasové stupne údolia Vltavy medzi Velkou Chuchlí a Podbabou s výbežkami do údolia Botiče (po Vršovice) a Rokytky

(po Vysočany a Hloubětín). Je na nej postavená podstatná časť historického centra Prahy (Balatka, 2001).

Podcelok Kladenská tabuľa zaberá na uvažovanom území plochu 230 km². Geologické podložie tvoria vrchnokriedové sedimenty, proterozoikum a staršie paleozoikum Barrandienu a lokality pliocénnych a pleistocénnych, prevažne sprašových sedimentov. Reliéf má charakter zarovnaného povrchu v dvoch úrovniach: 350 – 400 m n. m. a 250 – 320 m n. m. Miestami sa vyskytujú suky a štruktúrne chrbty, a to na odolných buližníkoch a bazaltoch (napr. Ládvi a Kozí hřbety). Na uvažovanom území sa nachádzajú okrsky Hostivická tabuľa (VA-2B-1), Turská plošina (VA-2B-3) a Zdíbská tabuľa (VA-2B-4; Obrázok 21; Príloha A).

Hostivická tabuľa leží v oblasti súvislej vrstvy vrchnokriedových hornín, s charakteristickými rozsiahlymi zarovnanými povrchmi – štruktúrnymi plošinami. Reliéf je mierne uklonený od JZ na SV. V oblasti epigenetického údolia Šáreckého/Litovického potoka, hlavne na jeho strednom a dolnom toku, sú v širokej údolnej depresii odkryté ordovické horniny.

Turská plošina leží s. od Hostivickej tabule na exhumovaných proterozoických horninách. Prevažne plošinný reliéf dopĺňa množstvo buližníkových a bazaltových súk a štruktúrnych chrbtov, napr. Kozí hřbety, kde sú miestami zachované zvyšky príbojovej sedimentácie vrchnokriedového mora. Ležia tu údolia Zákolanského a Únětického potoka, ktorých priebeh je lokálne ovplyvnený priečnymi poruchami hercýnskeho smeru.

Zdíbská tabuľa je plochá pahorkatina na pravom brehu Vltavy. Leží na piesčitých a štrkových sedimentoch zdíbskeho štádia neogénu a piesčitých štrkoch najstaršej pleistocénnej terasovej úrovne Vltavy. Ich podložie potom tvoria spodnoturónske vápnité ílovce a slieňovce. Hlboké údolia prítokov Vltavy odkrývajú pod nimi ležiace horniny proterozoika. Buližníkové a spilitové štruktúrne chrbty a suky vystupujú najmä pri údoliach vodných tokov – Ládvi 359 m n. m., Čimický háj 331 m n. m. a ďalšie (Balatka, 2001; Demek & Mackovčín, 2006).

6.1.2 Hořovická pahorkatina

Tento geomorfologický celok Brdskej oblasti je na uvažovanom území zastúpený podcelkom Hořovická brázda (VA-4A) a jeho okrskom Řevnická brázda (VA-4A-5; Obrázok 21; Príloha A).

Řevnická brázda je výraznou štruktúrnou zníženinou barrandienského smeru na ordovických bridliciach. Preteká ňou rieka Berounka s veľmi dobre vyvinutým terasovým systémom, ktorého piesčité štrky dosahujú mocnosti až 20 m. Medzi Černošicami a sútokom s Vltavou vytvára Berounka údolnú nivu širokú 1,5 až 2 km (Obrázok 2), s naplaveninami

o mocnosti 10 – 12 m a opustenými korytami. Údolie Berounky je z JV ohraničené strmými svahmi susedného podcelku Hřebeny (Demek & Mackovčín, 2006; Balatka, 2001).

6.1.3 Brdská vrchovina

Do uvažovaného územia zasahuje z tohto geomorfologického celku Brdskej oblasti podcelok Hřebeny (VA-5B), konkrétne jeho okrsky Studenská vrchovina (VA-5B-1) a Kopaninská vrchovina (VA-5B-2; Obrázok 21; Príloha A).

Studenská vrchovina zasahuje do uvažovaného územia len malou časťou (1,5 km²) na jz. okraji. Je budovaná ordovickými bridlicami, prachovcami, drobami, pieskovecami, kremencami a zlepenkami a súvrstviami proterozoika podobnej horninovej skladby (bridlice, prachovce, droby), avšak navyše s vulkanitmi (dacity, andezity a bazalty). Je to mohutný štruktúrny chrbát s dvojicou okrajových paralelných chrbtov, rozčlenených na SZ blokovými suťami (Demek & Mackovčín, 2006).

Kopaninská vrchovina leží takmer celou svojou plochou na uvažovanom území (okrem najjužnejšieho okraja). Je budovaná ordovickými pieskovecami, bridlicami a drobami a ordovickými vulkanitmi (ryolity, dacity a ich tufy). Predstavuje štruktúrny chrbát s plochým povrchom a prudkými svahmi, ktorej priebeh sleduje barrandiensky smer JZ – SV. Epigeneticky je prerazená údolím Vltavy, pričom pri Zbraslavi prechádza na jej pravý breh. Najvyšším bodom je Kopanina (nazývaná tiež Cukrák) s výškou 411 m n. m. (Demek & Mackovčín, 2006).

6.1.4 Benešovská pahorkatina

Na uvažovanom území je zastúpená podcelkom Dobříšská pahorkatina (IIA-1A) a jemu prislúchajúcimi okrskami Mníšecká pahorkatina (IIA-1A-1), Strančická pahorkatina (IIA-1A-6) a Jevanská pahorkatina (IIA-1A-7; Obrázok 21; Príloha A).

Mníšecká pahorkatina zasahuje do územia len nepatrným výbežkom v j. časti, v tesnej blízkosti vodnej nádrže Vrané. Tento výbežok je budovaný proterozoickými prachovcami a bridlicami a kvartérnymi, piesčito-štrkovými fluvialnými sedimentami Vltavy. Reliéf má charakter členitej pahorkatiny (Demek & Mackovčín, 2006).

Strančická pahorkatina leží na kontaktne metamorfovaných proterozoických a staropaleozoických bridliciach, prachovcoch a drobách s obsahom tufov ryolitu, dacitu a bazaltu (tzv. spility). Slabo rozčlenený, erózne-denudačný reliéf v oblasti megaantiklinálneho vykľutia je porušený priečnymi zlomami v smere SZ – JV a obsahuje nevýrazné štruktúrne chrbty, suky a malé denudačné plošiny (Obrázok 2). Najvyšším bodom na uvažovanom území sú Petrovy vrchy (kóta 456 m n. m.; Obrázok 21; Demek & Mackovčín, 2006).

Jevanská pahorkatina zasahuje do uvažovaného územia svojou z. a sz. časťou. Je budovaná granitmi stredočeského plutónu ríčanského typu. Reliéf je eróznodenuďačný, silno rozčlenený, s odkrytou bazálnou zvetrávacou plochou (etchplénom). Vyskytujú sa početné ťulové vrchy so skalnými útvarmi a nivačné zníženiny, ktoré vznikli pôsobením periglaciálnych procesov počas chladných období pleistocénu (Balatka, 2001; Demek & Mackovčín, 2006).

6.1.5 *Středolabská tabuľa*

Celok v j. časti podsústavy Stredočeská tabuľa (VIB) je na uvažovanom území charakteristický dvoma typmi kvartérneho reliéfu: eróznodenuďačný povrch tabúľ a reliéf tvorený fluviaálnymi akumuláciami (Obrázok 2). Zastúpená je dvoma podcelkami: Mělnická kotlina (VIB-3C) a Českobrodská tabuľa (VIB-3E; Obrázok 21; Príloha A).

Mělnická kotlina je zastúpená len v sv. cípe a čiastočne na sv. okraji uvažovaného územia okrskom Staroboleslavská rovina (VIB-3C-2; Obrázok 21). Sv. roh územia mapy tvoria plošiny nižších stredopleistocénnych (riss 2) a mladopleistocénnych (würm) fluviaálnych terás a údolné nivy Labe a Jizery. Terasy ale siahajú do relatívnej výšky približne iba 10 m nad hladinu riek (Balatka, 2001). Na sv. okraji územia zase vystupujú na povrch kriedové pieskovce (Obrázok 1).

Českobrodská tabuľa leží medzi sv. okrajom Pražskej plošiny a údolím Labe pri Brandýse nad Labem. Je budovaná kriedovými cenomanskými pieskovecami, spodnoturónskymi slieňovcami a spongilitmi (opukami); na značnej časti povrchu (prevažne v centrálnej časti a pri hranici s Pražskou plošinou) ležia rozsiahle sprašové pokryvy (Obrázok 1). Reliéf bol modelovaný až v kvartéri a je pomerne pestrý: zahŕňa štruktúrnodenuďačné plošiny, štruktúrne chrbty a suky, údolia prítokov Labe, fluviaálne terasy a reliéf na sprašových pokryvoch (Obrázok 2). Mierne sa skláňa od J až JZ k S až SV. Ľavé svahy prítokov Labe odkrývajú proterozoické a ordovické podložné horniny (napr. Mrátinský a Vinořský potok). Podľa stupňa exhumácie predkriedového podložia sa vyčleňujú dva okrsky zasahujúce do uvažovaného územia: Kojetická pahorkatina (VIB-3E-1) a Čakovická tabuľa (VIB-3E-2; Obrázok 21; Príloha A).

Kojetická pahorkatina je na uvažovanom území budovaná cenomanskými pieskovecami, spodnoturónskymi ílovcami a slieňovcami a kvartérnymi sprašovými pokryvmi. Miestami (hlavne na ľavých svahoch tokov) sa vyskytujú proterozoické bridlice a droby s buližníkmi a metabazaltmi (spilitmi). Výrazne je zastúpený plošinový povrch na cenomanských pieskovcoch, ale početné sú aj spilitové a buližníkové suky a štruktúrne chrbty, napr.

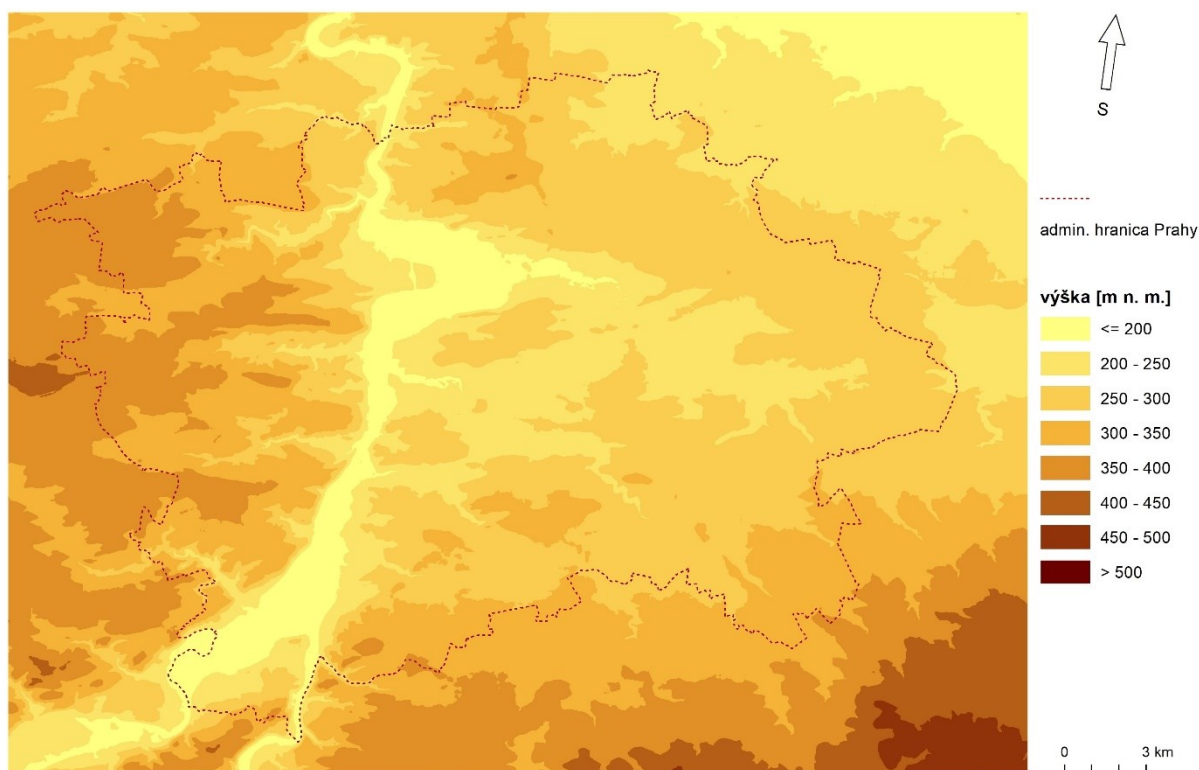
Kuchyňka, kóta 242 m n. m. (Obrázok 2 a Obrázok 21). Územie odvodňujú ľavostranné prítoky Labe, ktoré tečú v širokých a plytkých údoliach (Balatka, 2001).

Čakovická tabuľa je na uvažovanom území z veľkej časti budovaná cenomanskými pieskovecami a spodnoturónskymi spongilitmi, ílovcami a pieskovecami. K SV uklonený reliéf je tvorený rozsiahlymi pliocénnymi a staropleistocénnymi štruktúrnymi plošinami, rozčlenený spravidla nesúmernými údoliami prítokov Labe. Miestami sa tiež vyskytuje akumulčný povrch na sprašových pokryvoch a závejoch (Demek & Mackovčin, 2006; Obrázok 2).

6.2 Základná morfometrická analýza reliéfu územia Prahy

6.2.1 Výšková stupňovitosť

Nadmorská výška uvažovaného územia Prahy sa pohybuje od 155 po 500 m n. m. (Obrázok 23) a priemerná nadmorská výška dosahuje hodnotu 290,5 m n. m. Najväčší podiel – takmer 30% rozlohy záujmového územia – pritom zaberá výšková úroveň 250 – 300 m n. m., nasledovaná úrovňami 300 – 350 a 200 – 250 m n. m. (Tabuľka 3).



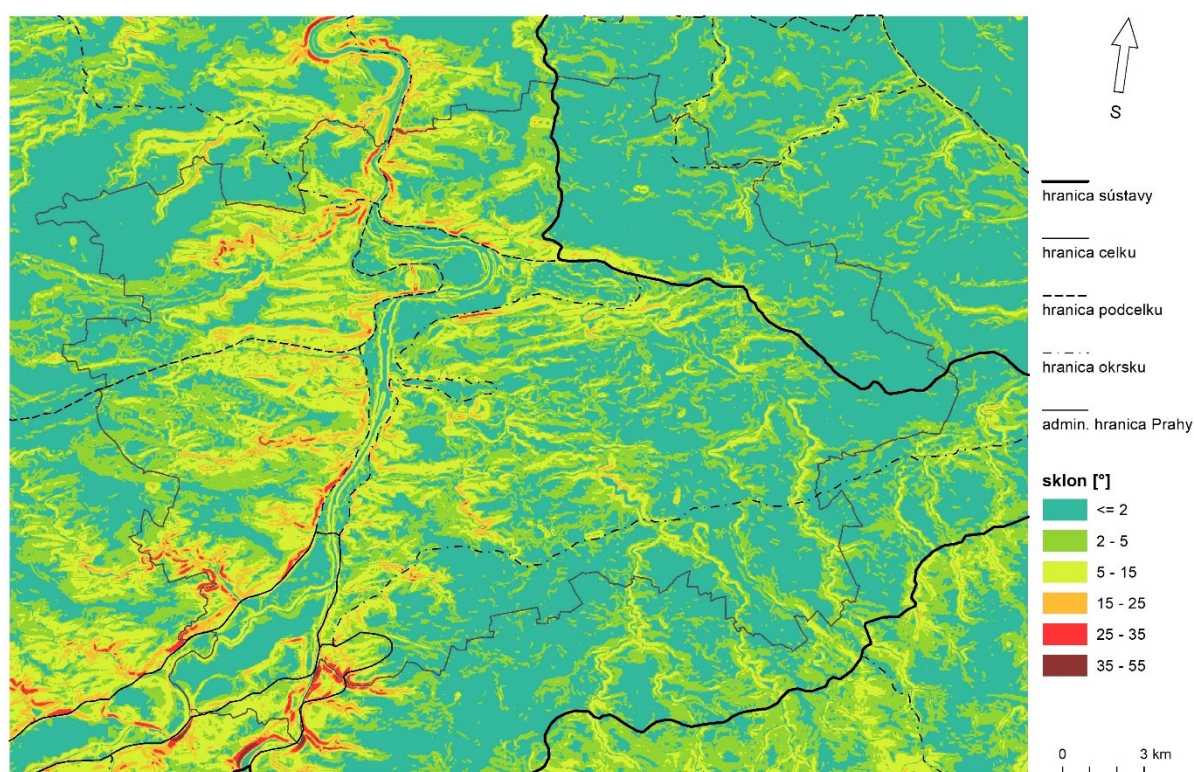
Obrázok 23: Výšková stupňovitosť uvažovaného územia Prahy, kategorizovaná do 50m intervalov. Zdroj: vlastné spracovanie – tvorba a klasifikácia DMR; administratívne hranice, – IPR hl. m. Prahy. Zdroje podkladových dát pre tvorbu DMR: vrstevnice s 5 m intervalom, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy; kótované body, vodné plochy – Data50 (ČÚZK); vodné toky – DIBAVOD (VÚV TGM).

Tabuľka 3: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých výškových úrovní uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR.

Výška [m n. m.]	Plocha [km ²]	Podiel [%]
≤ 200	83,904	7,991
200 – 250	210,719	20,068
250 – 300	307,557	29,291
300 – 350	235,764	22,454
350 – 400	167,748	15,976
400 – 450	33,804	3,219
450 – 500	10,468	0,997
> 500	0,038	0,004

6.2.2 Sklon svahov

Sklon svahov uvažovaného územia Prahy sa pohybuje od 0 po 43,2°, s priemernou hodnotou 3,3°. Najväčšiu plochu – až viac ako polovicu rozlohy záujmového územia – zaberajú roviny, t. j. plochy so sklonom do 2° vrátane. Mierne sklonené plochy tvoria necelých 30% rozlohy uvažovaného územia (Obrázok 24, Tabuľka 4).



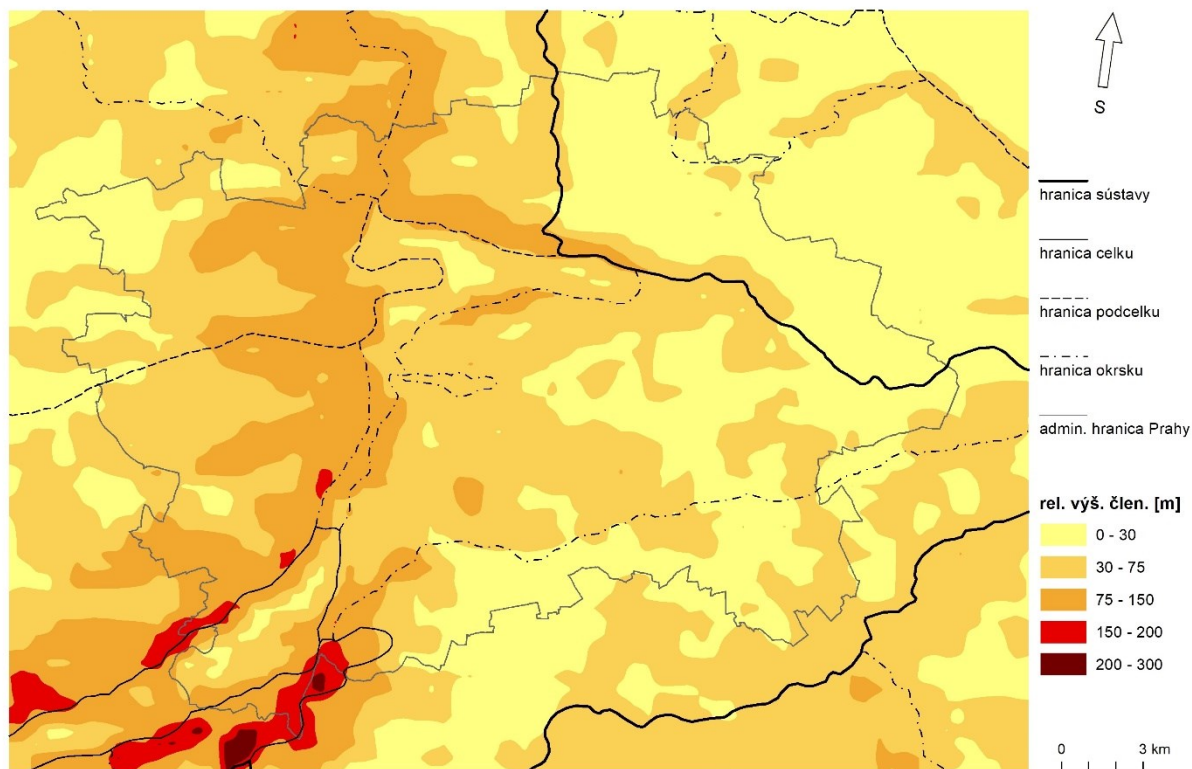
Obrázok 24: Sklon svahov uvažovaného územia Prahy. Stupnica podľa Demka (1987). Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PŘF UK.

Tabuľka 4: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých kategórií sklonu svahov uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie.

Sklon [°]	Plocha [km ²]	Podiel [%]
0 – 2	539,748	51,565
2 – 5	308,213	29,445
5 – 15	165,854	15,845
15 – 25	26,993	2,579
25 – 35	5,504	0,526
35 – 55	0,416	0,040

6.2.3 Relatívna výšková členitosť územia Prahy

Relatívna výšková členitosť uvažovaného územia Prahy dosahuje priemernú hodnotu 47,5 m, ale v priestore je rozložená pomerne nepravidelne. Najvyššie hodnoty sú vo všeobecnosti dosahované v z. polovici územia (na ľavom brehu Vltavy), a tiež v lokalitách pozdĺž hlboko zarezaných údolí Vltavy a Berounky (Obrázok 25). Z hľadiska zastúpenia jednotlivých tried relatívnej výškovej členitosti (Tabuľka 5) zaberá necelú polovicu územia stupeň 30 – 75 m, čo zodpovedá plochej pahorkatine (napr. Balatka & Kalvoda, 2006; Demek & Mackovčin, 2006). Nasleduje stupeň 75 – 150 m (členitá pahorkatina) na približne 36% rozlohy. Rovinatý reliéf prevláda v sv. časti (geomorfologická sústava Česká tabuľa), pozdĺž východného okraja administratívnej hranice Prahy a v z. časti územia na zvyškoch zarovnaných úrovní (napr. okolie Ruzyně a Rudnej). Charakter plochej (150 – 200 m) až členitej (200 – 300 m) vrchoviny majú predovšetkým masívy Českého krasu a pohoria Brdy na jz. okraji uvažovaného územia (Obrázok 25).



Obrázok 25: Relatívna výšková členitosť uvažovaného územia Prahy.

Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PrF UK.

Tabuľka 5: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých tried relatívnej výškovej členitosti uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie.

Rel. výš. člen. [m]	Plocha [km ²]	Podiel [%]
0 – 30	378,061	36,006
30 – 75	489,254	46,596
75 – 150	164,441	15,661
150 – 200	16,663	1,587
200 – 300	1,581	0,151

7 Recentné geomorfologické procesy na území Prahy

7.1 Hlavné typy recentných klimato-morfogenetických procesov

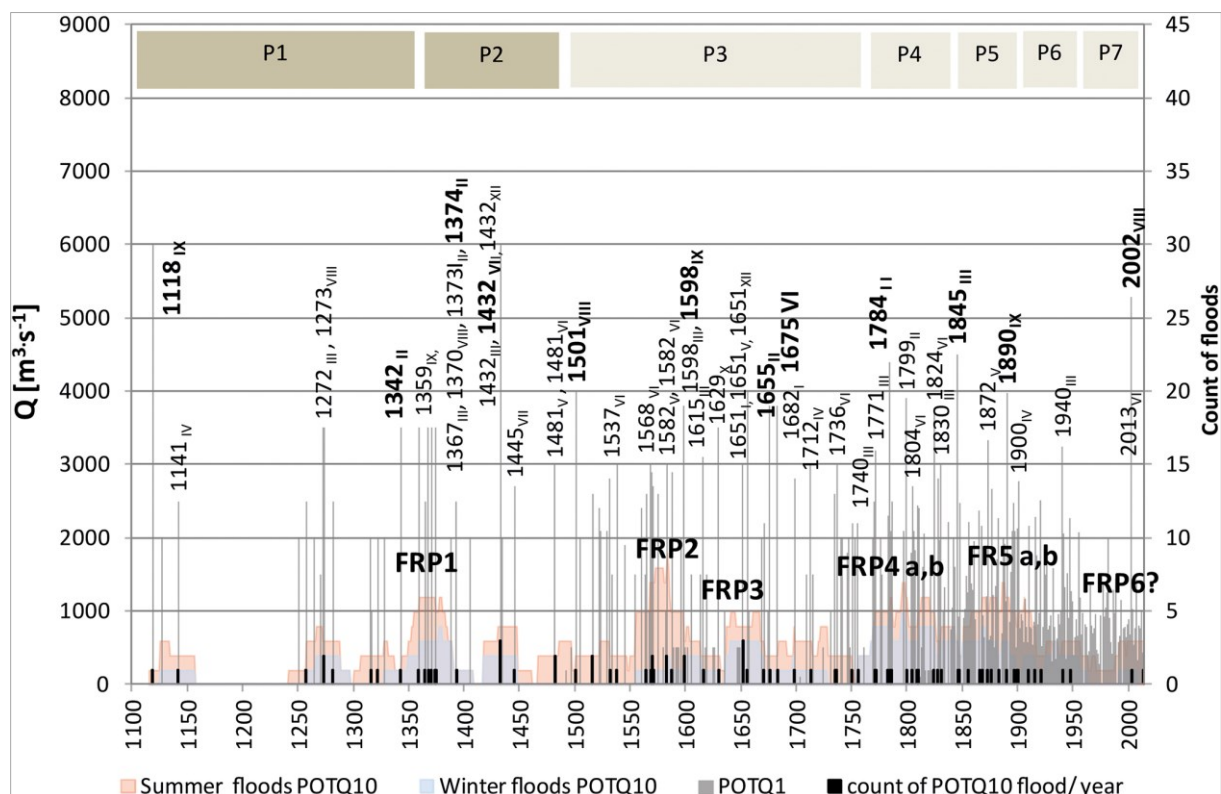
V holocéne dochádza v klimatických podmienkach strednej Európy jednak k tvorbe nových tvarov reliéfu, jednak k pokračovaniu vývoja a modelácii starších povrchových tvarov. Hlavné prirodzené geomorfologické procesy stredoeurópskeho holocénu – svahové a fluvialne – začali byť výrazne ovplyvňované činnosťou človeka od atlantiku (Pánek & Kapustová, 2016). Vznik nových povrchových tvarov zahŕňa predovšetkým tvorbu údolných nív vodných tokov, strží, zosuvov a antropogénne podmienených tvarov.

Vodná erózia pôdy je považovaná za najintenzívnejší typ svahových procesov pôsobiacich v ČR v holocéne. Z veľkej časti je vyvolaná činnosťou človeka, predovšetkým intenzívnym poľnohospodárstvom (Czudek, 2005). V súčasnosti je okolo 40% ornej pôdy v Česku postihnutých, a viac ako 50% celkovej rozlohy poľnohospodárskej pôdy ohrozených vodnou eróziou (Dostál et al., 2006). Typickými tvarmi reliéfu vytvorenými pôsobením vodnej erózie sú strže, pričom oblasť Prahy patrí v rámci ČR medzi významné oblasti stržovej erózie (Holý, 1978). Vyskytujú sa hlavne na strmých svahoch údolí Vltavy, Berounky a ich prítokov. Najlepšie vyvinuté sú v oblastiach budovaných proterozoikom kralupsko-zbraslavskej skupiny (typicky v údolí Vltavy medzi Podbabou a Libčicami n./Vlt.), ale tiež na vápencoch (napr. v závere údolia Radotínskeho potoka) a horninách vrchnej kriedy (Kleček et al., 2001).

Podobne ako v pleistocéne majú obzvlášť významný reliéfovotvorný účinok katastrofické procesy, a to predovšetkým záplavy. Tie okrem vplyvu na formovanie nivy často vyvolávajú nové či reaktiváciu starších svahových deformácií na príľahlých svahoch (Czudek, 2005). Najčastejšie sú ale svahové pohyby vyvolané porušením stability svahov ľudskou činnosťou. Obzvlášť náchylné sú svahové sedimenty v nadloží ílovitých bridlíc, prípadne miesta, kde majú vrstevnaté lavice drob a bridlíc úklon konformný so svahom. Väčšina súčasných svahových pohybov je ale pomalá, rýchle pohyby sú ojedinelé a väčšinou sa jedná o fosílné či stabilizované zosuvy (Kleček et al., 2001).

Záplavy sa na uvažovanom území Prahy vyskytujú prevažne v dvoch formách. Zimné záplavy sú vyvolané hlavne topením snehu pri náhlom oteplení; v období pred výstavbou vltavskej kaskády a brehových úprav boli tiež časté záplavy spôsobené zablokovaním koryta ľadovými kryhami. Vyskytujú sa prevažne od novembra do apríla. Záplavy v teplej časti roka sú spojené s dlhotrvajúcimi silnými zrážkami a vyskytujú sa v období máj – október (Hradecký & Brázdil, 2016; Kalvoda & Balatka, 2016). Z historických záznamov je možné vyčítať pomerne vysokú frekvenciu výskytu záplav na území Prahy; prvý vierohodný údaj je z roku

1118 a odvtedy bolo v Prahe celkovo zaznamenaných vyše 150 povodňových udalostí (Kalvoda & Balatka, 2016). Na základe štúdia historických prameňov a záznamov (na budovách či z pravidelných meraní od 1. polovice 19. storočia) bolo v Prahe identifikovaných 6 období výskytu mimoriadne silných záplav (Elleder, 2015; Obrázok 26).



Obrázok 26: Chronológia významných záplav v Prahe. Obdobia s častými záplavami sú značené ako „FRP 1 – 6,“ extrémne záplavy sú značené hrubým písmom (rok a mesiac v dolnom indexe). Zdroj: prevzaté z Elleder (2015).

V priebehu holocénu sa vyvinuli riečne nivy, ktoré sa prevažne skladajú z hrubozrnných štrkov a pieskov v podloží (začali sa formovať ešte počas posledného glaciálu) a vrstiev jemnozrnných hlinito-piesčitých sedimentov na povrchu. Väčšinou sú usporiadané do 2 – 3 terasových úrovní (Czudek, 2005), napr. niva Vltavy je v oblasti Malej Strany a Starého Mesta tvorená 3 úrovňami. Prvú tvorí relikv vrchnopleistocénnej maninskej terasy (VII), v ktorej sú vložené úrovne datované približne do 9000 BP (tzv. újezdská terasa) a 4 – 6000 BP (tzv. nebovidská terasa), ležiaca na úrovni dnešnej nivy. V období pred výrazným rozšírením brehových úprav a výstavbou vltavskej kaskády dochádzalo aj v centrálnej časti Prahy k vzniku či zániku ostrovov pri veľkých povodňových udalostiach. Takto vznikol z pôvodne izolovaných piesčín napr. ostrov Kampa, a naopak spojením s brehom zanikol ostrov pod mostom na Klárove (Cílek, 2001). V súčasnosti sú fluvialne geomorfologické procesy

výrazne ovplyvnené využitím územia (zástavba, poľnohospodárstvo a pod.; napr. kapitola 8.2.2), a tiež lokálnymi eróznymi bázami priehrad vltavskej kaskády.

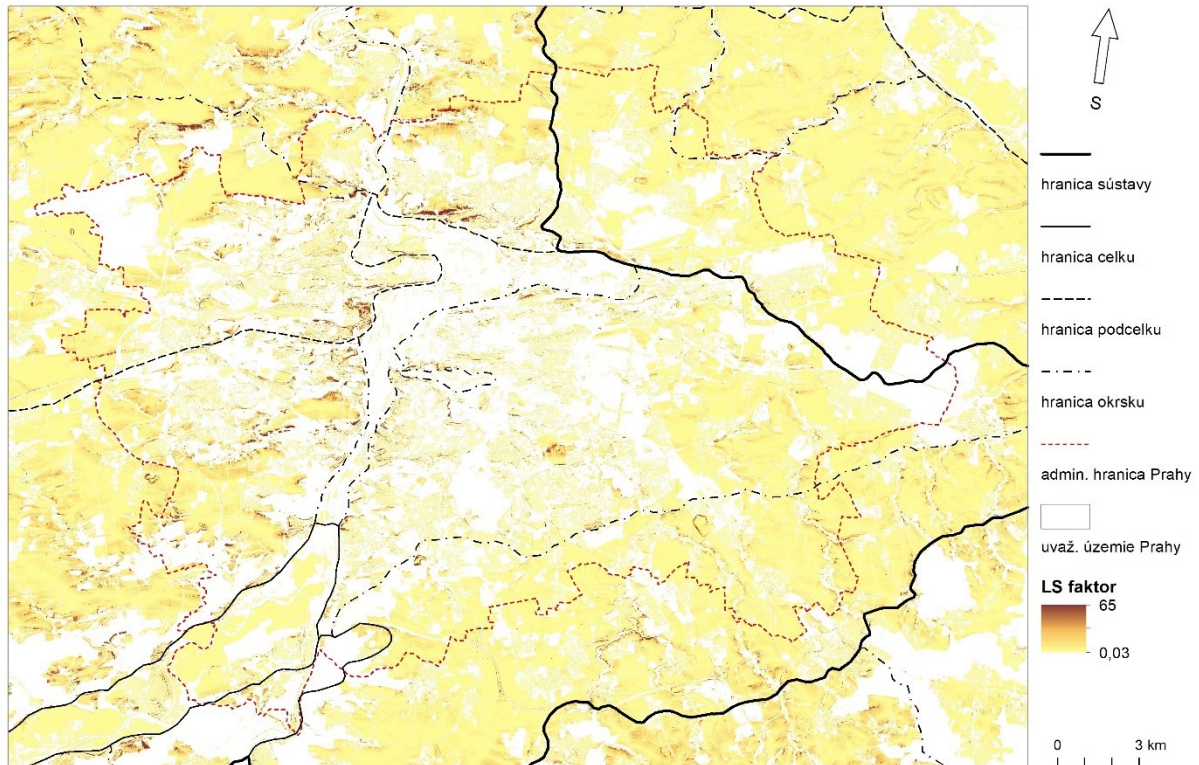
7.2 Hodnotenie erózneho ohrozenia na úrovni geomorfologických okrskov

Vodná erózia pôdy je v súčasnosti jedným zo zásadných procesov formovania reliéfu. Intenzívne sa preto rozvíja výskum tohto fenoménu. V tomto smere je významná činnosť Výskumného ústavu meliorácií a ochrany pôdy (VÚMOP), ktorý spracováva mapy erózneho ohrozenia pôd na úrovni celej ČR v podobe rastrových vrstiev s rozlíšením bunky 5 m. Tieto vrstvy boli v podobe digitálnych dát sprístupnené autorovi predloženej práce. Pre hodnotenie priestorového rozmiestnenia vodnej erózie pôdy na uvažovanom území Prahy boli využité vrstvy LS faktora (Obrázok 27) a priemernej hodnoty dlhodobej straty pôdy (tzv. faktor G) kategorizovanej do 10 tried erózneho ohrozenia (Obrázok 28). Následne bola v prostredí GIS vykonaná regionalizácia vybraných faktorov na úrovni geomorfologických okrskov uvažovaného územia (Obrázok 29 a Obrázok 30). Pre porovnanie a z dôvodu absencie dát pre určité oblasti (napr. súvislé plochy lesa) boli pre jednotlivé geomorfologické okrsky vypočítané tiež priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti (Obrázok 31). Predpokladá sa pritom, že v lokalitách vysokých hodnôt relatívnej výškovej členitosti sa výraznejšie uplatňujú svahové geomorfologické procesy a fluviálna erózia, ktorých intenzita priamo závisí od prevýšenia reliéfu. Zároveň platí, že veľká relatívna výšková členitosť je spojená s výskytom svahov o veľkých sklonoch (Křížek et al., 2016).

LS faktor predstavuje topografický faktor erózneho ohrozenia pôd. Vyjadruje vplyv dĺžky a sklonu svahu na veľkosť erózie pôdy a je jediným morfometrickým parametrom vstupujúcim do rovnice USLE (Universal Soil Loss Equation). Základný vzťah faktora dĺžky a sklonu priameho svahu má tvar (Wischmeier & Smith, 1978):

$$LS = (\lambda/72,6)^m (65,41 \sin^2 \theta + 4,56 \sin \theta + 0,065)$$

kde LS je faktor dĺžky a sklonu svahu, λ je dĺžka svahu v stopách, θ je uhol sklonu svahu a m je exponent závislý na sklone svahu, pričom $m = 0,5$, ak sklon svahu $\geq 5\%$, $m = 0,4$, ak sklon (3 – 5%), $m = 0,3$, ak sklon (1 – 3%) a $m = 0,2$, ak sklon $< 1\%$. V prípade prebratých dát (Obrázok 27) je hlavným výstupom výpočtu LS faktora pomer straty pôdy na jednotku plochy svahu k strate pôdy na jednotkovom pozemku s dĺžkou 22,13 m a sklonom svahu $4,05^\circ$. Tento pomer je vyjadrený číselnou hodnotou (LS faktor je bezrozmerná veličina), ktorá sa pohybuje od 0,03 po 65 (Brázda & Kapička, 2020; Křížek et al., 2016).

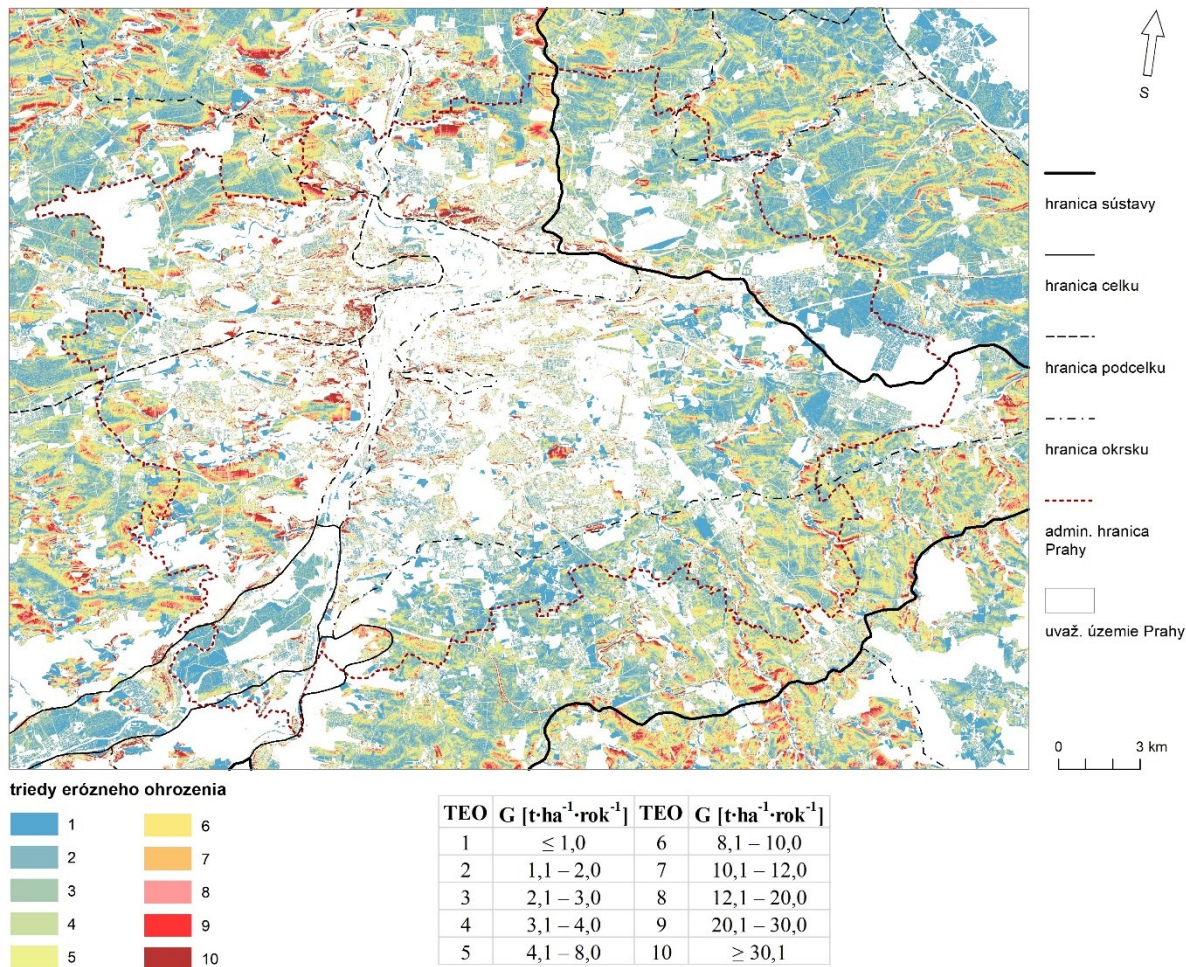


Obrázok 27: Priestorové rozloženie topografického LS faktora na uvažovanom území Prahy. Zdroj: LS faktor – Ministerstvo zemědělství ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PŘF UK.

Rovnica USLE (Wischmeier & Smith, 1978) predstavuje najbežnejšie používaný model v procesoch hodnotenia erózneho ohrozenia pôdy (Křížek et al., 2016). Má tvar:

$$G = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

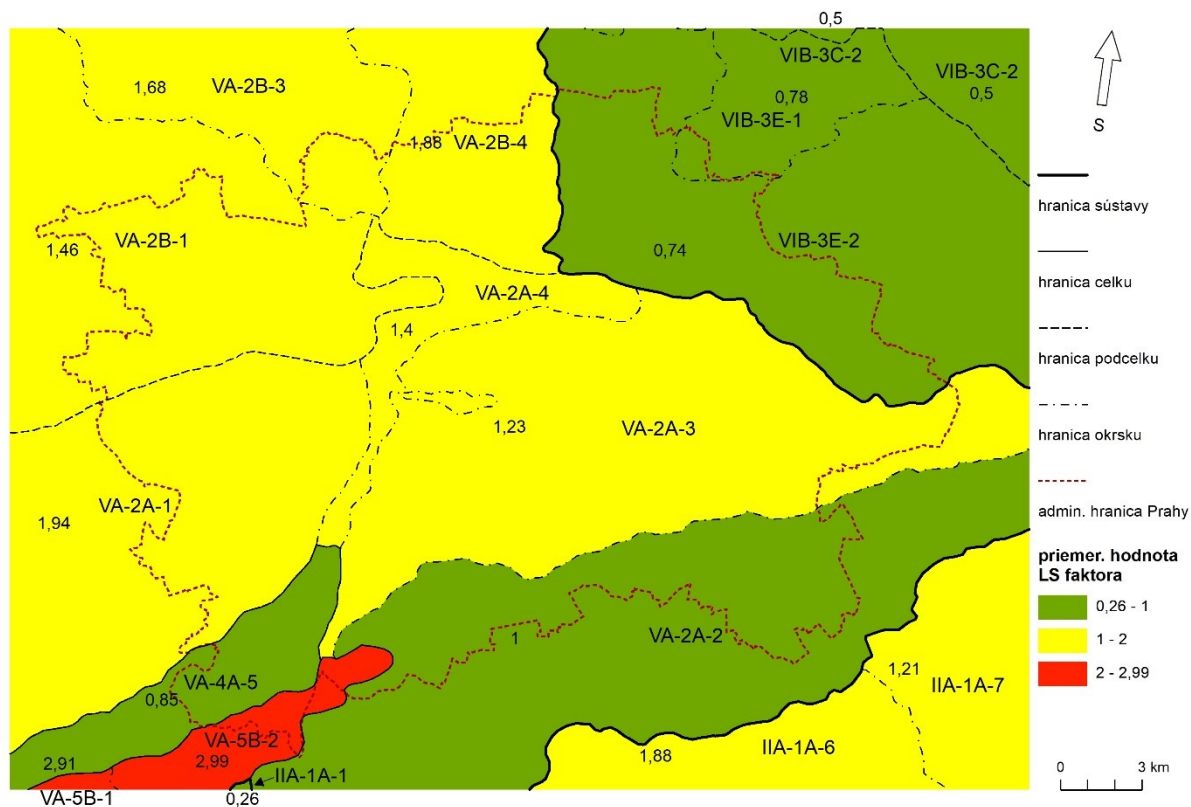
kde G je dlhodobá priemerná strata pôdy [$t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$], R je faktor eróznej účinnosti dažďa, K je faktor erodovateľnosti pôdy, L a S predstavujú vyššie uvedené LS faktor, C je faktor ochranného vplyvu vegetácie a P je faktor vplyvu protieróznych opatrení. Pre potreby názornejšieho grafického zobrazenia je hodnota priemernej dlhodobej straty pôdy G kategorizovaná do 10 tried erózneho ohrozenia (Obrázok 28).



Obrázok 28: Priestorové rozloženie dlhodobej priemernej straty pôdy (G) na uvažovanom území Prahy ako kategorizácia podľa tried erózneho ohrozenia (TEO).

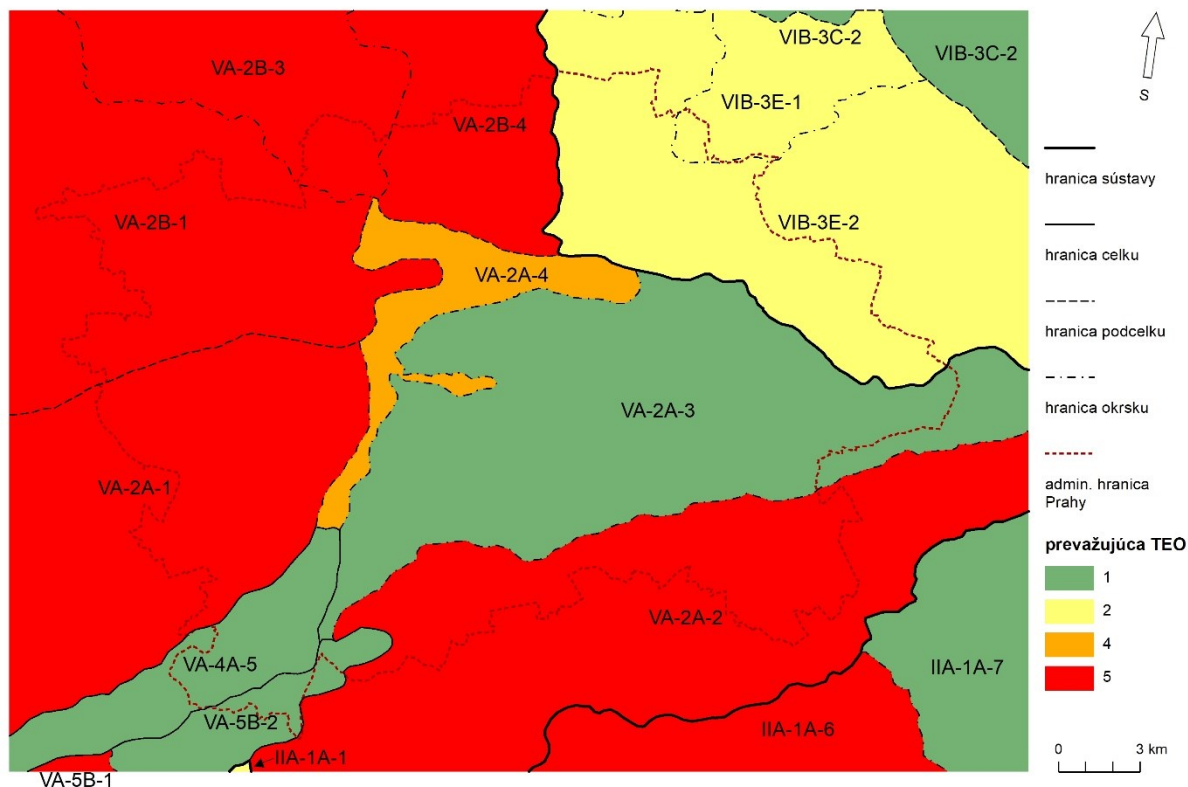
Zdroj: vrstva G kategorizovaná do TEO – Ministerstvo zemědělství ČR; převodná tabuľka hodnôt TEO na G – Brázda & Kapička (2020); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PŘF UK.

V prípade priestorového rozloženia hodnôt LS faktora možno vo všeobecnosti identifikovať najnižšie hodnoty v prevažne nížinatých oblastiach v sv. časti záujmového územia, a naopak najvyššie v oblasti pohoria Brdy na JZ (Obrázok 29). Výnimku predstavuje okrskok Řevnická brázda VA-4A-5, ktorý leží v nive dolného toku Berounky prevažne s miernymi svahmi. V prípade okrsku Mníšecká pahorkatina IIA-1A-1 nemožno výslednú hodnotu považovať za relevantnú. To je spôsobené predovšetkým polohou časti tohto okrsku v rámci záujmového územia, kde približne polovicu jeho rozlohy tvorí plocha vodnej nádrže Vrané.



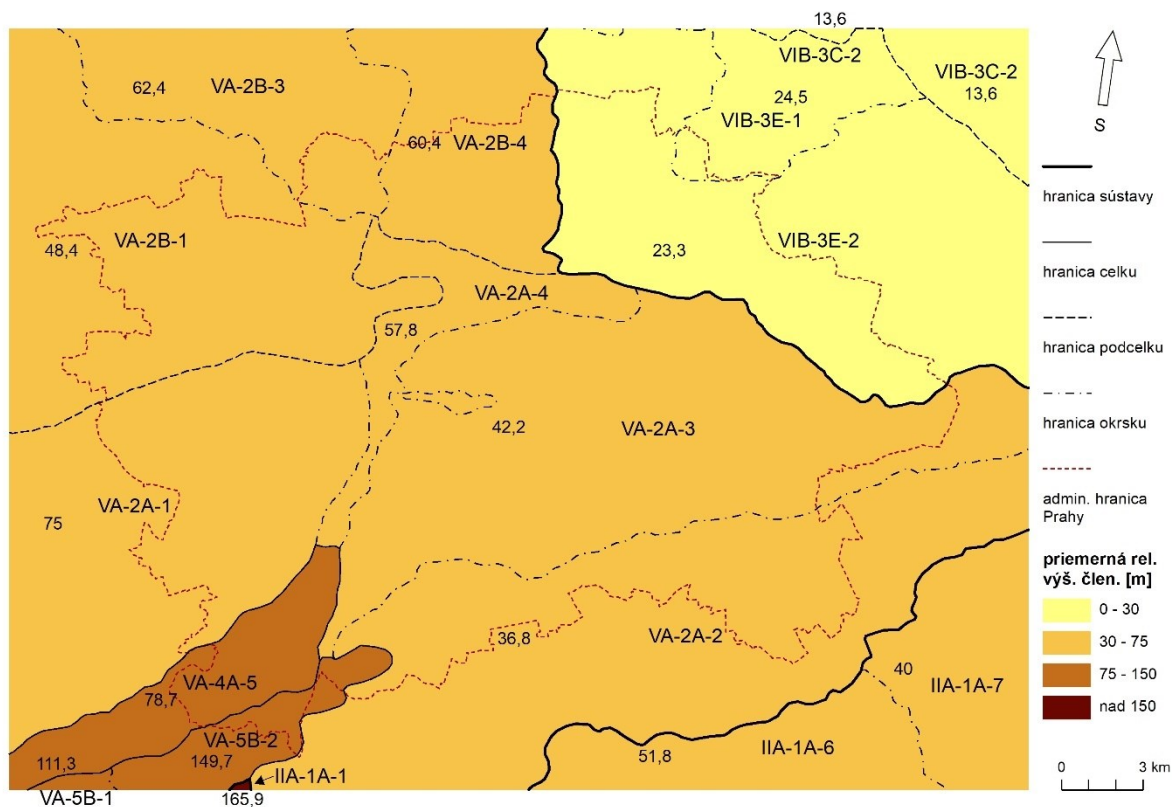
Obrázok 29: Priemerné hodnoty LS faktora za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu LS faktora. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt LS faktora na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PŕF UK.

Dlhodobá priemerná strata pôdy G vyjadrená prostredníctvom prevažujúcich tried erózneho ohrozenia (TEO) v prípade okrskov v sz. až z. časti uvažovaného územia reflektuje pomerne vysoké hodnoty LS faktora (Obrázok 30 a Obrázok 29). Podstatné rozdiely smerom k nižším hodnotám TEO sú viditeľné jednak v prípade okrsku Úvalská plošina VA-2A-3 s vysokým podielom zastavanej plochy, a tiež v zalesnenej Kopaninskej vrchovine (VA-5B-2). Naopak v prípade Uhříněveskej plošiny VA-2A-2 a Strančickej pahorkatiny IIA-1A-6 je pravdepodobne z dôvodu vysokého podielu ornej pôdy dlhodobá strata pôdy vodnou eróziou vyššia (Obrázok 30). Podobne ako v predchádzajúcom prípade je výsledok Mníšeckej pahorkatiny ovplyvnený nedostatkom údajov.



Obrázok 30: Prevažujúca trieda erózneho ohrozenia (TEO) za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Zdroj: vlastné spracovanie prevažujúcich TEO na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PrF UK.

Relatívna výšková členitosť (Obrázok 25) bola odvodená od vytvoreného digitálneho modelu reliéfu, a to interpoláciou rozdielov najvyššej a najnižšej hodnoty nadmorskej výšky reliéfu v rámci hodnotiaceho štvorca 1×1 km pravidelnej štvorcovej siete (podľa Křížek et al., 2016; Kudrnovská & Kousal, 1971). Hodnoty priemernej relatívnej výškovej členitosti v okrskoch záujmového územia (Obrázok 31) sú prevažne priamo úmerné LS faktoru (Obrázok 29). Úplne to neplatí iba v prípade okrsku Řevnická brázda. Pravdepodobnou hlavnou príčinou je rozdielny charakter mapovania, kedy štvorcová sieť použitá pre výpočet relatívnej výškovej členitosti priestorovo nezodpovedá geomorfologickým okrskom. Vďaka tomu dochádza k interpolácii vysokých hodnôt relatívnej výškovej členitosti z prudkých svahov susedných okrskov do prevažne rovinatého reliéfu Řevnickej brázdy.



Obrázok 31: Priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu relatívnej výškovej členitosti. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt relatívnej výškovej členitosti na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PŘF UK.

7.3 Rozmanitosť a intenzita recentných geomorfologických procesov ako dôsledok vývoja povrchových tvarov v kvartéri

Kvartér predstavuje obdobie, v ktorom sa vyvinula prevažná časť reliéfu územia Prahy do dnešnej podoby. Porozumenie kvartérnemu vývoju reliéfu je zásadné pre hodnotenie intenzity, rôznorodosti a priestorového rozmiestnenia recentných geomorfologických procesov. V kvartéri došlo v závislosti na morfoštruktúrnych podmienkach určených geologickou stavbou a litologickými vlastnosťami hornín, a za pôsobenia klimato-morfogenetických procesov k zásadnej premene reliéfu študovanej oblasti. Vznikli povrchové tvary, ktoré v súčasnosti tvoria prevažnú väčšinu rozlohy územia Prahy, ako sú antecedentné a epigenetické údolia Vltavy, Berounky a ich prítokov, vrátane ich erózne-denudačných svahov. Výrazne modelované boli tiež planiny Pražskej plošiny, kde sprašové náveje zarovnávajú povrch a sprašové záveje na príľahlých svahoch zmierňujú sklon týchto svahov a často spôsobujú údolnú asymetriu. V periglaciálnom prostredí chladných období pleistocénu dochádzalo vplyvom mrazového zvetrávania ku vzniku skalných útvarov a skalných svahov

na horninách odolnejších voči zvetrávaniu. Významná bola tiež úloha soliflukcie pri vývoji svahov v prechodných, predovšetkým kataglaciálnych fázach kvartérneho klimatického cyklu. Vývoj reliéfu v holocéne je v základných rysoch podobný vývoju v starších interglaciáloch, t. j. vyznačuje sa (s výnimkou ukladania jemnozrnných fluviálnych akumulácií) relatívnym sedimentačným kľudom, dochádza k tvorbe pôd, avšak s postupne rastúcim mimoriadnym vplyvom ľudskej činnosti.

Zisťovanie adekvátneho stavu poznatkov o geomorfologickom vývoji územia Prahy v kvartéri, predstavené v 5. kapitole, spolu s charakteristikou geomorfologických jednotiek vybraného členenia reliéfu v 6. kapitole poskytlo základný rámec pre štúdium intenzity a priestorového rozloženia recentných geomorfologických procesov. Príklad hodnotenia rozmiestnenia erózie pôdy uvedený v predchádzajúcej kapitole poukazuje na dôležitosť vplyvu v mladšom kvartéri modelovaného reliéfu na priestorové rozloženie vodnej erózie pôdy podľa geomorfologických okrskov. Vo všeobecnosti platí, že vyššia vodná erózia pôdy sa vyskytuje v okrskoch s vyššou relatívnou výškovou členitosťou a vyššími hodnotami LS faktora. Skutočná strata pôdy (Obrázok 30) sa však od tohto trendu odkláňa, pričom primárnou príčinou je charakter antropogénneho využitia územia. Typickým príkladom je vysoká vodná erózia pôdy v intenzívne poľnohospodársky využívanom okrsku Uhříněveská plošina (VA-2A-2), a naopak nižšia erózia v susednom okrsku Úvalská plošina (VA-2A-3), a to aj napriek vyšším priemerným hodnotám relatívnej výškovej členitosti (Obrázok 31) a LS faktora (Obrázok 29). Hlavným dôvodom je vysoký podiel zástavby na Úvalskej plošine, napr. štvrte Vinohrady, Žižkov, sídlisko Jižní Město a pod., pričom mapové analýzy zahŕňajú aj údaje o LS a G faktore napr. za mestskú zeleň, zatravnené násypy komunikácií či záhrady domov. Naopak, v okrskoch s vysokým podielom lesov nie je k dispozícii dostatok údajov pre objektívne hodnotenie vodnej erózie pôdy. Jedná sa predovšetkým o okrsky Studenská a Kopaninská vrchovina (VA-5B-1 a VA-5B-2) v jz. časti študovaného územia Prahy.

Ďalším poznatkom, ktorý vyplýva z analýzy relevantných literárnych prameňov pre hodnotenie recentných geomorfologických procesov je charakter zmien povrchových tvarov v priebehu holocénu a v súčasnosti. Príkladom je vývoj svahov a fluviálnych nív, v prípade ktorých ale dochádza tiež k najvýraznejšiemu ovplyvneniu činnosťou človeka. Väčšina plochy nivy aj miernych erózo-denudačných svahov je zastavaná alebo poľnohospodársky využívaná. Antropogénne zmeny povrchových tvarov teda predstavujú v súčasnosti plošne najrozsiahlejší reliéfový činiteľ. Geomorfologické procesy aspoň čiastočne prirodzeného charakteru tak možno sledovať predovšetkým na ťažšie prístupných

lokalitách, ktoré sú často súčasťou chránených území prírody. Jedná sa najmä o lokality s veľmi členitým reliéfom, prípadne o posledné zvyšky prirodzených fluvialných nív (viď kap. 8.2).

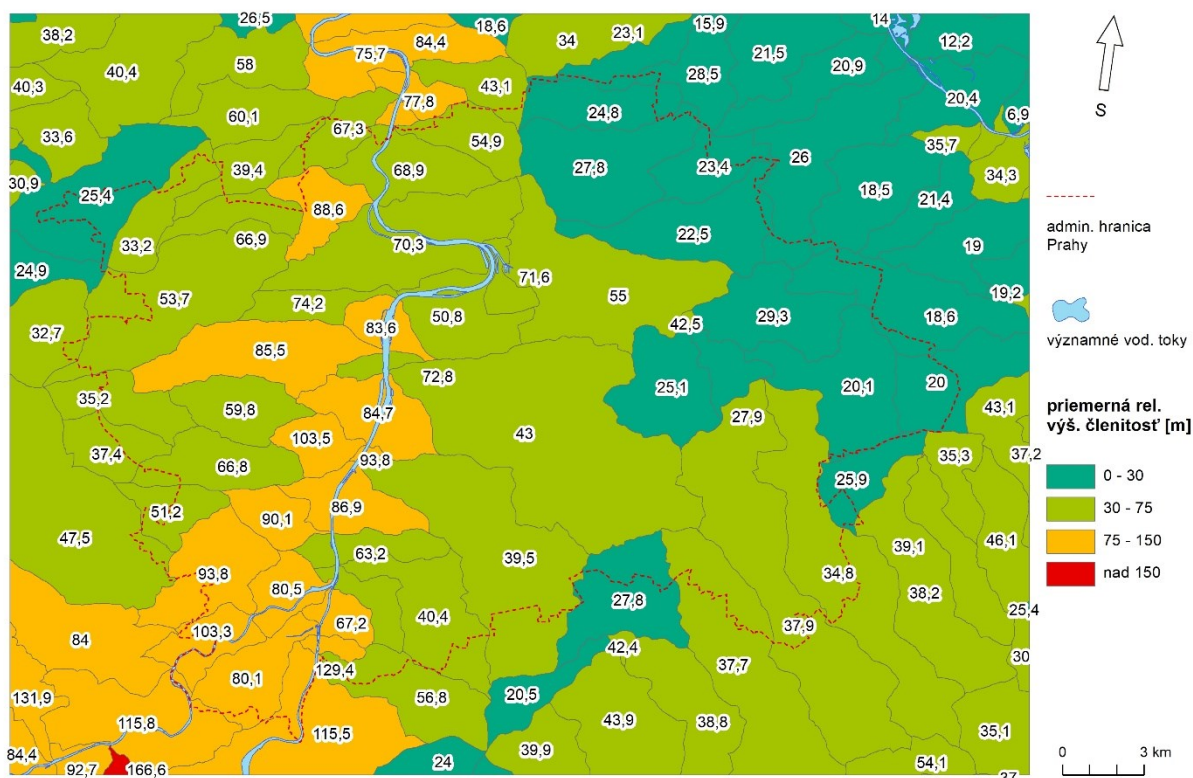
8 Identifikácia areálov s vysokou intenzitou recentných geomorfologických procesov na území Prahy

Regionalizácia vybraných morfometrických charakteristík reliéfu a erózneho ohrozenia na úrovni geomorfologických okrskov uvažovaného územia má určité obmedzenia (bližšie v kap. 2.4). Preto boli predchádzajúce parametre reliéfu kategorizované do povodí IV. rádu, predstavujúce najmenšie a z hľadiska charakteru reliéfu najhomogénnejšie prirodzené jednotky z dostupných dát. Okrem toho boli na úrovni povodí IV. rádu analyzované ďalšie charakteristiky reliéfu: počty skalných útvarov, dĺžky skalných zrázov a terénnych stupňov, rozlohy zosuvov a záplavových území Q100. Výsledkom sú analytické mapy areálov s predpokladanými intenzívnymi procesmi erózie, zosuvov a skalného rútenia, ktoré predstavujú významné geomorfologické ohrozenia na území Prahy (Kalvoda & Balatka, 2016).

8.1 Analýza vybraných regionálnych identifikátorov geomorfologických ohrození

8.1.1 Priemerná relatívna výšková členitosť povodí IV. rádu

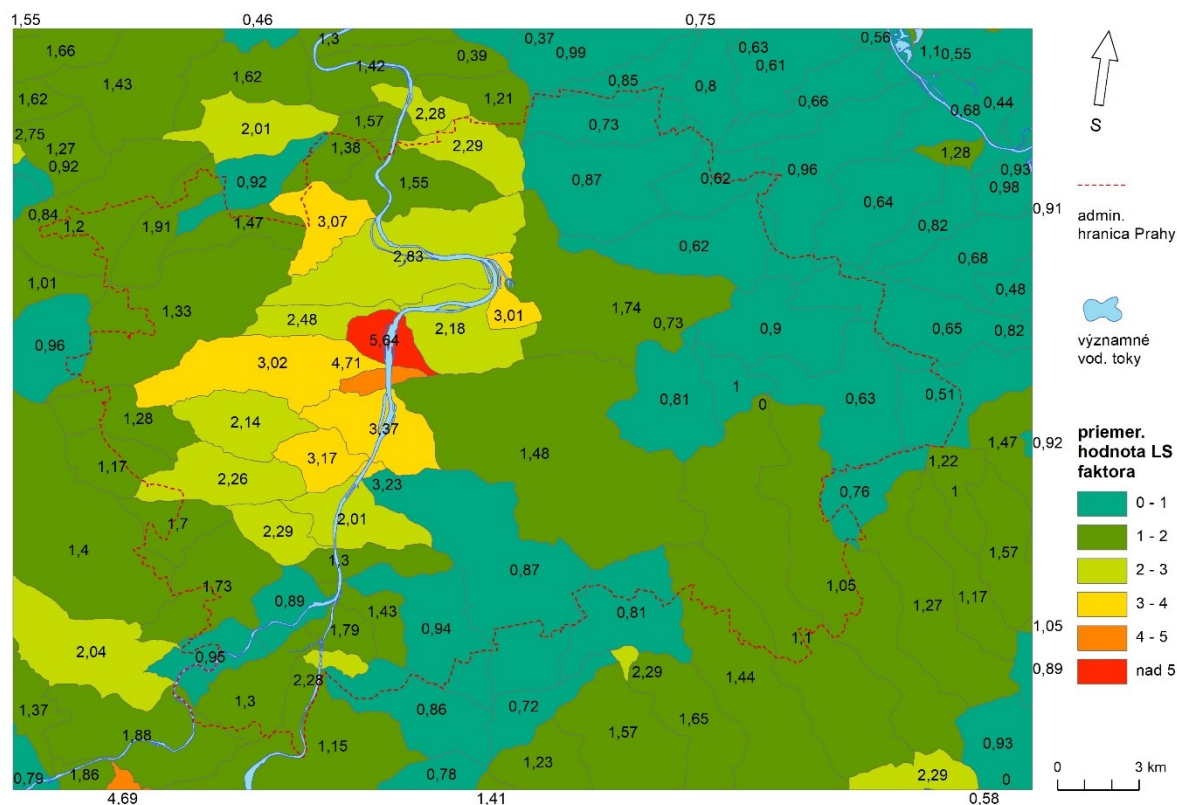
Podľa očakávania na základe literárnych prameňov a predchádzajúcej analýzy na úrovni geomorfologických okrskov sa najvyššie hodnoty relatívnej výškovej členitosti reliéfu vyskytujú v dvoch oblastiach: v jz. časti uvažovaného územia a v údoliach Vltavy, Berounky a ich prítokov, predovšetkým ľavostranných (napr. Motolský, Dalejský a Radotínsky potok). Maximálna hodnota 166,6 m je dosahovaná v závere údolia Všenorského potoka (Obrázok 32).



Obrázok 32: Priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu relatívnej výškovej členitosti. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt relatívnej výškovej členitosti na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodí IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.2 Priemerný LS faktor povodí IV. rádu

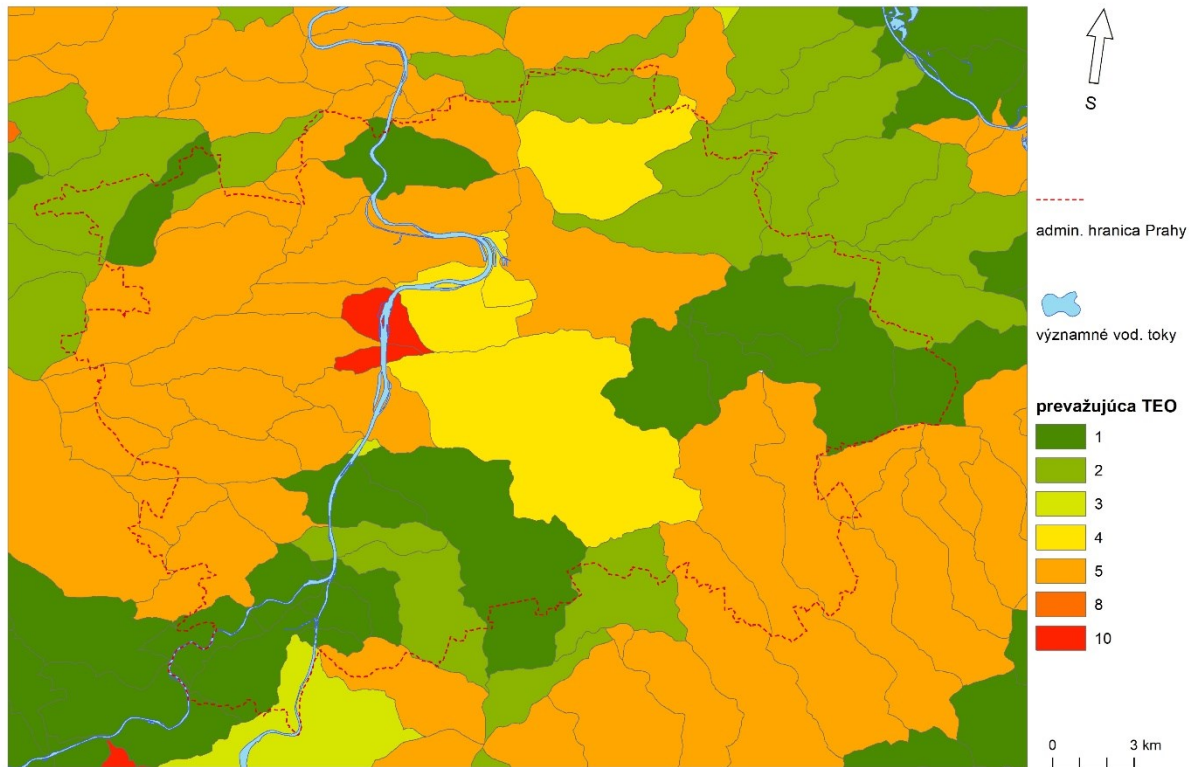
Priestorové rozloženie topografického faktora LS ukazuje koncentráciu vyšších hodnôt do centrálnej časti uvažovaného územia, a v rámci nej do kaňonitého údolia Vltavy a jej prítokov (Obrázok 33). Najvyššie hodnoty (nad 5) dosahuje povodie IV. rádu v oblasti Petřína, Malej Strany a Starého Mesta. Nasleduje povodie bezprostredne na J od prvého v oblasti Smíchova a Nového Mesta. Hodnotu LS faktora nad 4 ešte v rámci záujmového územia dosahuje povodie Všenorského potoka.



Obrázok 33: Priemerné hodnoty LS faktora za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu LS faktora. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt LS faktora na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodí IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.3 Erózne ohrozenie povodí IV. rádu

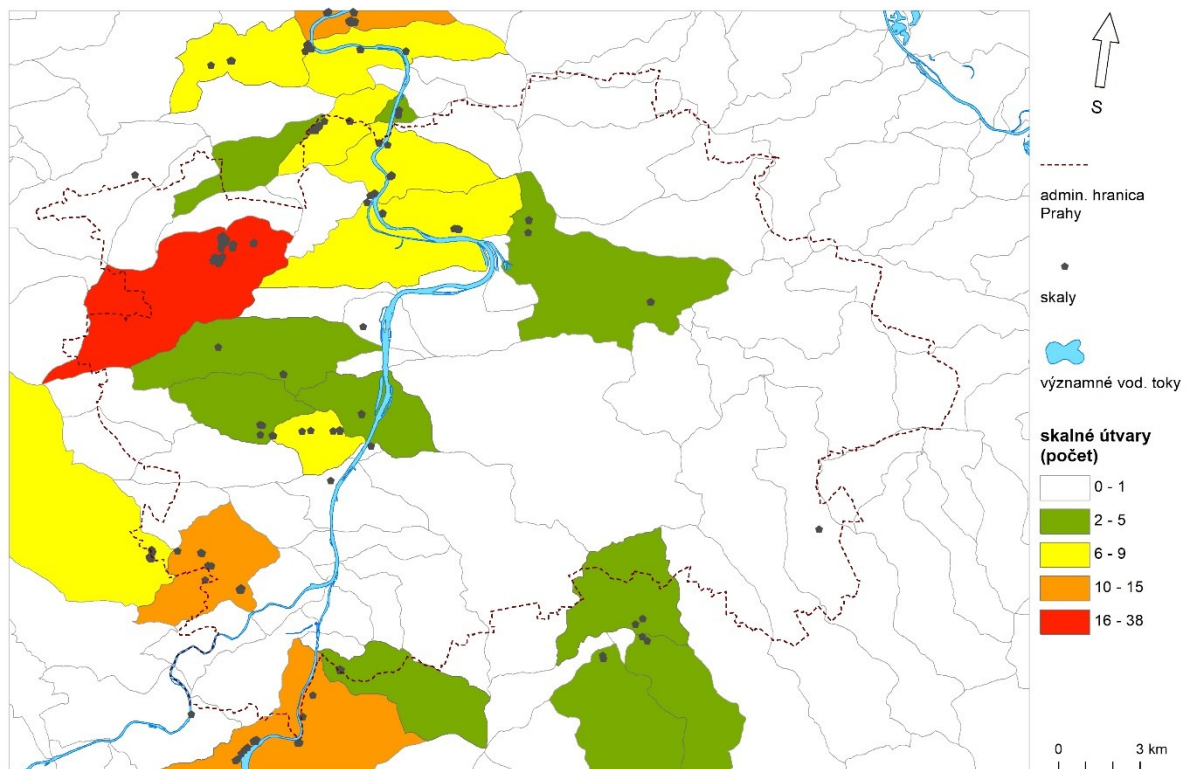
Najvyššia vodná erózia pôdy (prevažujúca TEO = 10) je vykazovaná v 2 povodiach v centrálnej časti Prahy a v povodí Všenorského potoka (Obrázok 34). V centre mesta leží pravdepodobne najohrozenejšia lokalita v oblasti svahu Petřína na Malej Strane (bližšie v kap. 8.2.1.2). Ďalšou oblasťou výraznejšie náchylnou k eróznym procesom je svah vrchu nad tunelom Mrázovka na Smíchove (Obrázok 28). Na priestorové rozloženie vodnej erózie pôdy majú okrem pôdnych, geologických a geomorfologických pomerov veľký vplyv antropogénne procesy. To je tiež pravdepodobne dôvodom výskytu erózne ohrozených pôd v poľnohospodársky intenzívne využívaných oblastiach s nižšou relatívnou výškovou členitosťou, napr. v jv. časti územia (Obrázok 34).



Obrázok 34: Prevažujúce triedy erózneho ohrozenia pôd za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Zdroj: vlastné spracovanie prevažujúcich TEO na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodia IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.4 Rozmiestnenie a parametre skalných útvarov a skalných zrázov

Rozloženie skalných tvarov a zrázov do značnej miery reflektuje rozloženie relatívnej výškovej členitosti ako základnej charakteristiky energie reliéfu (Křížek et al., 2016). Lokality so zvýšeným počtom skalných útvarov a veľkou dĺžkou skalných zrázov tak ležia predovšetkým pozdĺž údolí Vltavy a Berounky a ich ľavostranných prítokov. V prípade skalných tvarov ako významných morfoštruktúrnych javov najvýraznejšie vyčnieva časť údolia Šáreckého potoka s celkovo 38 útvarmi (Obrázok 35). Najväčšie dĺžky skalných zrázov sú zaznamenané v j. a s. časti kaňonovitého údolia Vltavy a v závere Prokopského údolia (Obrázok 36). Zaujímavým javom je nízke erózne ohrozenie v údolí Vltavy v blízkosti Sedlce, a to aj napriek značnej dĺžke skalných zrázov. Pravdepodobnou príčinou je prevaha sídelnej zástavby ako prevažujúceho využitia územia, kde vodná erózia pôdy spravidla nedosahuje veľmi vysoké hodnoty.

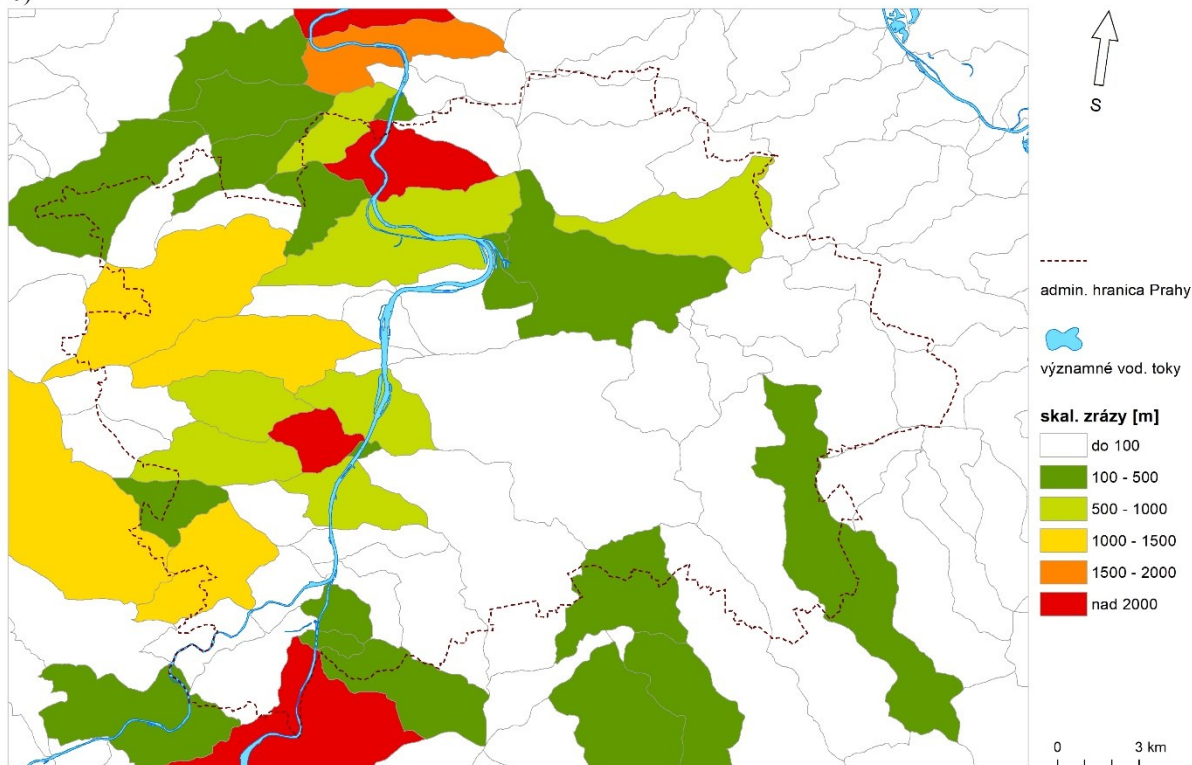


Obrázok 35: Priestorové rozmiestnenie skalných útvarov a ich počty za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: skalné útvary, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodií IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).

a)



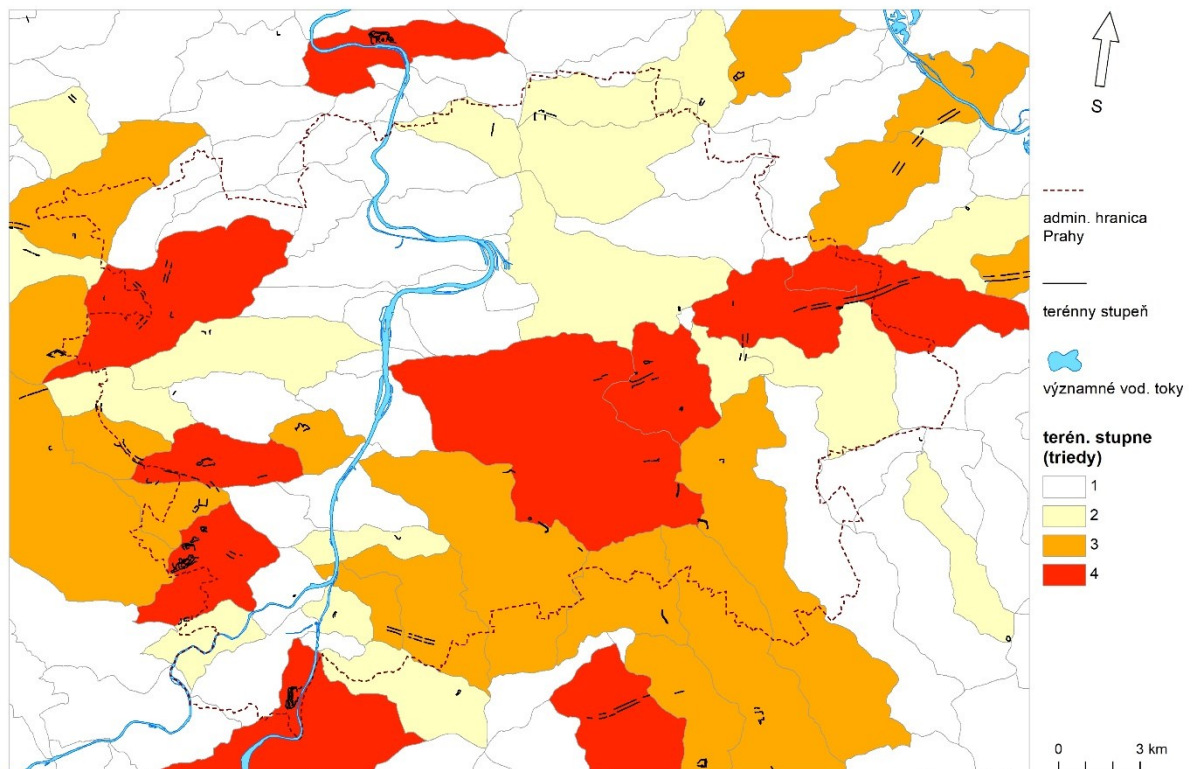
b)



Obrázok 36a: Priestorové rozmiestnenie skalných zrázov na uvažovanom území Prahy;
 b: Dĺžka skalných zrázov za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje
 podkladových dát: skalné zrázy, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne
 hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.5 Rozmiestnenie a parametre terénnych stupňov

V prípade terénnych stupňov bolo overením nad ortofotosnímkami a Základnou mapou 1:50 000 (ČÚZK) zistené, že veľká väčšina z nich je antropogénneho pôvodu. Vytvárajú ich hlavne lomy a zárezy či násypy cestných komunikácií. Rozsiahle lomy možno na mape identifikovať napr. v. od Husinca v s. časti uvažovaného územia, j. od Zbraslavi či v Radotínskom údolí (sústava lomov Cikánka, Špička a Hvížd'alka). Cestné komunikácie na násypoch alebo v zárezoch sú predovšetkým diaľnice D0 – Pražský okruh, D10 na SV a D11 na V až SV uvažovaného územia Prahy (Obrázok 37, Tabuľka 6).



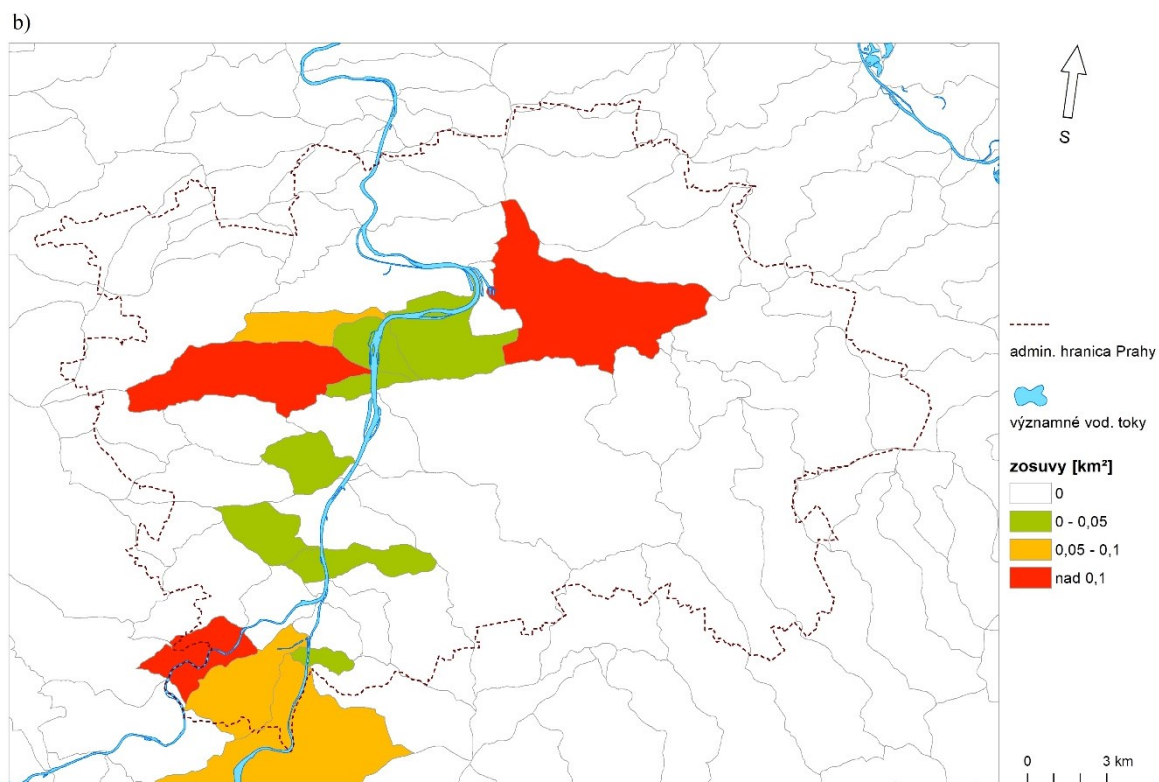
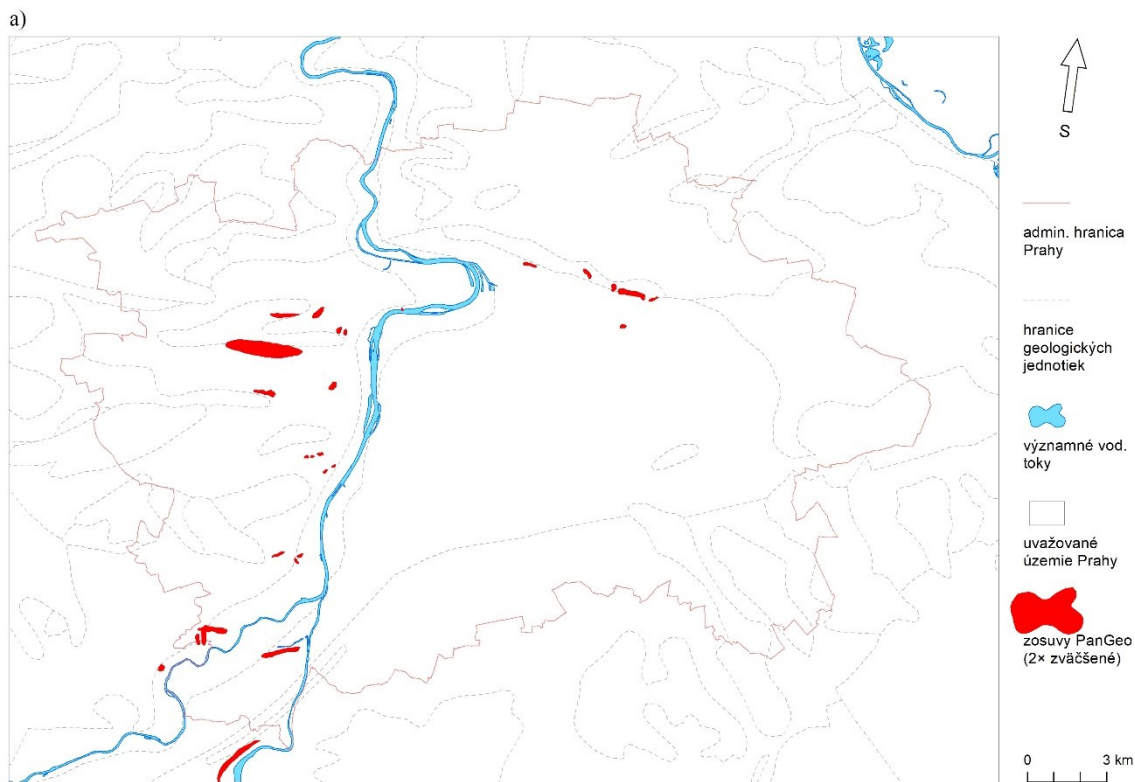
Obrázok 37: Priestorové rozmiestnenie terénnych stupňov a ich kategorizácia do tried podľa dĺžky za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: terénne stupne, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).

Tabuľka 6: Triedy terénnych stupňov podľa dĺžky získané Jenkovou metódou prirodzených hraníc. Zdroj: vlastné spracovanie.

Trieda	Dĺžka [m]
1	0 – 223,9
2	223,9 – 933,8
3	933,8 – 2544,6
4	2544,6 – 9104,2

8.1.6 Rozmiestnenie a plocha zosuvov

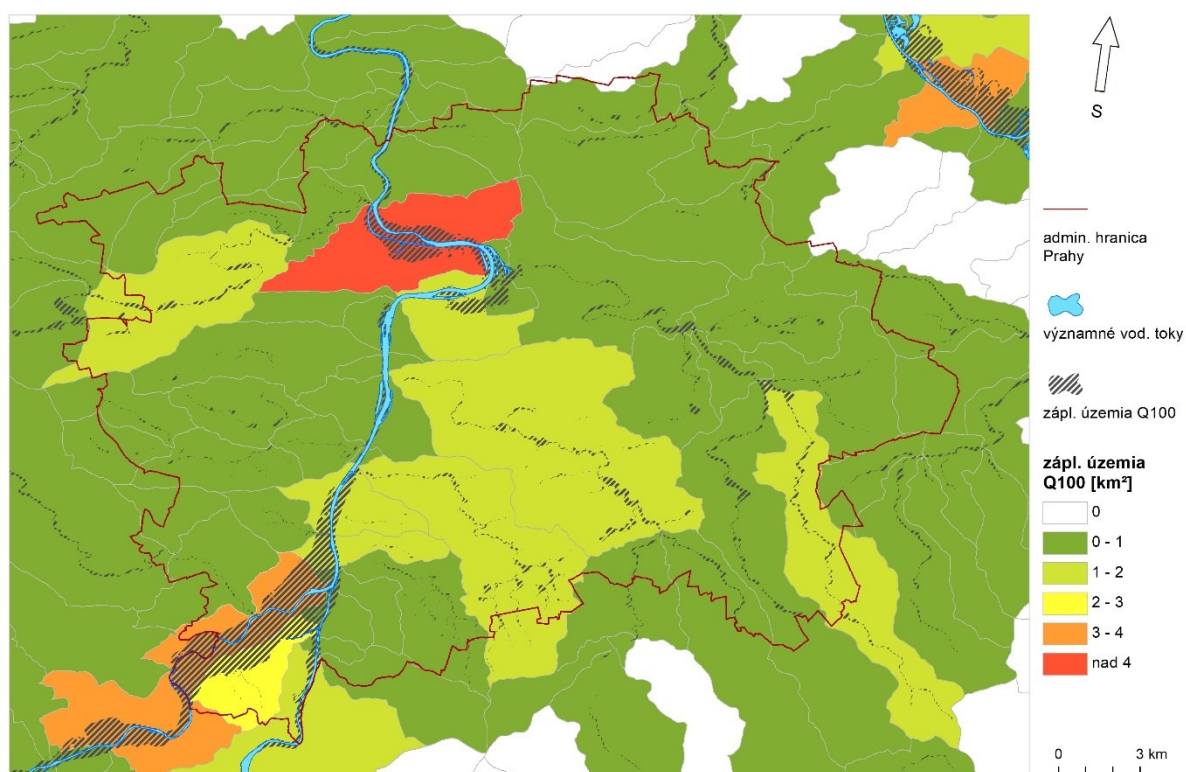
Prevažná väčšina zosuvov zaznamenaných v databáze PanGeo (IPR hl. m. Prahy) je viazaná na oblasti v okolí hraníc geologických jednotiek (porov. Obrázok 1 a Obrázok 38b). To platí aj pre plošne najrozsiahlejšie svahové nestability v údoliach Motolského potoka, Rokytky či na okrajoch údolných nív Vltavy a Berounky (jz. od Radotína, na s. okraji Zbraslavi či na ľavom brehu vodnej nádrže Vrané; Obrázok 38a).



Obrázok 38a: Priestorové rozmiestnenie zosuvov na uvažovanom území Prahy; b: plocha zosuvov za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); hranice geologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK; významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.7 Rozmiestnenie a plocha záplavových území pri Q100

Z hľadiska pôsobenia fluviaálnych procesov spojených s povodňami sa ako najohrozenejšie lokality ukazujú údolia Vltavy, Berounky a Labe v oblastiach so širokou fluviaálnou nivou. Patrí sem dolný tok Berounky pred sútokom s Vltavou a úsek Vltavy od Zbraslavi po Malou Chuchli, časť Karlína, oblasť za holešovickým meandrom Vltavy a prakticky celý úsek Labe prechádzajúci uvažovaným územím Prahy (Obrázok 39). Ďalej môžu byť povodňami ovplyvnené väčšie prítoky Vltavy a Berounky, napr. Botič či Šárecký potok po vodnú nádrž Džbán.

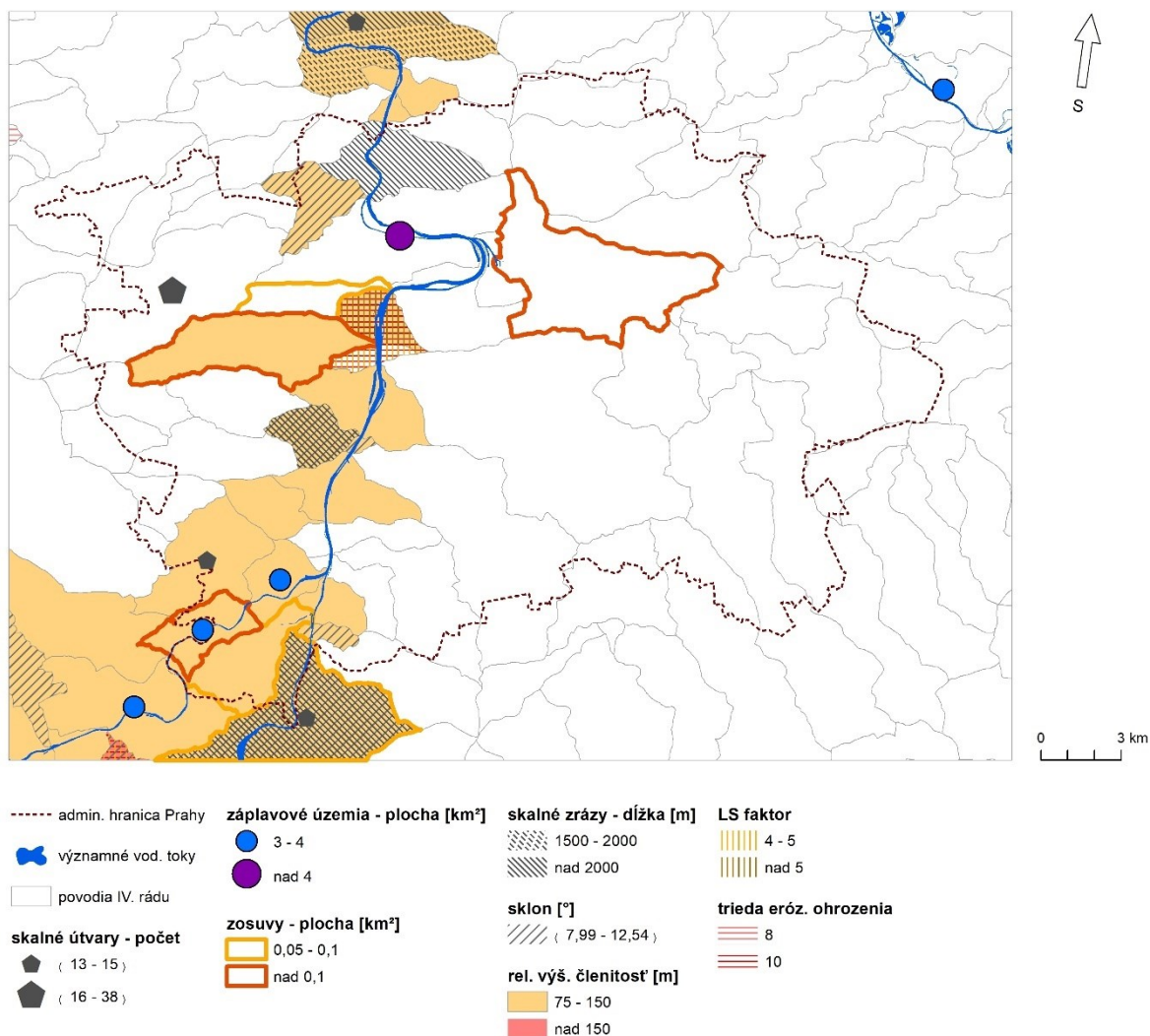


Obrázok 39: Záplavové územia Q100 a ich plocha za jednotlivé povodia IV. rádu.

Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; záplavové územia Q100, vymedzenie povodia IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).

8.1.8 Súhrn poznatkov o priestorovej štruktúre intenzívnych geomorfologických procesov

Na základe analytických máp predstavených v predchádzajúcich kapitolách boli spracované mapy areálov hlavných geomorfologických ohrození na uvažovanom území Prahy (Obrázok 40) a vysokej intenzity recentných geomorfologických procesov (Príloha B). Konštrukcia máp spočívala vo výbere vysokých hodnôt analyzovaných parametrov reliéfu za povodia IV. rádu (s výnimkou terénnych stupňov) a ich vizualizácii.



Obrázok 40: Syntetizujúca mapa geomorfologických ohrození na uvažovanom území Prahy, vytvorená na základe maximálnych hodnôt počtu skalných útvarov, dĺžky skalných zrázov, plochy zosuvov a záplavových území, hodnôt sklonu svahov, relatívnej výškovej členitosti, LS faktora a TEO. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: významné vodné toky, skalné útvary, skalné zrázy – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice, zosuvy – IPR hl. m. Prahy; záplavové územia Q100, vymedzenie povodia IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM); LS faktor, TEO – Ministerstvo zemědělství ČR.

Vybrané geomorfologické ohrozenia vykazujú zákonité rozmiestnenie v priestore uvažovaného územia Prahy. Od J na S sa potenciálne ohrozené oblasti vyskytujú hlavne v kaňonovitých údoliach Vltavy a Berounky. V údolí Vltavy sa kombinujú zvýšené hodnoty sklonu svahov, relatívnej výškovej členitosti a plochy zosuvov. V širokom závère údolia Berounky sú typické značné plochy záplavového územia Q100 a vysoké hodnoty relatívnej výškovej členitosti. Zaujímavý je prípad záveru údolia Všenorského potoka, ktoré predstavuje oblasť s kombináciou najväčšieho počtu potenciálnych geomorfologických ohrození v rámci záujmového územia. Jedná sa o relatívnu výškovú členitosť nad 150 m, vysoké hodnoty sklonu

svahov (medzi cca 8 – 13°), LS faktora = 4 až 5 aj prevažujúcej TEO = 10 (Obrázok 40 a Obrázok 41).



Obrázok 41: Pohľad na záver údolia Všenorského potoka, obec Všenory a poľnohospodársky využívanú údolnú nivu Berounky z cesty č. 115 v úseku Černošice – Dobřichovice. Výškový rozdiel medzi ústím Všenorského potoka do Berounky a vrchom Kámen (414 m n. m.) v strednej časti fotografie (pod najnižším bodom elektrického vedenia) dosahuje viac ako 200 m. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Ďalšia významná oblasť intenzívnych recentných geomorfologických procesov leží v centrálnej časti mesta a v údoliach Brusnice a Motolského potoka a v závere Prokopského údolia (Obrázok 40, Príloha B). Tieto lokality sú z veľkej časti zastavané, ale miestami možno nájsť aj rozsiahlejšie oblasti, ktoré dodnes vykazujú prirodzenú geomorfologickú aktivitu. Najrozľahlejšou z nich sú svahy Petřína (bližšie v kap. 8.2.1). Plošne najväčší zosuv na uvažovanom území (0,33 km²) zaznamenaný v databáze PanGeo (IPR hl. m. Prahy) leží v údolí Motolského potoka, nad nemocnicou Na Homolce (Obrázok 38). V databáze PanGeo je vedený ako prevzatá archívna a potenciálna svahová nestabilita (Obrázok 42).



Obrázok 42: Nad parkoviskom Nemocnice Na Homolce sa nachádza stabilizovaný zosuv, o čom svedčia technické opatrenia v podobe oporného múru a odvodňovacích strúh (vpravo dole). Podľa dátových a mapových podkladov (databáza PanGeo IPR hl. m. Prahy, ZM 10 ČÚZK) plocha zosuvu nezasahuje pod stožiare vysokého napätia (horná časť fotografie), a naopak zasahuje prakticky celý areál nemocnice. Zdroj: archív autora (jún 2021).

Poslednou oblasťou vystavovanou zvýšenému geomorfologickému ohrozeniu je údolie Vltavy od Holešovic až po vyústenie rieky z uvažovaného územia Prahy. V jednotlivých povodiach IV. rádu sa postupne vyskytujú veľká plocha záplavového územia Q100 v oblasti Stromovky a Troje, značné dĺžky skalných zrázov (Obrázok 43) a vyššie hodnoty relatívnej výškovej členitosti. V údoliach Lysolajského a dolného toku Šáreckého potoka, ktoré spolu tvoria jedno povodie IV. rádu, sú zvýšené hodnoty sklonu svahov a relatívnej výškovej členitosti (Obrázok 40).



Obrázok 43: Pohľad na Sedlecké skaly (od ľavobrežnej stanice kompy Sedlec smerom na S). Úsek údolia Vltavy na s. okraji Prahy medzi ústím Šáreckého a Dražanského potoka má najväčšiu dĺžku skalných zrázov (cca 2,3 km) z celého uvažovaného územia (porov. Obrázok 36). Tieto zrázy sú tvorené prevažne proterozoickými drobnami a prachovcami náchylnými k skalnému rúteniu (Kleček et al., 2001). Dôkazom sú záchytné siete nainštalované na skalách kvôli ochrane železničnej trate a cesty. Zdroj: archív autora (júl 2021).

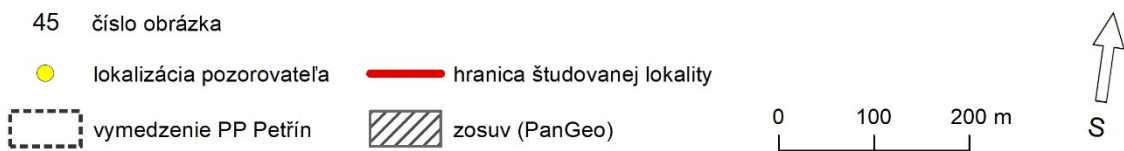
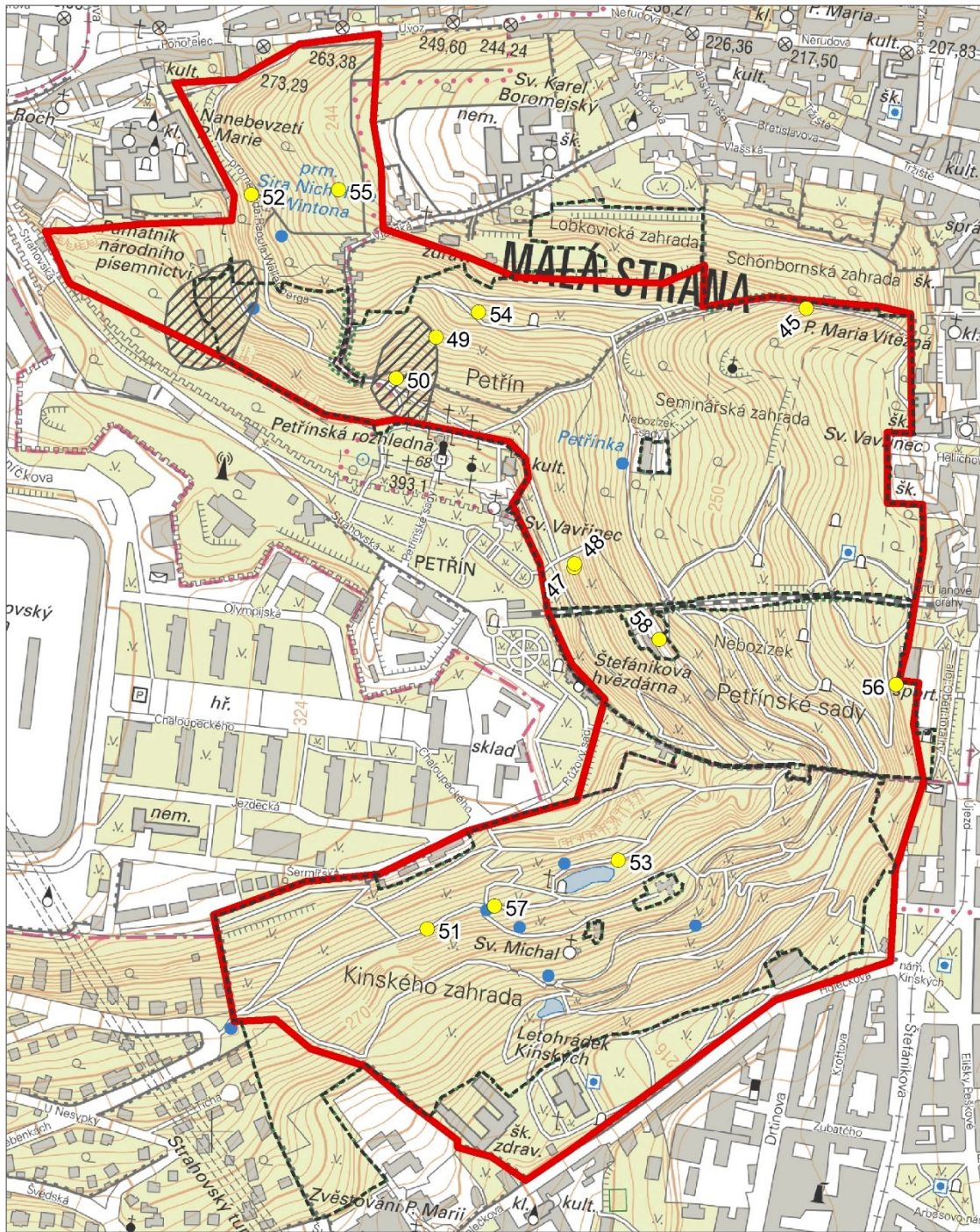
Aj v prípade zníženia hraničných hodnôt parametrov intenzívnych recentných geomorfologických procesov sú areály vystavené týmto procesom viazané predovšetkým na pomerne strmé svahy údolí Vltavy a Berounky a ich prítokov. Nápadné sú však tiež dosť ploché, ale poľnohospodársky intenzívne využívané oblasti Pražskej plošiny a ich príľahlé eróznodenučné svahy, vystavené hlavne zvýšenej vodnej erózii pôdy, a to na JV, Z a S študovaného územia (viď Príloha B). Významnú úlohu hrá pri hodnotení intenzity recentných geomorfologických procesov geologická stavba a litologické vlastnosti hornín. Príkladom je záver Prokopského údolia, kde je pôsobenie intenzívnej erózie čiastočne limitované rozsiahlym výskytom odolných devónskych súvrství vápencových hornín. Otázkou zostáva presnosť určenia lokalít intenzívnych geomorfologických procesov v prípade prevahy lesa ako krajinného pokryvu, napr. v údolí Vltavy v úseku Vrané n./Vlt. – Zbraslav, kde je okrem dátovou analýzou správne určeného potenciálu skalného rútenia (Príloha B, Obrázok 66) pozorovaná intenzívna erózia na prudkých zalesnených svahoch (bližšie v kap. 8.2.2.2).

8.2 *Príklady lokalít s vysokou intenzitou recentných geomorfologických procesov na území Prahy*

Na základe výsledkov rešerše literatúry a priestorových analýz predstavených v predchádzajúcich kapitolách bol realizovaný terénny prieskum v dvoch reprezentatívnych lokalitách. Prvou sú východné svahy Petřína, so zdokumentovanou históriou intenzívnych recentných geomorfologických procesov, a zároveň potenciálne najohrozenejšia lokalita v centrálnej časti Prahy (Obrázok 40). Druhá vybraná lokalita intenzívnych recentných geomorfologických procesov leží v okolí Zbraslavi, na hranici 4 povodí IV. rádu a 3 geomorfologických celkov. Z tohto dôvodu je vystavovaná rôznym typom geomorfologických ohrození, z ktorých najvýznamnejšie sú účinky záplav, svahové pohyby a skalné rútenie.

8.2.1 Svahové procesy a javy na východných svahoch Petřína

Prvá študovaná lokalita zahŕňa jv., v. a s. svahy vrchu Petřín (ďalej len študovaná lokalita Petřín), ktorej presné vymedzenie uvádza Obrázok 44. Ide o oblasť pomerne strmých svahov, časť vrcholovej plošiny a svahové úpätie po začiatok mestskej zástavby. Horná časť svahov je pokrytá dubovými až dubovo-hrabovými lesnými porastmi prirodzeného charakteru. V roku 1988 tu bola vyhlásená prírodná pamiatka Petřínské skalky (Němec & Ložek, 1997), v roku 2013 potom došlo k jej rozšíreniu na väčšinu plochy študovanej lokality a premenovaniu na PP Petřín (Veverková, 2013). Spodná časť svahov je prevažne porastená ovocnými stromami. Vyskytujú sa ale tiež menšie bezlesé plochy v horných partiách, a tiež les zasahujúci až po úpätie svahu, napr. j. od lanovej dráhy (Obrázok 45). Vrcholová plošina aj úpätie svahov sú takmer celé zastavané.



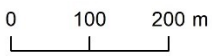
Obrázok 44: Vymedzenie študovanej lokality v oblasti Petřína. Zdroj: vlastný výber a vyznačenie lokality; vymedzenie PP Petřín – AOPK ČR; zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).



Obrázok 45: Pohľad na sady v. svahu Petřína od múru na s. strane Seminárskej záhrady jjv. smerom. Vo vzdialenejšej časti svahu zasahuje les až takmer na úpätie, kde je prerušený blokom zástavby ulice Újezd. Zdroj: archív autora (júl 2021).

8.2.1.1 Geologická situácia a geomorfologické pomery

Študovaná lokalita Petřín sa vyznačuje pestrou geologickou stavbou. V hornej časti svahov a na okraji vrcholovej plošiny prevládajú vrchnokriedové pieskovce, ílovce, prachovce a spongilitické ílovce – opuky (Obrázok 46). V nižšie položených častiach svahov sa vyskytujú ordovické horniny, napr. bridlice, ílovce, prachovce a pieskovce. Z hľadiska stability svahov a hydrogeologických pomerov je významné diskordantné uloženie hornín vrchnej kriedy na šikmo uklonených ordovických podložných súvrstviach (Němec & Ložek, 1997), pričom samotné vrchnokriedové horniny sú mierne uklonené s. smerom (Chlupáč, 1999). Miestami sa vyskytujú tiež prímеси žilných hornín – vulkanitov a železných rúd paleozoického veku. Rozsiahle plochy, predovšetkým na jv. a v. svahu Petřína, zaberajú spraše a sprašové hliny; menšia plocha leží v terénnej depresii na sv. svahu v oblasti Strahovskej záhrady (Obrázok 46).



— hranica študovanej lokality

Vrstevnice

- zdôraznená (interval 50 m)
- základná (interval 10 m)

Geologická stavba

- antropogénna navážka
- hlina, piesok, štrk
- spraš, sprašová hlina
- slieňovec piesčítý, ílovec spongilitický - krieda
- pieskovec kremenný, ílovitý - krieda
- ílovec, prachovec, pieskovec, zlepenec - krieda

- ílovec, prachovec - paleozoikum
- prachovec, bridlica - paleozoikum
- bridlica ílovitá - paleozoikum
- pieskovec kremenný - paleozoikum
- bridlica čierna, železná ruda - paleozoikum
- ílovec, prachovec, žilná hornina - paleozoikum

Obrázok 46: Geologická stavba študovanej lokality Petřín
Zdroj: vektorizované podľa Geologickej mapy 1:50 000 (ČGS).

Súčasný tvar povrchu študovanej lokality Petřín je príkladom polygenetického vývoja reliéfu. Základom súčasného reliéfu bol vznik paroviny v paleogéne až neogéne budovanej súvrstviami cenomanských pieskovcov a ílovcov a nad nimi ležiacich spodnoturónskych piesčitých slieňovcov a opúk. V kvartéri potom dochádzalo k modelácii tabuľového vrchu Petřína a priľahlých svahov. Rozhodujúce boli pritom okrem svahových tiež procesy zahlbovania vodných tokov počas kvartérnych klimatických cyklov, neotektonické pohyby, a v chladných obdobiach pleistocénu tiež periglaciálne procesy.

Vrcholová plošina Petřína je v súčasnej dobe prakticky celá zastavaná. Pomerne dobre zachované tvary reliéfu ale možno nájsť na svahoch záujmovej lokality, resp. v rámci PP Petřín. V hornej časti sa nachádzajú početné skalné odkryvy (Obrázok 47, Obrázok 48). Tieto tvoria miestami až „zárodky“ skalných miest známych z Českej kriedovej tabule. Ich povrch býva narušený mikrotvarmi, ako sú tafone či voštiny, a tiež skalnými dutinami. Často sú tiež bioturbované koreňmi stromov (napr. Obrázok 47). Množstvo skalných útvarov bolo a je vystavovaných pôsobeniu človeka. Ťažba opúk, pieskovcov, a dokonca čierneho uhlia od stredoveku zanechala stopy vo forme štôlní; v súčasnosti je veľkým problémom poškodzovanie návštevníkmi napr. vyrývaním rôznych nápisov (Obrázok 47).



Obrázok 47:

Pieskovcový skalný odkryv v hornej časti v. svahu Petřína. V ľavej hornej časti fotografie je vidieť príklad bioturbácie koreňmi stromu, v ľavej dolnej časti odkryvu sú viditeľné skalné dutiny, v pravej dolnej časti zas tafone. Tieto tvary sa vcelku bežne vyskytujú na skalných útvaroch študovanej lokality. Množstvo skál je ale tiež poškodených vyrývaním nápisov či kresbami (napr. stredná dolná časť obrázka). Zdroj: archív autora (jún 2021).



Obrázok 48: Skalný odkryv vrchnokriedových hornín na jv. svahu Petřína. Okrem skalných dutín, tafone či voštín, ktoré vznikli prirodzenými procesmi selektívneho zvetrávania a erózie, sú mnohé skaly Petřína narušené ľudskou činnosťou. V strednej časti fotografie sú viditeľné pravdepodobne bývalé štôlne po ťažbe. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Typickými útvarmi vyskytujúcimi sa v svahovitom teréne bývajú erózne ryhy či strže. Pri pohľade na mapu (Obrázok 44) možno predpokladať ich výskyt predovšetkým na s. svahu Petřína nad Strahovskou záhradou. Jedná sa ale o územie, ktoré je vplyvom geologickej stavby (kriedové uloženiny sú mierne uklonené s. smerom) značne zvodnené. Na kontakte vrchnej hranice slabo priepustných ílovitých hornín peruckého súvrstvia so svahom tak v tejto časti študovanej lokality vyviera množstvo prameňov. To má za následok zníženú stabilitu, a tým aj náchylnosť svahov k pohybom (Chlupáč, 1999). Pri bližšom prieskume sa naozaj ukazuje, že terén nesie známky aktivity svahov, prejavujúcich sa napr. deformáciou stromov (tzv. opitý les) či výskytom kotlinovitých priehlbni, ktoré mohli byť odlučnými plochami starých zosuvov (Obrázok 49). Erózne ryhy či strže sa v danej lokalite vyskytujú, ale v menšej miere. Zo s. svahu Petřína sú skutočne dokumentované dva zosuvy v databáze PanGeo ako archívne a potenciálne nestability svahov (Obrázok 44). Na rozdiel od mapového zobrazenia sa však pri terénnom prieskume ukázalo, že sa pravdepodobne jedná o rozsiahlejšiu oblasť viacerých menších či väčších zosuvných udalostí v priebehu histórie. Otázky ohľadom presnosti databázy

PanGeo vyvoláva tiež fakt, že neobsahuje záznam o zosuve v oblasti lanovej dráhy z rokov 1965 a 1967, dobre zdokumentovaného v literatúre (podrobnejšie v kap. 8.2.1.2).



Obrázok 49: Miesto na s. svahu Petřína so zachyteným prameňom (betónový kváder v ľavej dolnej časti) má charakter „kotliny“ o polkruhovom pôdoryse. Z geologických pomerov, histórie svahových pohybov a deformovaných kmeňov stromov (napr. vľavo od prameňa) možno predpokladať, že sa jedná o príklad odlučnej plochy starého zosuvu, na ktorej do súčasnosti prebiehajú pomalé svahové pohyby typu creep. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Mimo vyššie spomenutých výraznejších tvarov reliéfu je zvyšok svahov v ich hornej, prevažne zalesnenej časti, pomerne homogénny. Lesné porasty pokrývajú aj najstrmšie svahy (Obrázok 50). Narušenia v podobe rôznych pahorkov či výstupov skalného podložia je pomerne zložitá presnejšie zaradiť. Mohlo by sa jednať o dôsledky svahových pohybov, bioturbácie alebo ľudskej činnosti, predovšetkým ťažobnej. Miestami sa vyskytujú tiež plochy bez lesa, na ktorých ale v súčasnosti prebieha nová výsadba (Obrázok 51). Väčšina dolnej polovice svahov Petřína v študovanej lokalite je pokrytá ovocnými sady, tvoriacimi Strahovskú, Lobkovickú, Seminársku a Kinského záhradu a Petřínske sady (Obrázok 44). V týchto častiach má reliéf podobný „zvlnený“ charakter ako v prípade vyššie položených zalesnených svahov (Obrázok 45, Obrázok 52).



Obrázok 50: Zalesnený s. svah Petřína s drobnými terénnymi nerovnosťami a miestami obnaženým skalným podkladom. Zdroj: archív autora (júl 2021).



Obrázok 51: Výsadba ovocných stromov v hornej časti jv. svahu Petřína. V hornej polovici študovanej lokality Petřín je väčšina plochy pokrytá lesom, v dolnej polovici zase práve ovocnými sadiami. Zdroj: archív autora (júl 2021).



Obrázok 52: Pohľad na Strahovskú záhradu od dolného okraja zalesnenej časti sv. orientovaného svahu Petřína. V dolnej časti fotografie možno identifikovať bočný chrbát (rázsochu) vychádzajúcu od vrcholovej plošiny Petřína do údolia v oblasti Strahovskej záhrady. Zdroj: archív autora (jún 2021).

8.2.1.2 Identifikácia typov a rozsahu geomorfologických ohrození

Zrejme najčastejšie viditeľným recentným geomorfologickým procesom v študovanej lokalite Petřín je erózia pôdy. Je badateľná hlavne v miestach vyústení chodníkov (Obrázok 53) a na prudkých svahoch s riedkym alebo chýbajúcim pokryvom nízkej vegetácie (Obrázok 54). Bolo pozorované, že predovšetkým na prudkých svahoch je významná vodná erózia pôdy aj na lesom pokrytých plochách. Plochy študovanej lokality Petřín s iným krajinným pokryvom, hlavne sady, sa vyznačujú hustým porastom nižších rastlín, predovšetkým tráv, ktoré majú na pôdu stabilizačný vplyv (viď Obrázok 53).



Obrázok 53: Zvýšená erózia pôdy pri vyústení nespevneného chodníka na spevnenú cestu v juv. časti svahu Petřína. Trávnaté porasty po stranách chodníka vykazujú značne menšiu mieru vodnej erózie pôdy, pričom vyplavovaný materiál z týchto plôch je zároveň jemnozrnnejší (tmavšia farba zvetraliny v pravej dolnej časti obrázka). Zdroj: archív autora (júl 2021).



Obrázok 54: Riedky pokryv nižších rastlín má spolu s väčším sklonom svahu vplyv na zvýšenú vodnú eróziu pôdy. Snímka zo s. svahu Petřína. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Podstatne väčšie riziko predstavujú svahové pohyby, ktoré majú v študovanej lokalite Petřína bohatú históriu. Predovšetkým na svahoch so s. a v. orientáciou možno bežne natrafiť na dôkazy najmä o pomalších svahových pohyboch. Príkladom je na prvý pohľad stabilný mierny svah v dolnej časti Strahovskej záhrady, kde možno nájsť výrazne zdeformované staré ovocné stromy. Okolité mladšie stromy pritom väčšinou nevykazujú známky pohybu podložia (Obrázok 55). Podľa informácií pre návštevníkov z informačnej tabule predstavuje toto územie stabilizovaný zosuv, takže pomalý pohyb svahovín je očakávaný.



Obrázok 55: „Opitá“ jabloň staršieho veku v dolnej časti Strahovskej záhrady svedčí o pomalom pohybe svahu. Okolité mladšie stromy zatiaľ nevykazujú jasné znaky pohybu svahu. Zdroj: archív autora (jún 2021).

S podobnou situáciou sa možno stretnúť na v. svahu Petřína, ktorá je pravdepodobne návštevnícky najviac exponovanou. V tejto oblasti sú známe predovšetkým zosuvy z rokov 1965 a 1967. Už od jari roku 1964 dochádzalo pri stanici Nebozítek v dôsledku svahových pohybov k opakovanému poškodeniu koľajníc lanovej dráhy. Zosúvanie napokon viedlo v roku 1965 k nútenému zastaveniu prevádzky. Kvôli nedostatočnej sanácii sa zosuv v marci 1967 náhle aktivoval a rozšíril, pričom pokles povrchu pozdĺž odlučných plôch dosahoval až cca 2 m. K ďalšej aktivácii zosuvu došlo aj napriek opatreniam na jeho stabilizáciu ešte v apríli 1980 (Voltr, 1992). Jednou z hlavných príčin týchto pohybov bola okrem náchylnosti podložia a predchádzajúceho zvýšeného úhrnu zrážok zanedbaná starostlivosť o systém odvodňovacích kanálov a štôlní po ťažbe. Tie zabezpečujú odvod podzemnej vody zo zachytených prameňov a v súčasnosti sú pravidelne kontrolované a udržiavané. Zosuv bol postupne stabilizovaný od konca 60. do 80. rokov minulého storočia (Beneda, 2006; Chlupáč, 1999). V súčasnosti sa pripravuje v súvislosti s rekonštrukciou lanovej dráhy ďalšia stabilizácia svahu, ktorý sa podľa najnovších meraní pomaly pohybuje o jednotky mm ročne (Bejšovec, 2021).

Doklady pomalých svahových pohybov typu creep je možné aj dnes nájsť predovšetkým na s. a v. svahoch študovanej lokality Petřín. Sú to hlavne deformácie vyšších rastlín (opitý les) či náklony a poškodenia technických stabilizačných prvkov (oporné múry a pod.). Najčastejšie sa dajú pozorovať v miestach zvýšeného sklonu svahov, miestami sú tiež spojené so zvýšenou vodnou eróziou pôdy (Obrázok 56).



Obrázok 56: V. svah Petřína v jeho dolnej časti, približne nad zastávkou MHD Újezd, je pravdepodobne v pomalom pohybe. Svedčia o tom mierne zdeformované kmene stromov a poškodenia slabo udržiavaného oporného múru. Badateľná je tiež zvýšená erózia pôdy. Miesto na fotografii je jedným z mála v dolnej časti svahu, kde zasahuje lesný porast, a zároveň patrilo v rámci študovanej lokality Petřín medzi najmenej „zasiiahnuté“ parkovými úpravami. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Počas terénneho prieskumu v júli 2021 boli tiež zaznamenaný pád stromu v hornej časti jv. svahu nad Kinského záhradou (Obrázok 57) a podľa všetkého pokus o stabilizáciu svahu nad reštauráciou Nebozízek na v. svahu (Obrázok 58). V prípade pádu stromu sa jednalo o javor, pričom neboli viditeľné poškodenia koreňovej sústavy ani kmeňa. Pravdepodobne tak k jeho vyvráteniu prispela aj nižšia stabilita substrátu (koreňová sústava založená na pomerne prudkom svahu na sprašovom záveji, podložie budované kriedovými pieskovecami). Samotný pád zrejme zapríčinila jedna z búrok koncom júna až začiatkom júla 2021. Svah

nad reštauráciou Nebozízek sa vyznačuje značným sklonom, avšak stromy v okolí narušeného miesta nenaznačujú pohyb svahu. Mohlo by sa tak v skutočnosti jednať o výraznejšie zvýšenú eróziu pôdy, ktorá donútila vlastníka reštaurácie k stavbe ochranných konštrukcií, ako možno vidieť na Obrázku Obrázok 58.



*Obrázok 57: Vyvrátený javor v priestore nad Kinského záhradou. Vzhľadom na nižší vek stromu a chýbajúce viditeľné stopy po chorobe či poškodení možno uvažovať o zníženej stabilite svahu ako faktore, ktorý výrazne prispel k pádu stromu.
Zdroj: archív autora (júl 2021).*



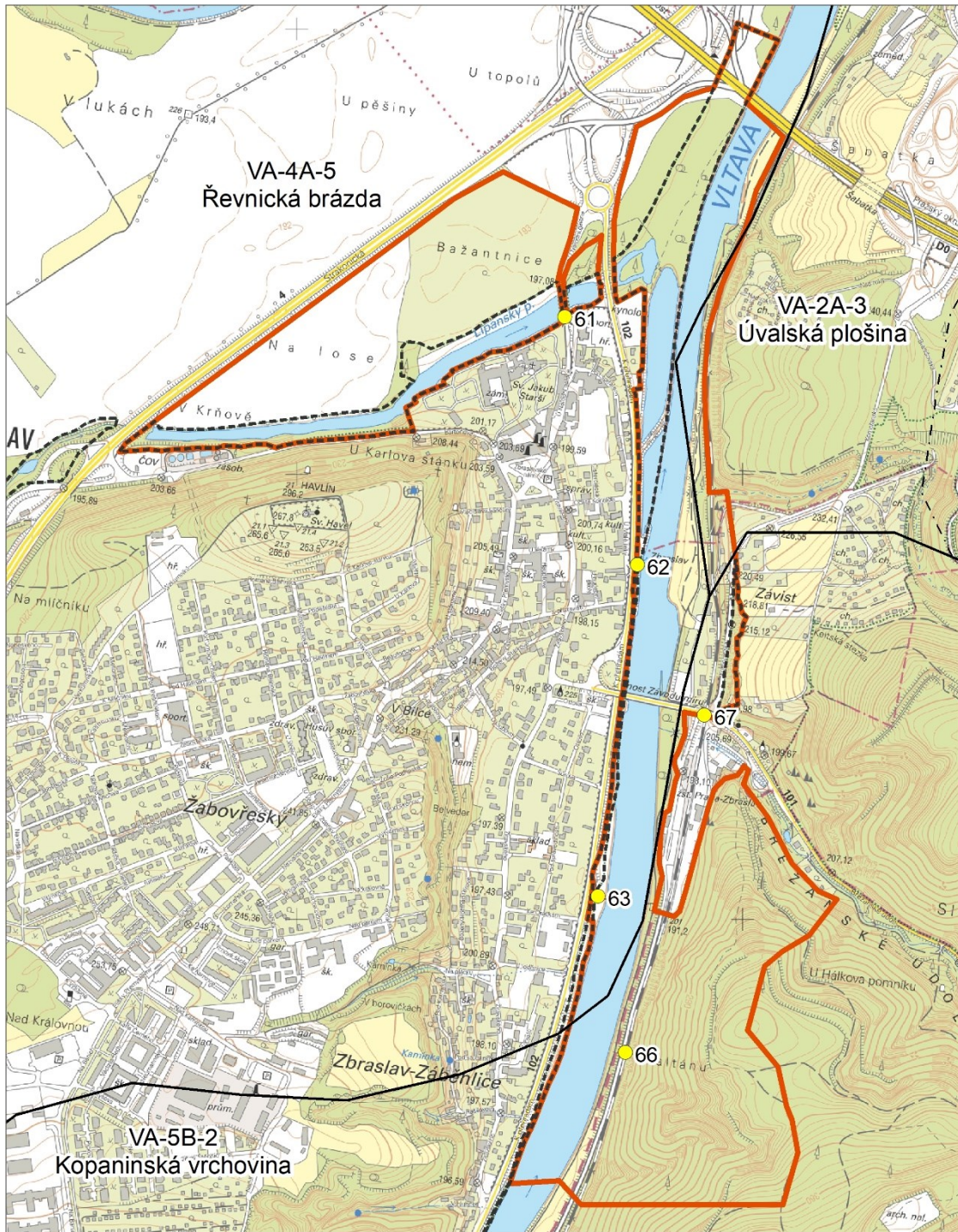
Obrázok 58: Viditeľné poškodenie svahu nad reštauráciou Nebozízek na dolnom okraji súvislého lesného porastu v svahu Petřína. Na mieste nebolo možné určiť, či sa jedná o zvýšenú eróziu pôdy alebo zrýchlenie svahového pohybu. Vzhľadom na chýbajúcu deformáciu okolitých stromov a slabý vegetačný pokryv v narušenom mieste je pravdepodobnejšia prvá možnosť. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Územie študovanej lokality Petřín predstavuje unikátny príklad intenzívnych recentných geomorfologických procesov v centre veľkomesta. Vďaka pomerne nízkemu zastavaniu sú navyše na viacerých miestach v teréne dobre pozorovateľné. Svahy Petřína sa vyznačujú veľkými sklonmi a vhodnými geologickými a hydrogeologickými pomermi, ktoré podporujú rôzne typy svahových pohybov. Celé územie je pritom pomerne mladé, keďže k najvýraznejšiemu vývoju svahov dochádzalo až od posledného glaciálu, ktorý bol podľa niektorých názorov najchladnejší (napr. Czudek, 2005). Faktom zostáva, že až antropogénne opatrenia (hlavne oporné múry, odvodňovacie kanály a štôlne) tieto svahy výraznejšie stabilizovali. V súčasnosti sa okrem systému zachytávania prameňov a odvodu vody venuje veľká pozornosť aj starostlivosti o les a sady, keďže dreviny majú na svahy významnú stabilizačnú funkciu (Beneda, 2006; Obrázok 51). Pomalým svahovým pohybom však ani do budúcnosti zrejme úplne zabrániť nejde. Dôležitý je preto pravidelný monitoring, ktorý dokáže včas odhaliť aktiváciu či zrýchlenie svahových pohybov. Bolo by tiež vhodné

na niektorých miestach zaviesť opatrenia na zníženie vodnej erózie pôdy. Najjednoduchším z nich je využívanie spevnených ciest a chodníkov návštevníkmi namiesto „divoko“ vyšliapaných lesných cestičiek.

8.2.2 Geomorfologické procesy pod sútokom Berounky a Vltavy u Zbraslavi

Druhá lokalita, v ktorej bol vykonaný terénny prieskum, leží v blízkom okolí Zbraslavi (ďalej len študovaná lokalita Zbraslav). Zahŕňa jednak okraj rozsiahlej údolnej nivy v oblasti sútoku Vltavy a Berounky, jednak záver kaňonovitého údolia Vltavy v tejto oblasti. Okrem toho obsahuje svahy pravého brehu Vltavy, a to ich úpätie v s. časti a jeden úsek celého svahu v jv. časti študovanej lokality (Obrázok 59). Študovaná lokalita bola vymedzená vzhľadom na hranice maloplošných zvláštne chránených území, konkrétne PP Krňák a PP U Závisti. Prvá z nich predstavuje mŕtve rameno Berounky v úseku pod Zbraslavským zámkom spolu s príľahlou nivou a úsek ľavého brehu Vltavy až takmer k Vranému n./Vlt. PP U Závisti zahŕňa prakticky len skalný zárez cesty Zbraslav – Komořany, odkrývajúci ordovické horniny letenského súvrstvia (Němec & Ložek, 1997). Prevažná väčšina tohto územia je nezastavaná; výnimkou je len oblasť rekreačných objektov medzi PP U Závisti a pravým brehom Vltavy.



61 číslo obrázka

● lokalizácia pozorovateľa

⋯ vymedzenie PP Krňák a U Závisti

— hranica celku

— hranica študovanej lokality

- - - hranica okrsku

0 200 400 m

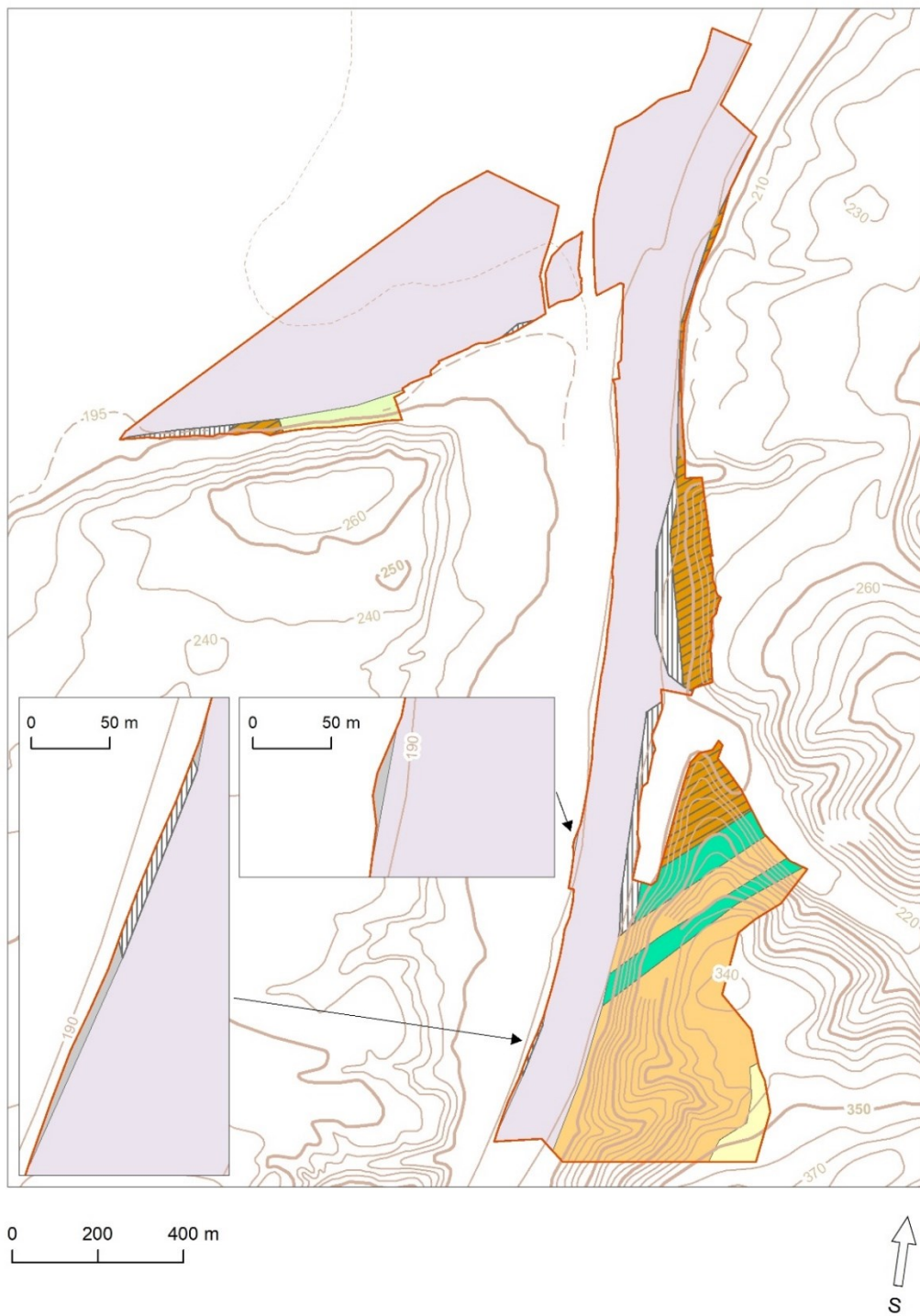


Obrázok 59: Vymedzenie študovanej lokality v oblasti Zbraslavi. Zdroj: vlastný výber a vyznačenie lokality; vymedzenie PP Krňák a U Závisti – AOPK ČR; zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).

8.2.2.1 Geologická situácia a geomorfologické pomery

Údolná niva v s. časti študovanej lokality Zbraslav, a tiež pásмо v bezprostrednej blízkosti koryta Vltavy v strednej a j. časti, sú tvorené holocénnymi nivnými hlinami s prímiesou štrkov a pieskov (Obrázok 60). Po okrajoch koryta Vltavy a j. okraji mŕtveho ramena Berounky vystupujú pleistocénne štrky a piesky fluviálnych terás a zmiešané deluviofluviálne sedimenty. Zaujímavosťou je výskyt hlinito-kamenitých balvanovitých sedimentov v úseku j. od mŕtveho ramena Berounky, ktoré doň zasahujú zo strmého s. svahu vrchu Havlín (kóta 268 m n. m.; bližšie v kap. 8.2.2.2). Na časti hrebeňa nad skalnými svahmi v jv. cípe študovanej lokality je tiež zaznamenaný zvyšok sprašového pokryvu (Obrázok 60).

Svahové úpätia j. od mŕtveho ramena Berounky a pravého brehu Vltavy v s. časti študovanej lokality budujú ordovické droby, pieskovce, prachovce a ílovité bridlice letenského súvrstvia. Tie sú odkryté predovšetkým v PP U Závisti, ktorá je považovaná za najlepšiu ukážku vrstevného sledu letenského súvrstvia v Prahe a okolí (Němec & Ložek, 1997; Obrázok 67). Smerom na J sa horninové zloženie mení v oblasti tzv. závistského prešmyku, kde došlo v čase hercýnskeho vrásnenia k nasunutiu hornín vrchného proterozoika na ordovické súvrstvia. Vrchno-proterozoické vrstvy sú uložené v podobe antiklinály pretiahnutej v smere JZ – SV, sú uklonené k JV a ohraničené na SZ závistským prešmykom. Prevažujú tufy a tufity náležiacie do davelského súvrstvia kralupsko-zbraslavskej skupiny, dosahujúce mocnosti až niekoľko stoviek metrov. Typické je striedanie hrubých lavíc vulkanických brekcií s úlomkami produktov podmorského andezitového, dacitového a ryolitového vulkanizmu a tenších vrstiev zmiešaných (vulkanosedimentárnych) tufitov. Okrem nich v záreze u žst. Zbraslav vystupujú dva pásy bazaltov, v rámci kralupsko-zbraslavskej skupiny inak zriedkavých. Tie predstavujú pravdepodobne pozostatok lávového prúdu (Chlupáč, 1999; Mašek, 2001).



- | | | |
|-------------------------------|---|---|
| — hranica študovanej lokality | Geologická stavba | ▨ piesok, štrk (kvartér) |
| Vrstevnice | ■ hlina, piesok, štrk (kvartér) | ▨ droba, pieskovec, prachovec, bridlica ílovitá (paleozoikum) |
| — zdôraznená (interval 50 m) | ■ sediment zmiešaný (kvartér) | ■ tuf, tufit (proterozoikum) |
| — základná (interval 10 m) | ■ hlinito-kamenitý, balvanitý až blokový sediment (kvartér) | ■ bazalt, andezitobazalt (proterozoikum) |
| — doplnková (interval 5 m) | ■ piesok naviaty (kvartér) | |
| — pomocná (interval 2,5 m) | ■ spraš, sprašová hlina (kvartér) | |

Obrázok 60: Geologická stavba študovanej lokality Zbraslav. Zdroj: geologické jednotky – vektorizované podľa Geologickej mapy 1:50 000 (ČGS); zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy).

Študovaná lokalita Zbraslav leží na území 3 geomorfologických okrskov: Řevnická brázda (s. a centrálna časť), Úvalská plošina (sv. okraj) a Kopaninská vrchovina (jv. časť a oblasť PP U Závisti; Obrázok 59). Severnú časť študovanej lokality reprezentuje typický nivný reliéf, avšak z väčšej časti antropogénne premenený z dôvodu poľnohospodárskeho využitia. Prírodzenejší charakter má len pomerne úzky pás chránený v rámci PP Krňák (Obrázok 61).



Obrázok 61: Pohľad na mŕtve rameno Berounky pod Zbraslavským zámkom (vľavo). V tejto časti študovanej lokality sú zastúpené nivné geomorfologické tvary prirodzeného charakteru prakticky len v rámci PP Krňák. Zdroj: archív autora (júl 2021).

S týmito poznatkami korešponduje dokumentácia naplavenín hrubého štrku a štrkopiesku a výmoľov, ktoré v oblasti vznikli počas povodne v roku 2002. Odvtedy panuje na území PP Krňák relatívny sedimentačný klud; sukcesia brehových spoločenstiev dosahuje v súčasnosti štádium teplomilných spoločenstiev viacročných nižších rastlín (Kohlík et al., 2018). Je pravdepodobné, že v iných častiach študovanej lokality mimo PP Krňák došlo k odstráneniu prakticky všetkých stôp po povodni v reliéfe. Dokonca aj priamo na území PP Krňák prebiehali v rokoch 2004 – 2005 práce zamerané na odstránenie nežiadúcich náplav či odbahnenie mŕtveho ramena Berounky (Dostálek, 2009).

Ľavý breh Vltavy (od Zbraslavi) sa tiež vyznačuje pomerne homogénnym reliéfom. Šírka príbrežnej línie tu dosahuje max. 10 – 15 m a je celá lemovaná cestou č. 102 Zbraslav – Davle. Výnimkou je iba úsek pod ústím mŕtveho ramena Berounky do Vltavy, kde sa nachádza bývalá regulačná nádrž, tzv. Malá reka (Obrázok 59). PP Krňák sleduje tok Vltavy j. smerom, avšak obmedzuje sa iba na niekoľko metrov široký pruh pozdĺž brehovej línie. Predmetom ochrany sú tu predovšetkým biotopy na geomorfologicky nevýrazných štrkových a hlinitých náplavách (Obrázok 63).

Geomorfologicky pestrejší je pravý breh Vltavy. Od S na J študovanej lokality postupne nachádzame lavice štrkopieskov, pravdepodobne v rámci skupiny nízkych terás (Obrázok 62), skalné odkryvy (minimálne sčasti antropogénneho pôvodu) ordovických súvrství a strmé skalné svahy tvorené proterozoickými horninami davelského súvrstvia, príp. bazaltovými zvyškami lávových prúdov (Obrázok 63). Pozdĺž j. okraja študovanej lokality prebieha tiež v smere V – Z výrazná strž, zasahujúca prakticky celý svah až takmer po jeho horný okraj (Obrázok 59).



Obrázok 62: Lavica na pravom brehu Vltavy budovaná z väčšej časti štrkopieskami. V pozadí zástavba Závisti (časť Zbraslavi) s odkryvmi ordovických hornín letenského súvrstvia. Záber s. časti lavice, ktorá ďalej pokračuje smerom proti prúdu po žst. Zbraslav. Zdroj: archív autora (júl 2021).

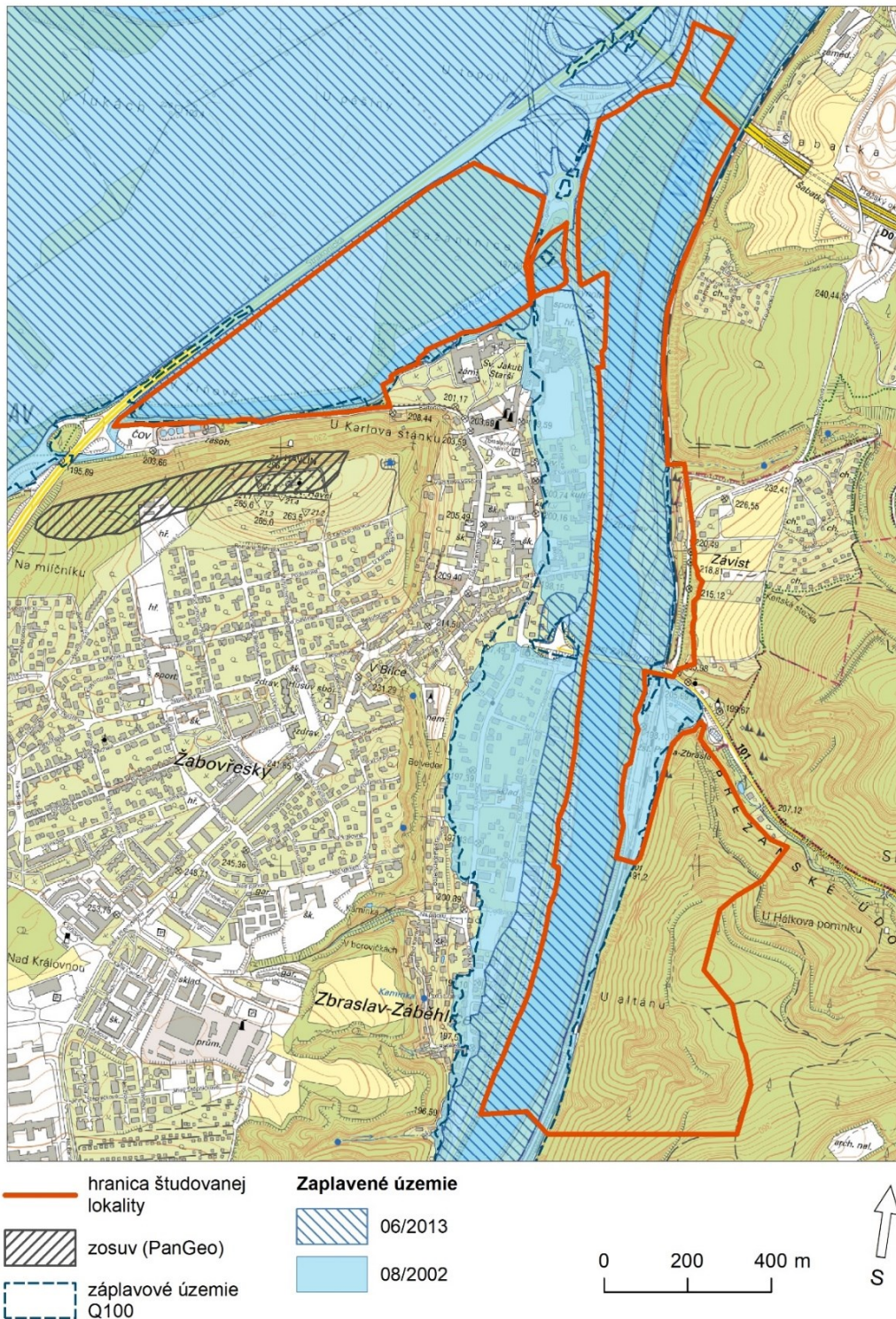


Obrázok 63: Brehová línia ľavého brehu Vltavy (v popredí) je geomorfologicky nevýrazná, porastená zvyškami lužných lesov a nižšou vegetáciou. Na opačnom brehu vidieť nízkymi drevinami porastený južný okraj štrkopieskovej lavice (viď predchádzajúci obrázok) a skalný svah s odkryvami proterozoických tufov a tufitov davelského súvrstvia. Zdroj: archív autora (júl 2021).

8.2.2.2 Identifikácia typov a rozsahu geomorfologických ohrození

V študovanej lokalite Zbraslav je na základe poznatkov prezentovaných v predchádzajúcich kapitolách predpoklad výskytu dvoch až troch hlavných typov geomorfologických ohrození. Prvým sú prejavy záplav, ktoré sú historicky dokumentované už od raného novoveku, kedy pri nich pravdepodobne dochádzalo k postupnému presunu koryta Berounky do súčasnej polohy. To bolo spojené s tvorbou rozsiahlych náplav nivných sedimentov s. od súčasného mŕtveho ramena Berounky (Dostálek, 2009). V nedávnej minulosti bolo územie študovanej lokality významne postihnuté predovšetkým záplavami v roku 2002; posledná rozsiahlejšia povodeň sa vyskytla v roku 2013 (Obrázok 64). Podľa rozsahu zaplaveného územia by teoreticky bolo možné v hrubých rysoch ohraničiť pôsobenie recentných fluviálnych geomorfologických procesov. Vzhľadom na priebeh cestných a železničných komunikácií, vysokú zastavanosť ľavého brehu Vltavy a intenzívne poľnohospodárstvo s. od mŕtveho ramena Berouky to však nie je možné, nakoľko po povodni

tu došlo k odstráneniu jej geomorfologických prejavov (predovšetkým náplav jemnozrnného materiálu) činnosťou človeka.



Obrázok 64: Rozsah záplavového územia pri prietoku Q100 v porovnaní s nedávnymi veľkými povodňami z rokov 2002 a 2013 a dokumentovaný zosuv na s. svahu vrchu Havlín (kóta 268 m n. m.). Zdroj: vlastný výber a vyznačenie študovanej lokality; záplavové územie Q100 a rozsah historických povodní – DIBAVOD (VÚV TGM); zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).

Druhým zaznamenaným geomorfologickým fenoménom s možným dosahom na študovanú lokalitu Zbraslav je zosuv pôdy na s. svahu vrchu Havlín (kóta 268 m n. m.). Z dostupných zdrojov nebolo možné zistiť jeho vek, ale vzhľadom na pokrytie postihnutého svahu vysokým lesom a výskytu viacerých stavebných objektov sa predpokladá, že zosuv je pomerne starý a stabilizovaný. Tieto eróžno-denudačné svahy ale vykazujú určité známky narušenia, napr. rôzne pahorky či odpočinky (Obrázok 65), podobné, aké boli zistené na s. svahu Petřína (kap. 8.2.1.2). Okrem toho je na určitom úseku s. úpätia tohto svahu v geologickej mape zaznamenaná vrstva kamenito-hlinitých balvanitých až blokových sedimentov (Obrázok 60), ktoré môžu predstavovať zvyšok akumuláčnej plochy zosuvu. Vzhľadom na blízkosť bývalého koryta Berounky, veľký sklon a geologickú stavbu svahu s obsahom ílovitých bridlíc (Kleček et al., 2001) je fosilny zosuv možným vysvetlením vzniku uvedených svahových sedimentov.



Obrázok 65: Severný svah vrchu Havlín s deformáciami povrchu, ktoré vznikli následkom zosuvnej aktivity v minulosti.

Zdroj: <http://www.mistopis.eu/mistopiscr/praha/praha16/havlin/odvaly-2009.jpg>.

Posledným, avšak pravdepodobne najvýraznejším geomorfologickým procesom v študovanej lokalite Zbraslav, je skalné rútenie. Je viazané na geologické podložie

proterozoických tufov a tufitov v skalných odkryvoch na pravom brehu Vltavy v jv. časti študovanej lokality (Obrázok 66). Spolu s kaňonovitým údolím Vltavy v s. časti uvažovaného územia Prahy (kap. 8.1.8) patrí úsek údolia od Vraného n./Vlt. po Zbraslav k lokalitám najviac ohrozených týmto geomorfologickým fenoménom. Vo všeobecnosti sú v klimatických podmienkach uvažovaného územia za najviac náchylné k skalnému rúteniu považované proterozoické bridlice a droby v oboch spomenutých lokalitách (Kleček et al., 2001). S najväčšou pravdepodobnosťou do tejto skupiny ale možno zaradiť aj tufy a tufity v študovanej lokalite Zbraslav, zhodne s viacerými názormi v odbornej literatúre (Sládek, 2015). Ordovické droby, pieskovce, prachovce a bridlice vykazujú o niečo vyššiu odolnosť voči mechanickému zvetrávaniu. V tomto prípade ale pravdepodobne hrá úlohu aj orientácia vrstiev nekonformne so svahom (Obrázok 67).



Obrázok 66: Technické opatrenia na ochranu trate pred skalným rútením proterozoických tufov a tufitov davelského súvrstvia pred južným zhlavím žst. Zbraslav. Tento úsek železničnej trate bol len necelý mesiac pred vytvorením fotografie zavalený kamenito-bahenným prúdom po privalovej zrážke, čo dokazuje prítomnosť skalných úlomkov a zvyškov bahna v kol'ajisku. Zdroj: archív autora (júl 2021).



Obrázok 67: Pohľad na j. časť PP U Závisti. Ordovické droby, bridlice či prachovce letenského súvrstvia sú oproti proterozoickým tufom a tufitom nižšie proti prúdu Vltavy menej náchylné k skalnému rúteniu. Opatrenia na ochranu osôb a majetku sa obmedzujú na dopravnú značku upozorňujúcu na padanie skál. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Územie študovanej lokality Zbraslav je v súčasnosti vystavované hlavne zvetrávaniu skalných stien a s ním spojenému skalnému rúteniu, predovšetkým v proterozoických súvrstviach tufov a tufitov v jv. časti lokality. Fluviálne procesy sa po väčšinu času vyznačujú pomerne nízkou intenzitou; tá sa však skokovo zvyšuje v prípade povodní. Skalné rútenie sa nevyznačuje tak výrazným kolísaním intenzity, aj keď je známe, že k významným udalostiam často dochádza v čase privalových zrážok. Na proterozoických horninách v jv. časti študovanej lokality boli pozorované dokonca rozsiahle kamenito-hlinité prúdy charakteru debris flow (Olišar, 2009). K zastaveniu dopravy na trati Zbraslav – Vrané n./Vlt. došlo v dôsledku jej závalu kamenivom a bahnom naposledy v júni a júli 2021 (ČTK, 2021), čo dokazuje opodstatnenosť ochranných technických opatrení (Obrázok 66). V prípade veľkých povodní možno očakávať znížený efekt fluvialnych procesov v obytných oblastiach vďaka použitiu protipovodňových mobilných zábran a podobných opatrení, a tiež elimináciu menších povodní reguláciou prietoku vltavskou kaskádou. V rámci prirodzených areálov (predovšetkým PP Krňák) je ale pravdepodobné, že sa fluviálne procesy do určitej miery prejavia, napr. tvorbou hlinitých nívnych náplav.

9 Diskusia

Štúdium odbornej literatúry o prírodnom prostredí a povrchových tvaroch na území Prahy bolo v predloženej práci základom pre spracovanie analýzy priestorových dát o reliéfe a vyhotovenie regionalizácie súčasných intenzívnych geomorfologických procesov. Nasledovali terénne rekognoskácie na dvoch reprezentatívnych lokalitách o vysokej intenzite recentných geomorfologických procesov. Za hlavné výsledky predloženej práce možno považovať stanovenie súčasného stavu poznatkov o geomorfologickom vývoji územia Prahy a vytvorenie klastrovej analýzy intenzívnych recentných geomorfologických procesov podľa povodí IV. rádu (kapitola 8.1). Doplnujúce výsledky predstavuje fotografická dokumentácia týchto procesov vyhotovená počas terénneho prieskumu na vybraných lokalitách.

9.1 *Súčasný stav poznatkov o geomorfologickom vývoji územia Prahy*

Napriek tomu, že vznik a vývoj reliéfu územia Prahy je v literatúre dobre zdokumentovaný, chýbajú práce zamerané na hodnotenie recentných geomorfologických procesov v tejto oblasti. Územie Prahy nepredstavuje pravdepodobne vzhľadom na veľký rozsah antropogénnych zmien reliéfu typickú záujmovú lokalitu pre geomorfologický výskum. S využitím známych faktov je však možné po výbere a štúdiu relevantných literárnych zdrojov vyvodit' pomerne komplexný obraz o paleogeografickej histórii a vývoji reliéfu územia Prahy (napr. Kalvoda & Balatka, 2016). Tieto poznatky potom môžu slúžiť ako podklad pre správnu interpretáciu výsledkov založených na morfometrickej analýze reliéfu.

Geologické a paleogeografické poznatky o dlhodobom vývoji reliéfu územia Prahy sú zásadným zdrojom informácií pre posudzovanie rozsahu geomorfologického ohrozenia na inžiniersko-geologicky významných lokalitách. Príkladom môže byť vysoké (v oblasti Zbraslavi a Sedlce; Obrázok 43 a Obrázok 66) a nižšie ohrozenie skalným rútením (napr. v Šáreckom či Prokopskom údolí) aj napriek podobnej kumulatívnej dĺžke skalných zrázov (Obrázok 36b), pričom rozdiel je daný predovšetkým geologickou situáciou (Kleček et al., 2001).

Charakteristika geomorfologických okrskov podľa Demek & Mackovčín (2006) bola využitá jednak ako základ pre regionalizáciu súčasných intenzívnych geomorfologických procesov (kap. 7), jednak ako zdroj informácií o polygenetickom vývoji reliéfu (*sensu* Demek, 1987) každého z okrskov. Na základe takto získaných poznatkov bolo navyše možné identifikovať limity a nevýhody geomorfologických okrskov ako regionalizačných jednotiek (bližšie v kap. 2.4) a zvoliť vhodnejšiu alternatívu v podobe povodí IV. rádu (kap. 8).

9.2 *Vyhodnotenie výsledkov analýzy a syntézy priestorových dát*

V predloženej práci predstavuje analýza dát o reliéfe v kapitolách 8.1.1 až 8.1.7 jednak podklad pre syntézu a regionalizáciu intenzívnych geomorfologických procesov (kap. 8.1.8.) a jednak podpornú úlohu pri výbere vhodných lokalít pre terénny prieskum. Vzhľadom na nevýhody geomorfologických okrskov ako regionalizačných jednotiek je v kapitole 8 použitý odlišný prístup k zisťovaniu rozloženia intenzívnych geomorfologických procesov, ktoré predstavujú určité geomorfologické ohrozenia. Tento postup je založený na využití mozaiky povodí IV. rádu. Výhody použitia povodí IV. rádu pre geomorfologickú regionalizáciu sú hlavne relatívna homogenita reliéfu, dostatočne malá rozloha umožňujúca zachytenie procesov koncentrovaných na malej ploche, vymedzenie aj na základe geomorfologických kritérií (hranice sú vedené rozvodiami, t. j. prevažne chrbtami) a v neposlednom rade tiež dostupnosť dát.

Z hľadiska zamerania predloženej práce patria medzi výhody tohto regionalizačného prístupu tiež možnosť zachytenia foriem reliéfu vytvorených či výrazne modelovaných v kvartéri, napr. fluvialne nivy, zosuvy a skalné zrázy. Nevýhodou je okrem rozdielov v rozlohe jednotlivých povodí IV. rádu (i keď tie sú podstatne menšie než v prípade geomorfologických okrskov) stále príliš veľká rozloha vzhľadom na rozsah zástavby na území Prahy. Príkladom môže byť študovaná lokalita Petřín, ktorá je v rámci povodia, do ktorého patrí, prakticky jedinou rozsiahlejšou oblasťou prirodzeného charakteru. Zvyšok povodia tvorí zástavba Starého a Nového Mesta a Malej Strany (napr. Obrázok 44). Je možné, že túto nevýhodu by čiastočne riešila metóda obalových zón (tzv. bufferovanie). Jej princíp je založený na súčte tvarov reliéfu v užívateľom definovanom okolí (buffer) bodov alebo línií reprezentujúcich každý z týchto tvarov reliéfu (Křížek et al., 2016). Predstavená morfometrická analýza ale pracuje prevažne so spojitými dátami (relatívna výšková členitosť, LS faktor, sklon svahov a pod.), kde je táto metóda prakticky nepoužiteľná. Aj v prípade využitia bufferovania pri výpočte hustoty bodových (skaly), líniových (skalné zrázy) a plošných foriem (ťažiská, resp. bodové mračná plôch zosuvov a záplavových území) by nastal zložito riešiteľný problém s kompatibilitou. Hodnotenie adekvátnosti použitej metodiky regionalizácie intenzívnych geomorfologických procesov navyše naráža na absenciu podobných prác.

Problémy boli zaznamenané aj pri dátach vstupujúcich do analýzy, napríklad LS faktora (Obrázok 27) a dlhodobej priemernej straty pôdy (faktor G) v podobe tried erózneho ohrozenia (Obrázok 28). Pokrytie študovaného územia týmito dátami je limitované jednak zástavbou, jednak lesnými plochami, čo môže viesť v miestach s väčšími plochami súvislej lesnej

pokrývky (napr. j. časť študovanej lokality Zbraslav) k skresleniu údajov. Terénny prieskum pritom preukázal výskyt pomerne rozsiahlej erózie skalného podkladu v tejto oblasti (Obrázok 66). Podstatným faktorom je však nemožnosť porovnania výsledkov analýzy dátových podkladov o reliéfe, pretože podobná práca zatiaľ nebola vypracovaná. Z údajov relevantnej literatúry a terénneho prieskumu na reprezentatívnych lokalitách Petřín a Zbraslav však možno usudzovať, že hlavné zistenia vyplývajúce z morfometrickej analýzy vo všeobecnosti platia. Jedná sa predovšetkým o koncentráciu intenzívnych recentných geomorfologických procesov do oblastí so strmými svahmi, resp. veľkou relatívnou výškovou členitosťou (napr. Křížek et al., 2016), ktoré ležia hlavne v oblastiach kaňonovitých údolí Vltavy a Berounky a ich prevažne ľavostranných prítokov (napr. Balatka, 2001). Určité geomorfologické ohrozenia vyplývajúce z týchto intenzívnych procesov sú potom ovplyvnené hlavne geologickými podmienkami a rozsahom antropogénneho narušenia územia (Kleček et al., 2001; Kalvoda & Balatka, 2016).

9.3 Vyhodnotenie výsledkov terénneho prieskumu

Z dôvodu spomenutých nevýhod geomorfologickej regionalizácie podľa povodí IV. rádu a nízkeho podielu zástavby boli k podrobnému morfologickému prieskumu vybrané lokality Petřín a Zbraslav vymedzené na základe kombinácie analýzy paleogeografickej histórie a priestorových dát. Dôraz bol pritom kladený na čo najmenšie antropogénne porušenie reliéfu oboch študovaných lokalít. Rozloha takto vymedzených území je 0,64 km² (Petřín) a 1,06 km² (Zbraslav). Lokalita Petřín leží na území jediného geomorfologického okrsku (Hostivická tabuľa) a jedného povodia IV. rádu prislúchajúceho priamo k Vltave (s výnimkou úzkeho pásu pozdĺž jz. hranice už v povodí Motolského potoka). Naopak, lokalita Zbraslav zasahuje na územie 5 povodí IV. rádu a 3 geomorfologických celkov (Obrázok 59). Hlavnou výhodou tohto vymedzenia oboch vybraných lokalít je dostatočne malá rozloha na zachytenie menších tvarov reliéfu vytvorených alebo modelovaných recentnými geomorfologickými procesmi, napr. erózne ryhy a strže.

Špecifická je možnosť zachytenia viacerých typov intenzívnych morfogenetických procesov v jednom (Petřín) a viacerých (Zbraslav) povodiach IV. rádu. V lokalite Petřín sú tak na jednej strane pozorované fenomény intenzívnej erózie a svahových pohybov podporovaných veľkým sklonom svahov, avšak zvyšok územia povodia má jednak iný charakter reliéfu (s podstatne menším sklonom svahov), jednak je rozsiahlo antropogénne zmenený. Zároveň sa podobné geomorfologické ohrozenia ako v prípade lokality Petřín prejavujú aj mimo nej v povodiach IV. rádu s podobnými geologickými podmienkami, napr. zosuvy v s. časti údolia Motolského potoka a j. časti údolia Brusnice (Obrázok 38a,b).

V lokalite Zbraslav je možné pozorovať kombináciu geomorfologických ohrození líšiacich sa charakterom podľa povodí IV. rádu na malom území. Na druhej strane je potom takto vymedzená lokalita z hľadiska pôsobenia intenzívnych recentných geomorfologických procesov veľmi heterogénna, čo môže predstavovať problém pre ich jednoznačnú charakteristiku. Lokalita Zbraslav je tak rozdelená na minimálne 3 dielčie časti – na S pôsobia predovšetkým fluviálne procesy (čiastočne pravdepodobne aj svahové pohyby), v strednej časti sú typické priestorovo obmedzené fluviálne a svahové procesy a v j. časti dominuje skalné rútenie (Obrázok 64).

Uvedené charakteristiky oboch lokalít svedčia o mimoriadnej pestrosti reliéfu vytvoreného počas paleogeografickej histórie, avšak predovšetkým v období mladšieho kenozoika (Kalvoda & Balatka, 2016). Aj na malých plochách (cca do 1 km²) je tak možné vo vybraných oblastiach (hlavne v nezastavaných častiach údolí Vltavy, Berounky a ich prítokov) identifikovať veľké množstvo povrchových tvarov modelovaných kvartérnymi svahovými a fluviálnymi procesmi.

Hlavný limit pri hodnotení súčasných geomorfologických ohrození predstavujú antropogénne úpravy, ktoré majú na svedomí zničenie alebo rozsiahle zmeny pôvodných tvarov reliéfu na väčšine uvažovaného územia Prahy (viď kap. 5.6). Využitie územia na poľnohospodárske účely má predovšetkým v okrajových častiach záujmového územia (napr. na Z a JV) za následok zvýšenú eróziu pôdy, ktorá nezodpovedá hodnotám LS faktora (porov. Obrázok 33, Obrázok 34 a Príloha B). Činnosť človeka má vplyv aj na akceleráciu (erózne ryhy a strže, akumulácia nivných hĺn, svahové pohyby) či naopak inhibíciu (stabilizácia svahov, odstraňovanie nivných náplav, regulácia tokov, výstavba priehrad) prirodzených geomorfologických procesov. Osobitným problémom je rozširovanie zástavby do oblastí geomorfologických ohrození. Tu sa prejavujú dôsledky rozhodnutí z minulosti, kedy ešte neboli celkom známe riziká spojené s určitými typmi geologických a geomorfologických podmienok (Kalvoda & Balatka, 2016). Dôsledkom je napr. hustá zástavba v nive alebo na nestabilných svahoch, ktorá býva vystavená záplavám, svahovým pohybom, erózii a pod. Často sa ako jediná možnosť na ochranu obyvateľstva a majetku ukazujú nákladné technické opatrenia ako regulácia vodných tokov, sanácia zosuvov, odvodnenie nestabilných svahov, technické protierózne opatrenia, atď. Tým sa však často nenávratne strácajú unikátne a esteticky hodnotné tvary reliéfu vytvorené prirodzenými geomorfologickými procesmi predovšetkým v priebehu kvartéru.

Vrchol antropogénnej premeny územia tak predstavuje zástavba, za ktorú nie sú dostupné ani viaceré dáta (napr. LS faktor a vodná erózia pôdy). Na druhej strane ale na území Prahy

možno nájsť rozsiahle oblasti s pomerne zachovaným prírodným prostredím, predovšetkým v rámci maloplošných zvláštne chránených území. Celkový obraz reliéfu uvažovaného územia Prahy je tak mozaikou mimoriadne atraktívneho prírodného prostredia hlboko zarezaných údolí do plošinového reliéfu s množstvom skalných tvarov, zaklesnutých aj voľných meandrov vodných tokov a rozsiahlej zástavby od historického centra po moderné okrajové štvrte a satelity. Táto unikátna geodiverzita je zároveň spojená s ohrozením intenzívnymi a rýchlymi geomorfologickými procesmi, ako sú erózia pôdy, záplavy, skalné rútenia či zosuvy (Kalvoda & Balatka, 2016). Preto je mimoriadne dôležitá ochrana prirodzeného prostredia (napr. ďalším nezastavovaním údolnej nivy či nestabilných svahov), a to v záujme zachovania jedinečnej diverzity reliéfu, ako aj ochrany osôb a majetku.

9.4 Význam kvartérneho vývoja povrchových tvarov pre štruktúru a intenzitu recentných geomorfologických procesov

Štruktúra a intenzita súčasných prírodných geomorfologických procesov územia Prahy je významným spôsobom ovplyvnená vývojom reliéfu tohto územia v priebehu geologickej histórie. Geologická stavba vytvorená v proterozoiku a paleozoiku mala v kvartérnych výkyvoch podnebia významný vplyv na formovanie reliéfu v závislosti na meniacej sa odolnosti hornín voči zvetrávaniu. V určitých aspektoch sa prejavuje vplyv geologickej stavby na formovanie reliéfu až do súčasnosti, napr. vo forme náchylnosti proterozoických prachovcov, drob a bridlíc ku vzniku hlbokých strží.

Povrchové tvary študovaného územia vzniknuté v kvartéri významne ovplyvňujú priestorové rozloženie recentných intenzívnych geomorfologických procesov. Napríklad sú rozhodujúce pre koncentráciu týchto procesov do geomorfologických okrskov s najvyššími hodnotami sklonu svahov a relatívnej výškovej členitosti, ktoré sú charakterizované vysokými hodnotami LS faktora, počtu skalných útvarov a dĺžky skalných zrázov. Spolu s geologickou stavbou a antropogénnymi vplyvmi sa prejavuje tiež väzba v kvartéri intenzívne pretváraného reliéfu na zosuvy a vysokú vodnú eróziu pôdy. Uvedené zistenia sú podstatné pre interpretáciu rozsahu a intenzity recentných geomorfologických procesov v kontexte dlhodobého vývoja povrchových tvarov na území Prahy. Bolo tak možné do veľkej miery zvýšiť výpovednú hodnotu vykonanej morfometrickej analýzy reliéfu a analýzy parametrov intenzívnych recentných geomorfologických procesov.

10 Závěry

Územie Prahy predstavuje príklad polygenetického vývoja reliéfu (*sensu* Demek, 1987), ktorého najstaršie zachované povrchové tvary vznikali od vrchného mezozoika. Väčšina súčasných povrchových tvarov sa však vyvíjala alebo bola výrazne premodelovaná až pôsobením klimato-morfogenetických procesov v priebehu kvartéru (napr. Kalvoda & Balatka, 2016). Pre zistenie vývoja, súčasného stavu a zmien reliéfu je zároveň nevyhnutné poznať geologické pomery a paleogeografický vývoj územia Prahy. Z tohto dôvodu je prvá časť predloženej práce venovaná súčasnému stavu poznania tejto regionálnej problematiky.

Kvalitná morfometrická analýza reliéfu predstavuje v súčasnosti účinný nástroj pre štúdium vzniku a vývoja reliéfu. Musí však byť podporená ďalšími výskumnými metódami, pričom pre správnu interpretáciu morfometrických výsledkov sú nutné detailné geomorfologické znalosti (Křížek et al., 2016). Metodické postupy predstavené v predloženej práci kombinujú využitie publikovaných poznatkov a analýzu dát o reliéfe, čo umožnilo hodnotenie priestorového rozloženia typov a intenzity súčasných morfogenetických procesov.

Na základe uvedených metód výskumu bola vykonaná regionalizácia súčasných intenzívnych geomorfologických procesov, ktoré predstavujú určité geomorfologické ohrozenia, a to podľa povodí IV. rádu (Obrázok 40). Zhodne so zisteniami vybranej literatúry bola potvrdená koncentrácia týchto procesov a s nimi spojených zmien povrchových tvarov predovšetkým do územia pomerne strmých eróznno-denudačných svahov a tiež údolných nív údolí Vltavy, Berounky a ich prevažne ľavostranných prítokov (Obrázok 40, resp. Príloha B). Mimoriadne významné je ovplyvnenie týchto procesov antropogénnou činnosťou a pomerne veľký vplyv majú tiež lokálne rysy a špecifiká geologickej stavby. Antropogénne zmeny pôvodných povrchových tvarov majú v mnohých prípadoch za následok až znemožnenie zistenia ich predchádzajúceho vývoja. Nedostatok dát negatívne ovplyvňuje tiež možnosti hodnotenia erózneho ohrozenia zostávajúcich lesných plôch na území Prahy.

Terénny prieskum vybraných lokalít Petřín a Zbraslav poukázal na hlavné zmeny povrchových tvarov prostredníctvom erózie, zosuvov a skalného rútenia. Výsledky terénneho prieskumu tak na jednej strane potvrdili platnosť väčšiny výsledkov morfometrickej analýzy, na druhej strane poukázali na nutnosť podrobných znalostí o sledovaných lokalitách. V prípade uvažovaného územia Prahy je nevyhnutné poznať predovšetkým geologickú a morfoštruktúrnú situáciu študovanej lokality, jej potenciál pre vznik svahových pohybov či povodní a tiež rozsah antropogénnych zmien, ktoré sa na georeliéfe prejavujú úmerne k veľkosti a významu metropoly.

Regionalizácia intenzívnych súčasných geomorfologických procesov do vhodne vymedzených areálov sa ukazuje ako pomerne komplexná úloha. Syntéza predstavená v kap. 8.1.8 môže slúžiť ako podklad pre podrobnú identifikáciu lokalít geomorfologických ohrození. Uplatniteľnosť takto získavaných poznatkov sa predpokladá v inžiniersko-geologickej činnosti, prípadne pri snahe o ochranu prírodného prostredia, a tiež v krízovom plánovaní a managemente.

Činnosť človeka v reliéfe predstavuje najvýraznejšiu komplikáciu pri hodnotení vývoja a súčasného stavu reliéfu na území Prahy. Staršie prejavy antropogénnej činnosti dokonca môžu byť zamenené za prirodzene vytvorené formy reliéfu, čo dokazuje dôležitosť disponovať veľkým objemom informácií o histórii územia a geomorfologických poznatkov. Niekoľko tisícročí trvajúci kontinuálny rozvoj civilizácie zanecháva v reliéfe nevratné zmeny, ktoré je mimoriadne zložité hodnotiť.

Napriek veľkému vplyvu antropogénnej modelácie reliéfu sa na území Prahy vyskytujú pomerne rozsiahle oblasti prirodzeného prostredia (predovšetkým v rámci veľkoplošných a maloplošných zvláštne chránených území) so zachovaným prirodzeným reliéfom. V nich možno stále pozorovať a hodnotiť typy a intenzitu recentných geomorfologických procesov. Zároveň je mimoriadne dôležité chrániť územia tohto charakteru za účelom zachovania unikátnej geodiverzity územia Prahy a snahy o zlepšenie životného prostredia. Mozaika reliéfu tvorená zarovnanými povrchmi Pražskej plošiny, hlboko zarezanými údoliami Vltavy, Berounky a ich prítokov a urbanistická pestrosť robia z územia Prahy mimoriadne atraktívne miesto pre život. Preto je pri rozvoji mesta nevyhnutné zachovať čo najviac z prírodného prostredia, ktoré ešte príliš nepodľahlo antropogénnemu tlaku a predstavuje stabilizačný a harmonizujúci prvok krajiny.

Literatúra

- Ambrož, V. (1947). Spraše pahorkatin. In Sborník Stát. geologického ústavu ČSR (XIV, s. 225-280).
- Balatka, B. (2001). Geomorfologické poměry a členění reliéfu. In Neživá příroda Prahy a jejího okolí (1. vyd., s. 11-17). Academia.
- Balatka, B., & Kalvoda, J. (2006). Geomorfologické členění reliéfu Čech = Geomorphological regionalization of the relief of Bohemia (1. vyd.). Kartografie Praha.
- Balatka, B., & Kalvoda, J. (2010). Vývoj údolí Sázavy v mladším kenozoiku (1. vyd.). Česká geografická společnost.
- Balatka, B., Kalvoda, J., & Gibbard, P. (2015). Morphostratigraphical correlation of river terraces in the central part of the Bohemian Massif with the European stratigraphical classification of the Quaternary. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*, 50(1), 63-73.
- Balatka, B., & Loučková, J. (1992). Terasový systém a vývoj údolí Berounky. *Studia geographica*, 96, 1-53.
- Barrande, J., Perner, J., Počta, F., & Waagen, W. (1852). Systême silurien du centre de la Bohême / par Joachim Barrande. Chez l'auteur.
- Beneda, J. (2006). Svahové pohyby na Petříně v Praze 1 [bakalářská práce]. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inž. geologie a užité geofyziky.
- Brázda, J., & Kapička, J. (2020). Aktualizace vrstvy erozní ohroženosti zemědělských půd: **DETAILNÍ POPIS PŘEDÁVANÝCH DAT**. Ministerstvo zemědělství, Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.
- Cílek, V. (1995). Milankovičovy cykly: Astronomické teorie klimatických změn. *Vesmír*, 74(9), 488-499.
- Cílek, V. (2001). Antropogenní změny reliéfu Prahy. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 167-177). Academia.
- Cílek, V., Ložek, V., & Žák, K. (2004). Z minulosti českých řek: Jak se do řeky volá, tak se z řeky ozývá. *Vesmír*, 83(8), 447-454.
- Cohen, K., & Gibbard, P. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quaternary International*, vol. 500, 20-31.
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., & Fan, J. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204.
- Czudek, T. (2005). Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru (1. vyd.). Moravské zemské muzeum.
- Demek, J. (2004). Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). In J. Kalvoda & V. Voženílek, D. Drbohlav (ed.), *Czech geography at the dawn of the millenium*. (1. vyd., s. 69-81). Palacky University.
- Demek, J., & Mackovčín, P. (ed.). (2006). *Zeměpisný lexikon ČR* (2. vyd.). AOPK ČR.
- Dostál, T., Janecek, M., Kliment, Z., Krása, J., Langhammer, J., Váška, J., & Vrana, K. (2006). Czech Republic. In J. Boardman & J. Poesen (ed.), *Soil Erosion in Europe* (1. vyd., s. 107-116). John Wiley & Sons.
- Elleder, L. (2015). Historical changes in frequency of extreme floods in Prague. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(10), 4307-4315.
- Fejfar, O. (1969). Human remains from the Early Pleistocene in Czechoslovakia. *Current Anthropology*, 10, 170-173.
- Fink, J. (1965). The Pleistocene in Eastern Austria. *The Geological Society of America, Special Paper*, 84, 179-199.
- Fridrich, J. (1997). Staropaleolitické osídlení Čech. Archeologický ústav AV ČR.
- Fridrichová, M., Fridrich, J., Havel, J., & Kovařík, J. (1995). Praha v pravěku. Muzeum hlavního města Prahy.

- Havlíček, V. (2001a). Starší paleozoikum. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 22-23). Academia.
- Havlíček, V. (2001b). Ordovik. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 24-39). Academia.
- Havlíček, V. (2001c). Tektonika staršího paleozoika. In *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 68-69). Academia.
- Hengl, T. (2006). Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences*, 32(9), 1283-1298.
- Holý, M. (1978). *Protierozní ochrana* (1. vyd). SNTL – Nakladatelství technické literatury.
- Hošek, J., & Horáček, I. (2019). Zakuklená doba ledová. *Živa*, 2019(6), 301-305.
- Hradecký, J., & Brázdil, R. (2016). Climate in the Past and Present in the Czech Lands in the Central European Context. In T. Pánek & J. Hradecký (ed.), *Landscapes and Landforms of the Czech Republic* (1. vyd., s. 19-28). Springer International Publishing.
- Hrdlička, L. (1984). Nástin vývoje reliéfu historického jádra Prahy ve středověku. *Archeologica Pragensia*, 5, 197-209.
- Chlupáč, I. (1999). *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí* (2., upr. vyd). Academia.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., & Stránil, Z. (2002). *Geologická minulost České republiky* (1. vyd.). Academia.
- Kachlík, V. (2001a). Starší paleozoikum tehovského ostrova. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 41-43). Academia.
- Kachlík, V. (2001b). Paleozoická žilná a hlubinná intruziva. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 70-73). Academia.
- Kalvoda, J., & Balatka, B. (2016). The Geomorphological Evolution and Environmental Hazards of the Prague Area. In T. Pánek & J. Hradecký (ed.), *Landscapes and Landforms of the Czech Republic* (1. vyd., s. 43-57). Springer International Publishing.
- Kleček, M., Král, J., & Lochmann, Z. (2001). Inženýrskogeologické poměry. In *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 133-148). Academia.
- Kovanda, J. (2001a). Terciér. In J. Kovanda a kol., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 80-83). Academia.
- Kovanda, J. (2001b). Kvartér. In J. Kovanda a kol., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 84-100). Academia.
- Kovanda, J. (2001). *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd.). Academia.
- Křížek, M., Uxa, T., & Mida, P. (2016). *Praktikum morfometrických analýz reliéfu* (1. vyd.). Univerzita Karlova v Praze, nakladatelství Karolinum.
- Kříž, J. (2001). Vulkanická činnost v siluru a devonu. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 66-67). Academia.
- Kubíková, J., Ložek, V., & Špryňar, P. (2005). *Praha* (1. vyd.). Agentura ochrany přírody a krajiny ČR.
- Kudrnovská, O., & Kousal, J. (1971). Výšková členitost reliéfu ČSR. *Geografický ústav ČSAV*.
- Kukla, J. (1961). Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lößprofile. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 36(5), 369-372.
- Lorenc, V. (1973). *Nové Město pražské* (1. vyd). SNTL.
- Ložek, V., & Šibrava, V. (1968). Zur Altersstellung der jüngsten Labe – Terrassen. In *Sborník geologických věd: Antropozoikum, zväzok 5* (s. 7-31).
- Ložek, V. (1960). K současné problematice stratigrafie mladopleistocenních spraší a časového zařazení mladého paleolitu. *Archeologické rozhledy*, 12(4), 560–579.
- Ložek, V. (1973). *Příroda ve čtvrtohorách* (1. vyd). Academia.
- Ložek, V. (1990). Údolí Unětického potoka. *Nika*, 42(174), 7-8.
- Mackin, J. (1948). CONCEPT OF THE GRADED RIVER. *GSA Bulletin*, 59(5), 463-512.
- Malkovský, M. (1975). Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. In *Věstník Ústředního ústavu geologického* (s. 27-31).

- Malkovský, M. (1979). Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu (1. vyd.). Academia.
- Mašek, J. (2001). Svrchní proterozoikum. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 18-21). Academia.
- Minářová, J. (2011). Aktuální stav problematiky klasifikace klimatu [bakalářská práce]. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- Němec, J., & Ložek, V. (1997). *Chráněná území ČR 2* (1. vyd.). Consult.
- Olišar, P. (2009). Systém hodnocení rizik skalního řízení RHRS na příkladu skalního řízení Strnady (údolí Vltavy) [Bakalářská práce]. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta.
- Pánek, T., & Kapustová, V. (2016). Long-Term Geomorphological History of the Czech Republic. In T. Pánek & J. Hradecký (ed.), *Landscapes and Landforms of the Czech Republic* (1., s. 29-39). Springer International Publishing.
- Pešek, J., & Spudil, J. (1986). *Paleogeografie středočeského a západočeského neogénu: Studie ČSAV* (1. vyd.). Academia.
- Quitt, E. (1971). *Klimatické oblasti Československa: Climatic regions of Czechoslovakia*. Geografický ústav ČSAV.
- Schaller, M., Ehlers, T., Stor, T., Torrent, J., Lobato, L., Christl, M., & Vockenhuber, C. (2016). Timing of European fluvial terrace formation and incision rates constrained by cosmogenic nuclide dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 221-231.
- Sládek, I. (2015). Vývoj názorů na geomorfologickou hodnotu hornín v slovenskej geomorfologickej literatúre. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 2014(2), 7-14.
- Stampfli, G., von Raumer, J., & Borel, G. (2002). Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. In J. Catalán, R. Hatcher, R. Arenas & F. García, *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America.
- Šibrava et al., V. (1979). Investigation of the Pleistocene deposits on the Zlatý kopec Hill near Prezletice, northeastern Prague; Part I. In *Sborník geologických věd: Antropozoikum* (s. 57-146).
- Tomášek, M. (2001). Půdní poměry. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 101-103). Academia.
- Trévisan, L. (1950). Genese des terrasses fluviales en relation avec des cycles climatiques. In *Compte Rendu du XVI. Congrès International de Géographie* (s. 528).
- Tyráček, J., & Havlíček, P. (2009). The fluvial record in the Czech Republic: A review in the context of IGCP 518. *Global and Planetary Change*, 68(4), 311-325.
- Tyráček, J. (2001). Upper Cenozoic fluvial history in the Bohemian Massif. *Quaternary International*, 79(1), 37-53.
- Tyráček, J., Westaway, R., & Bridgland, D. (2004). River terraces of the Vltava and Labe (Elbe) system, Czech Republic, and their implications for the uplift history of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115(2), 101-124.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E., & Balogh, K. (2011). Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos*, 123(1-4), 133-144.
- van den Berg, M., & van Hoof, T. (2001). The Maas Terrace sequence at Maastricht, SE Netherlands: evidence for 200 m of late Neogene and Quaternary surface uplift. In D. Maddy, M. Macklin & J. Woodward (ed.), *River basin sediment systems: archives of environmental change* (1. vyd., s. 45-86). Balkema.
- Voltr, J. (1992). IG zhodnocení faktorů podmiňujících stabilitu petřínského svahu [Diplomová práce]. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.

- Westaway, R. (2001). Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rheinisch Massif, north-west Europe. In D. Maddy, M. Macklin & J. Woodward (ed.), *River basin sediment systems: archives of environmental change* (1. vyd., s. 87-167). Balkema.
- Wischmeier, W., & Smith, D. (1978). Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning. *Agriculture Handbook*, (537), 1-58.
- Záruba, Q. (1948). Geologický podklad a základové poměry vnitřní Prahy. *Geotechnica*, 5, 0-83.
- Záruba, Q., & Šimek, R. (1964). Rozbor inženýrsko-geologických podmínek Malé Strany. In *Sbor. geol. věd* (s. 109-132). Ř. HIG.
- Záruba, Q. (1943). Podélný profil vltavskými terasami mezi Kamýkem a Veltrusy. In *Rozpravy České akademie věd, II. třída* (9., s. 1-39).
- Záruba, Q., Bucha, V., & Ložek, V. (1977). Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy: contribution to the IGCP Project "Quaternary glaciations in the northern hemisphere". *Rozpravy ČSAV*, 87(4), 1-90.
- Zelenka, P. (2001). Mezozoikum – Svrchní křída. In J. Kovanda et al., *Neživá příroda Prahy a jejího okolí* (1. vyd., s. 75-79). Academia.

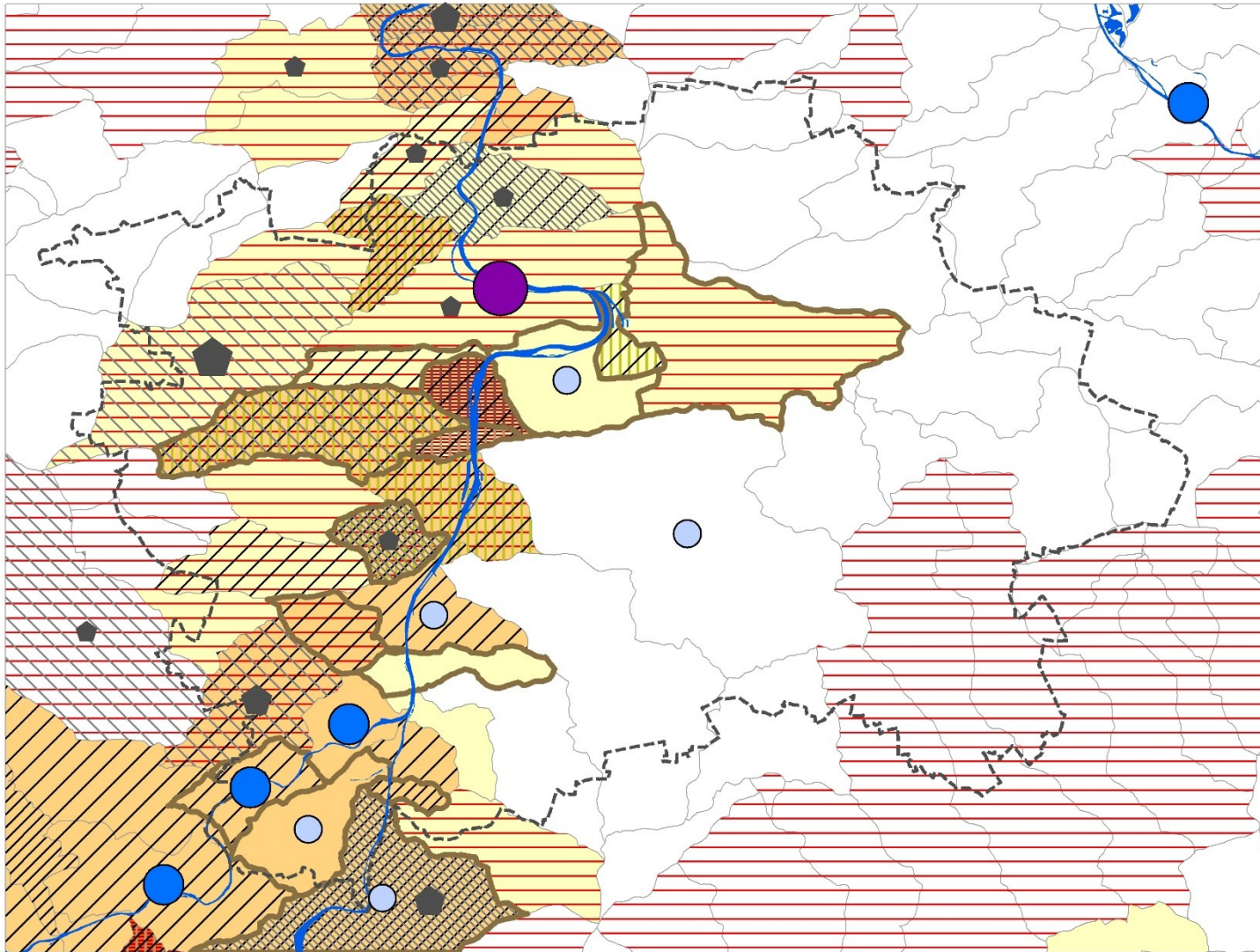
Elektronické zdroje

- AOPK ČR. (2021). Maloplošná zvláště chráněná území. Dostupné 2021-08-03, z <https://gis-aopkcr.opendata.arcgis.com/datasets/maloplo%C5%A1n%C3%A1-zvl%C3%A1%C5%A1t%C4%9B-chr%C3%A1n%C4%9Bn%C3%A1-%C3%BAzem%C3%AD>
- Arcdata Praha. (2016). ArcČR 500. ©ArcČR, ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, 2016. Dostupné 2021-04-15, z <http://download.arcdata.cz/data/ArcCR500-3.3-windows-installer.zip>
- Bejšovec, A. (2021). Lanovou dráhu na Petřín čeká velká rekonstrukce. Musí se upravit terén svahu a vyměnit vagóny. Dostupné 2021-08-18, z https://www.irozhlas.cz/zpravy-domov/lanovka-na-petrin-lanova-draha-rekonstrukce-oprava-praha_2101100932_ako
- ČGS. (2021). Geologická mapa České republiky 1 : 50 000 (GEOČR50). Dostupné 2021-08-20, z <https://mapy.geology.cz/arcgis/services/Geologie/geocr50/MapServer/WMServer>
- ČHMÚ. (2021). Historické extrémy. Dostupné 2021-06-21, z <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/historicke-extremy>
- ČTK. (2021). Mezi Zbraslaví a Vraným nad Vltavou po dvou dnech opět jezdí vlaky. Dostupné 2021-09-05, z <https://www.seznamzpravy.cz/clanek/mezi-zbraslavi-a-vranym-nad-vltavou-po-dvou-dnech-opet-jezdi-vlaky-169468>
- ČÚZK. (2021). Digitální geografický model území ČR (Data50) – Terénní reliéf. Dostupné 2021-04-15, z <https://geoportal.cuzk.cz/ZAKAZKY/Data50/terenniRelief.zip>
- ČÚZK. (2021). Prohlížečící služba WMS – Ortofoto. Dostupné 2021-08-25, z http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ORTOFOTO_PUB/WMSservice.aspx?
- ČÚZK. (2021). Prohlížečící služba WMS – ZM 10 (Základní mapy 1:10 000). Dostupné 2021-08-25, z http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ZM10_PUB/WMSservice.aspx?
- Dostálek, J. (2009). Plán péče o PP Krňák 2010–2019. Dostupné 2021-09-04, z <http://www.praha-priroda.cz/priloha/51bdf696285d9/plan-pece-pp-krnak-2020-2029-60b4fe506c69a.pdf>
- Grygar, R., & Jelínek, J. (2006). 11. Eolické procesy a tvary reliéfu jimi vytvořené. Dostupné 2021-02-20, z http://geologie.vsb.cz/geomorfologie/Prednasky/11_kapitola.htm
- IPR hl. m. Prahy. (2021). Opendata. Dostupné 2021-04-15, z <https://www.geoportalpraha.cz/cs/data/otevrena-data/seznam>
- Kohlík, V., Řezáč, M., & Zimová, K. (2018). Plán péče o PP Krňák 2020–2029. Dostupné 2021-09-03, z <http://www.praha-priroda.cz/priloha/51bdf696285d9/plan-pece-pp-krnak-2020-2029-60b4fe506c69a.pdf>
- Petránek, J. (2007). česká křídlová pánev. On-line Geologická encyklopedie. Dostupné 2020-11-05, z <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>
- Petránek, J. (2007). kadomský. On-line Geologická encyklopedie. Dostupné 2020-10-14, z <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>
- Petránek, J., & Synek, J. (2007). Barrandien. On-line Geologická encyklopedie. Dostupné z 2020-10-14, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>
- Štelcl, J., & Vávra, V. (2007). Barrandien. Multimediální mineralogicko – petrografický exkurzní průvodce po území Čech. Dostupné 2020-10-10, z http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/barrandien.htm
- Veverková, A. (2013). Souhrn doporučených opatření pro evropsky významnou lokalitu Praha – Petřín. Dostupné 2021-08-18, z <https://anzdoc.com/download/souhrn-doporuuenych-opateni-pro-evropsky-vyznamnou-lokalitu-pefa6d34bdf0c5a884c126811586fe5a04068.html?reader=1>
- VÚV TGM. (2021). DIBAVOD. Dostupné 2021-04-17, z <https://www.dibavod.cz/index.php?id=27>

Prílohy

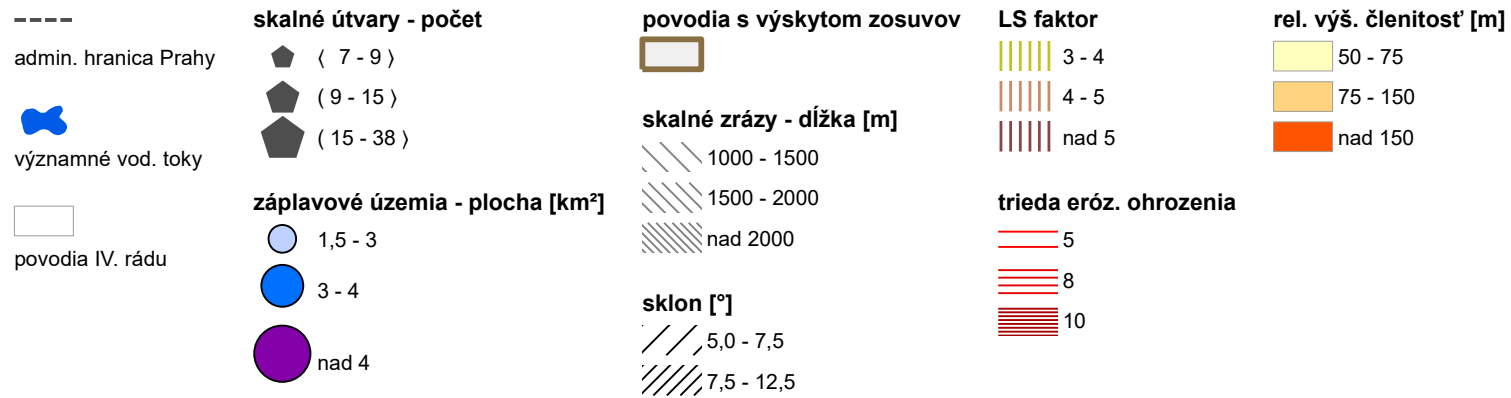
SYSTEM	PROVINCIE	SOUSTAVA	PODSOUSTAVA	CELEK	PODCELEK	OKRESK				
Hercynský	Česká vysočina	Česko-moravská soustava (II)	Středočeská pahorkatina (IIA)	Benešovská pahorkatina (IIA-1)	Dobříšská pahorkatina (IIA-1A)	Mníšecká pahorkatina (IIA-1A-1)				
						Strančícká pahorkatina (IIA-1A-6)				
		Poborounská soustava (V)	Brdská oblast (VA)	Pražská plošina (VA-2)	Kladenská tabule (VA-2B)	Říčanská plošina (VA-2A)	Jevanská pahorkatina (IIA-1A-7)			
							Třebotovská plošina (VA-2A-1)			
				Hořovická pahorkatina (VA-4)	Hořovická brázda (VA-4A)	Kopanišská vrchovina (VA-5B-2)	Úvalsáská plošina (VA-2A-3)			
							Pražská kotlina (VA-2A-4)			
				Brdská vrchovina (VA-5)	Mělnická kotlina (VIB-3C)	Staroboleslavská kotlina (VIB-3C-2)	Hostivická tabule (VA-2B-1)			
							Českokrodská tabule (VIB-3E)			
				Česká tabule (VI)	Středočeská tabule (VIB)	Středolabská tabule (VIB-3)	Turská plošina (VA-2B-3)			
							Čakovická tabule (VIB-3E-2)			
										Zdibská tabule (VA-2B-4)
										Řevnická brázda (VA-4A-5)
						Studenská vrchovina (VA-5B-1)				
						Kopanišská vrchovina (VA-5B-2)				
						Staroboleslavská kotlina (VIB-3C-2)				
						Kojetická pahorkatina (VIB-3E-1)				
						Čakovická tabule (VIB-3E-2)				

Príloha A: Zoznam geomorfologických jednotiek na uvažovanom území Prahy. Zdroj: spracované na základe prekrytia vrstiev Hranica uvažovaného územia Prahy (IPR hl. m. Prahy) a Hranice geomorfologických jednotiek (výuková databáza predmetov geoinformatiky PrF UK).



Príloha B: Mapa areálov s vysokou intenzitou recentných geomorfologických procesov na uvažovanom území Prahy, vytvorená na základe vysokých hodnôt počtu skalných útvarov, dĺžky skalných zrázov, plochy zosuvov a záplavových území, hodnôt sklonu svahov, relatívnej výškovej členitosti, LS faktora a TEO. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: významné vodné toky, skalné útvary, skalné zrázy – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice, zosuvy – IPR hl. m. Prahy; záplavové územia Q100, vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM); LS faktor, TEO – Ministerstvo zemědělství ČR.

0 3 km



Príloha B1: Legenda mapy v Prílohe B.

Zoznam obrázkov

- Obrázok 1: Prehľadová geologická mapa uvažovaného územia Prahy. Zdroj: administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; geologický podklad – výuková databáza predmetov geoinformatiky PŘF UK.
- Obrázok 2: Prehľad vybraných tvarov reliéfu na území Prahy. Erózne-denudačné tvary: 1 – zarovnané povrchy terciérneho veku, tektonicky nedeformované, príp. slabo deformované; 2 – exhumované zarovnané povrchy prevažne terciérneho, čiastočne pleistocénneho veku; 3 – zarovnané povrchy kvartérneho veku; 4 – štruktúrne chrbty; 5 – suky; 6 – svedecké vrchy; 7 – mierne erózne-denudačné svahy; 8 – strmé erózne-denudačné svahy; 9 – prielomové údolia. Akumulačné tvary: plošiny na neogénnych riečnych sedimentoch: 10 – miocénnych, 11 – pliocénnych; plošiny riečnych terás: 12 – vyšších spodnopleistocénnych (donau, günz), 13 – vyšších stredopleistocénnych (mindel), 14 – nižších stredopleistocénnych (riss), 15 – mladopleistocénnych (würm), príp. nižších stredopleistocénnych (mladší riss); 16 – údolné nivy. 17 – hranica Prahy. Zdroj: prevzaté z Balatka (2001).
- Obrázok 3: Výrez mapy klimatických oblastí podľa Quitta (1971). Vysvetlenie skratiek klimatických oblastí je uvedené v texte kap. 3.2. Zdroj: https://i2.wp.com/moravske-karpaty.cz/wp-content/uploads/2018/09/Quitt_1971_atlas.jpg.
- Obrázok 4: Základné klimatické charakteristiky vybraných staníc na území Prahy. Zdroj: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/data-ze-stanic-site-RBCN>; <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/praha-klementinum#>.
- Obrázok 5: Významné vodné toky a plochy na uvažovanom území Prahy. Zdroj: výškopis, vodné toky – databáza ©ArcČR, (ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, 2016); vodné plochy – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy.
- Obrázok 6: Prehľadová mapa pôdných typov na uvažovanom území Prahy. Zdroj: administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek, pôdne typy – výuková databáza predmetov geoinformatiky PŘF UK.
- Obrázok 7: Geologická stavba mesta Praha. Prevládajúce horniny podľa jednotlivých geologických období: vrchné proterozoikum (kralupsko-zbraslavská skupina) – droby, prachovce, bridlice, kyslé vulkanity (andezity, dacity, ryolity); vrchné proterozoikum (štěchovická skupina) – bridlice, droby, zlepenice; ordovik – bridlice, prachovce, kremence; silúr – bridlice, vápence; devón – vápence, vápnité bridlice; vrchná krieda – pieskovce, ílovce, prachovce, vápence; neogén – štrky, piesky; pleistocén – spraše, štrky, piesky, svahové sedimenty. Zdroj: prevzaté z Němec & Ložek (2007).
- Obrázok 8: Vulkanické centrá a tektonické poruchy staršieho paleozoika. Zdroj: prevzaté z Kříž (2001).
- Obrázok 9: Kvartérny klimaticko-sedimentačný cyklus sprašových sérií suchých oblastí. Schéma bola vytvorená predovšetkým pre podmienky strednej Európy, pričom ako jedno z hlavných modelových území slúžila Praha s okolím. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973).
- Obrázok 10: Pohľad S smerom na zarovnaný povrch sz. od Třebotova. Podložie je tu budované zvrásnenými, prevažne devónskymi horninami Barrandienu a vrchnej kriedy. Zdroj: Street View – Mapy Google (<https://www.google.com/maps>).
- Obrázok 11: Pohľad na vrcholovú časť plošiny v lokalite Na rovinách od v. okraja Starých Butovic. Pohľad sv. smerom, vľavo Jinonice. Zdroj: archív autora (september 2018).
- Obrázok 12: Schéma vývoja terasových stupňov Vltavy podľa Zárubu et al. (1977). Zdroj: prevzaté z Ložek (1979).

- Obrázok 13: Rozšírenie fluvialných akumulácií na území mesta Prahy a jej najbližšieho okolia. Zdroj: prevzaté z Tyráček et al. (2004). Vzťah legendy k terasovému systému Záruba et al. (1977): Terasy glaciálov donau a günz = lysolajská Ia, suchdolská Ib, pankrácka II a kralupská IIIa; terasy glaciálu mindel = vinohradská IIIb a letenská IV; terasy glaciálu riss = dejvická V a veltruská VI; terasa glaciálu würm = maninská VII.
- Obrázok 14: Prierez nadložia suchdolskej terasy v lokalite Únětice – Holý vrch. Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977). Jednotky č. 13 – 15 vyplňajú eróznú depresiu povrchu; „M“ a „B“ označujú predpokladanú polohu paleomagnetického rozhrania Matuyama/Bruhnes.
- Obrázok 15: Priečne profily údolím Vltavy v centrálnej časti Prahy. Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977).
- Obrázok 16: Prierez terasami Vltavy IV, Va, Vb a VI v lokalite Sedlec.. Zdroj: prevzaté zo Záruba et al. (1977).
- Obrázok 17: Profil nivou Únětického potoka v Tichom údolí (U Trojanova mlýna). Zdroj: prevzaté z Ložek (1990).
- Obrázok 18: Svahová úpätná séria v lokalite Zubák (Zadní Kopanina). 1: humózná hlina s roztrúsenou sutinou; 2 – 4: sutina (3 – hrubšia sutina) s humóznou hlinitou výplňou a lesnou malakofaunou; 5: mierne ílovitá hlina s roztrúsenou sutinou; 6: hlina s hojnou sutinou; 7: humózná sprašovitá hlina s hrubšou sutinou; 8: spraš; 9: spraš s hrubou sutinou. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973).
- Obrázok 19: Sprašová séria v údolí Vltavy J od Prahy. Zdroj: prevzaté z Ložek (1973). Riečne terasy sú značené podľa Záruba (1943), v zátvorke sú uvedené zodpovedajúce stupne podľa Záruba et al. (1977): IIb (IV) – letenská, IIIa (Va) – dejvická, IIIb (Vb) – Karlovho nám., IIIc (VI) – veltruská.
- Obrázok 20: Priečny profil údolím Vltavy medzi býv. Švermovým (v súčasnosti Štefánikovým) mostom a ulicou Opletalova. Legenda: 1 – skalné podložie; 2 – pleistocénne piesky a štrky; 3 – holocénne nívne hliny; 4 – navážky. Zdroj: prevzaté z Lorenc (1973).
- Obrázok 21: Mapa geomorfologických jednotiek na uvažovanom území Prahy. Zdroj: výškopis, vodné toky, vodné plochy – databáza ©ArcČR, (ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, 2016); administratívne hranice, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 22: Pohľad na plošinu budovanú sedimentami zdíbskeho štádia (od hvezdárne Ďáblice sz. smerom na Zdiby). V pozadí pravej časti fotografie vidieť rozsiahlu skládku odpadu. Zdroj: archív autora (apríl 2019).
- Obrázok 23: Výšková stupňovitosť uvažovaného územia Prahy, kategorizovaná do 50m intervalov. Zdroj: vlastné spracovanie – tvorba a klasifikácia DMR; administratívne hranice, – IPR hl. m. Prahy. Zdroje podkladových dát pre tvorbu DMR: vrstevnice s 5 m intervalom, hranica uvažovaného územia Prahy – IPR hl. m. Prahy; kótované body, vodné plochy – Data50 (ČÚZK); vodné toky – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 24: Sklon svahov uvažovaného územia Prahy. Stupnica podľa Demka (1987). Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 25: Relatívna výšková členitosť uvažovaného územia Prahy. Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK.

- Obrázok 26: Chronológia významných záplav v Prahe. Obdobia s častými záplavami sú značené ako „FRP 1 – 6,“ extrémne záplavy sú značené hrubým písmom (rok a mesiac v dolnom indexe). Zdroj: prevzaté z Elleder (2015).
- Obrázok 27: Priestorové rozloženie topografického LS faktora na uvažovanom území Prahy. Zdroj: LS faktor – Ministerstvo zemědělství ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 28: Priestorové rozloženie dlhodobej priemernej straty pôdy (G) na uvažovanom území Prahy ako kategorizácia podľa tried erózneho ohrozenia (TEO). Zdroj: vrstva G kategorizovaná do TEO – Ministerstvo zemědělství ČR; prevodná tabuľka hodnôt TEO na G – Brázda & Kapička (2020); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 29: Priemerné hodnoty LS faktora za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu LS faktora. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt LS faktora na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 30: Prevažujúca trieda erózneho ohrozenia (TEO) za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Zdroj: vlastné spracovanie prevažujúcich TEO na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 31: Priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti za jednotlivé geomorfologické okrsky uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu relatívnej výškovej členitosti. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt relatívnej výškovej členitosti na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; hranice geomorfologických jednotiek – výuková databáza geoinformatiky PřF UK.
- Obrázok 32: Priemerné hodnoty relatívnej výškovej členitosti za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu relatívnej výškovej členitosti. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt relatívnej výškovej členitosti na základe vytvoreného DMR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodí IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 33: Priemerné hodnoty LS faktora za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Číselné údaje predstavujú vypočítanú priemernú hodnotu LS faktora. Zdroj: vlastné spracovanie priemerných hodnôt LS faktora na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodí IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 34: Prevažujúce triedy erózneho ohrozenia pôd za povodia IV. rádu uvažovaného územia Prahy. Zdroj: vlastné spracovanie prevažujúcich TEO na základe dát poskytnutých MZe ČR; administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; významné vodné toky: Data50 (ČÚZK); vymedzenie povodí IV. rádu: DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 35: Priestorové rozmiestnenie skalných útvarov a ich počty za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: skalné útvary, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 36a: Priestorové rozmiestnenie skalných zrázov na uvažovanom území Prahy; b: Dĺžka skalných zrázov za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: skalné zrázy, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK);

- administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 37: Priestorové rozmiestnenie terénnych stupňov a ich kategorizácia do tried podľa dĺžky za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: terénne stupne, významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 38a: Priestorové rozmiestnenie zosuvov na uvažovanom území Prahy; b: plocha zosuvov za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); hranice geologických jednotiek – výuková databáza predmetov geoinformatiky PřF UK; významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 39: Záplavové územia Q100 a ich plocha za jednotlivé povodia IV. rádu. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: významné vodné toky – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice – IPR hl. m. Prahy; záplavové územia Q100, vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM).
- Obrázok 40: Syntetizujúca mapa geomorfologických ohrození na uvažovanom území Prahy, vytvorená na základe maximálnych hodnôt počtu skalných útvarov, dĺžky skalných zrázov, plochy zosuvov a záplavových území, hodnôt sklonu svahov, relatívnej výškovej členitosti, LS faktora a TEO. Zdroj: vlastné spracovanie; zdroje podkladových dát: významné vodné toky, skalné útvary, skalné zrázy – Data50 (ČÚZK); administratívne hranice, zosuvy – IPR hl. m. Prahy; záplavové územia Q100, vymedzenie povodí IV. rádu – DIBAVOD (VÚV TGM); LS faktor, TEO – Ministerstvo zemědělství ČR.
- Obrázok 41: Pohľad na záver údolia Všenorského potoka, obec Všenory a poľnohospodársky využívanú údolnú nivu Berounky z cesty č. 115 v úseku Černošice – Dobříchovice. Výškový rozdiel medzi ústím Všenorského potoka do Berounky a vrchom Kámen (414 m n. m.) v strednej časti fotografie (pod najnižším bodom elektrického vedenia) dosahuje viac ako 200 m. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 42: Nad parkoviskom Nemocnice Na Homolce sa nachádza stabilizovaný zosuv, o čom svedčia technické opatrenia v podobe oporného múru a odvodňovacích struh (vpravo dole). Podľa dátových a mapových podkladov (databáza PanGeo IPR hl. m. Prahy, ZM 10 ČÚZK) plocha zosuvu nezasahuje pod stožiare vysokého napätia (horná časť fotografie), a naopak zasahuje prakticky celý areál nemocnice. Zdroj: archív autora (jún 2021).
- Obrázok 43: Pohľad na Sedlecké skaly (od ľavobrežnej stanice kompy Sedlec smerom na S). Úsek údolia Vltavy na s. okraji Prahy medzi ústím Šáreckého a Dražanského potoka má najväčšiu dĺžku skalných zrázov (cca 2,3 km) z celého uvažovaného územia (porov. Obrázok 36). Tieto zrázy sú tvorené prevažne proterozoickými drobnými a prachovcami náchylnými k skalnému rúteniu (Kleček et al., 2001). Dôkazom sú záchytné siete nainštalované na skalách kvôli ochrane železničnej trate a cesty. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 44: Vymedzenie študovanej lokality v oblasti Petřína. Zdroj: vlastný výber a vyznačenie lokality; vymedzenie PP Petřín – AOPK ČR; zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).
- Obrázok 45: Pohľad na sady v. svahu Petřína od múru na s. strane Seminárskej záhrady jjv. smerom. Vo vzdialenejšej časti svahu zasahuje les až takmer na úpätie, kde je prerušený blokom zástavby ulice Újezd. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 46: Geologická stavba študovanej lokality Petřín Zdroj: vektorizované podľa Geologickej mapy 1:50 000 (ČGS).

- Obrázok 47: Pieskovcový skalný odkryv v hornej časti v. svahu Petřína. V ľavej hornej časti fotografie je vidieť príklad bioturbácie koreňmi stromu, v ľavej dolnej časti odkryvu sú viditeľné skalné dutiny, v pravej dolnej časti zas tafone. Tieto tvary sa vcelku bežne vyskytujú na skalných útvaroch študovanej lokality. Množstvo skál je ale tiež poškodených vyrytými nápismi či kresbami (napr. stredná dolná časť obrázka). Zdroj: archív autora (jún 2021).
- Obrázok 48: Skalný odkryv vrchnokriedových hornín na jv. svahu Petřína. Okrem skalných dutín, tafone či voštín, ktoré vznikli prirodzenými procesmi selektívneho zvetrávania a erózie, sú mnohé skaly Petřína narušené ľudskou činnosťou. V strednej časti fotografie sú viditeľné pravdepodobne bývalé štôlne po ťažbe. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 49: Miesto na s. svahu Petřína so zachyteným prameňom (betónový kváder v ľavej dolnej časti) má charakter „kotliny“ o polkruhovitom pôdoryse. Z geologických pomerov, histórie svahových pohybov a deformovaných kmeňov stromov (napr. vľavo od prameňa) možno predpokladať, že sa jedná o príklad odlučnej plochy starého zosuvu, na ktorej do súčasnosti prebiehajú pomalé svahové pohyby typu creep. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 50: Zalesnený s. svah Petřína s drobnými terénnymi nerovnosťami a miestami obnaženým skalným podkladom. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 51: Výsadba ovocných stromov v hornej časti jv. svahu Petřína. V hornej polovici študovanej lokality Petřín je väčšina plochy pokrytá lesom, v dolnej polovici zase práve ovocnými sadmi. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 52: Pohľad na Strahovskú záhradu od dolného okraja zalesnenej časti sv. orientovaného svahu Petřína. V dolnej časti fotografie možno identifikovať bočný chrbát (rázsochu) vychádzajúcu od vrcholovej plošiny Petřína do údolia v oblasti Strahovskej záhrady. Zdroj: archív autora (jún 2021).
- Obrázok 53: Zvýšená erózia pôdy pri vyústení nespevneného chodníka na spevnenú cestu v jv. časti svahu Petřína. Trávnaté porasty po stranách chodníka vykazujú značne menšiu mieru vodnej erózie pôdy, pričom vyplavovaný materiál z týchto plôch je zároveň jemnozrnnejší (tmavšia farba zvetraliny v pravej dolnej časti obrázka). Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 54: Riedky pokryv nižších rastlín má spolu s väčším sklonom svahu vplyv na zvýšenú vodnú eróziu pôdy. Snímka zo s. svahu Petřína. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 55: „Opitá“ jablň staršieho veku v dolnej časti Strahovskej záhrady svedčí o pomalom pohybe svahu. Okolité mladšie stromy zatiaľ nevykazujú jasné znaky pohybu svahu. Zdroj: archív autora (jún 2021).
- Obrázok 56: V. svah Petřína v jeho dolnej časti, približne nad zastávkou MHD Újezd, je pravdepodobne v pomalom pohybe. Svedčia o tom mierne zdeformované kmene stromov a poškodenia slabo udržiavaného oporného múru. Badateľná je tiež zvýšená erózia pôdy. Miesto na fotografii je jedným z mála v dolnej časti svahu, kde zasahuje lesný porast, a zároveň patrilo v rámci študovanej lokality Petřín medzi najmenej „zasiahnuté“ parkovými úpravami. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 57: Vyvrátený javor v priestore nad Kinského záhradou. Vzhľadom na nižší vek stromu a chýbajúce viditeľné stopy po chorobe či poškodení možno uvažovať o zníženej stabilite svahu ako faktore, ktorý výrazne prispel k pádu stromu. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 58: Viditeľné poškodenie svahu nad reštauráciou Nebozízek na dolnom okraji súvislého lesného porastu v. svahu Petřína. Na mieste nebolo možné určiť, či sa jedná o zvýšenú eróziu pôdy alebo zrýchlenie svahového pohybu. Vzhľadom na chýbajúcu

- deformáciu okolitých stromov a slabý vegetačný pokryv v narušenom mieste je pravdepodobnejšia prvá možnosť. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 59: Vymedzenie študovanej lokality v oblasti Zbraslavi. Zdroj: vlastný výber a vyznačenie lokality; vymedzenie PP Krňák a U Závisti – AOPK ČR; zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).
- Obrázok 60: Geologická stavba študovanej lokality Zbraslav. Zdroj: geologické jednotky – vektorizované podľa Geologickej mapy 1:50 000 (ČGS); zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy).
- Obrázok 61: Pohľad na mŕtve rameno Berounky pod Zbraslavským zámkom (vľavo). V tejto časti študovanej lokality sú zastúpené nívne geomorfologické tvary prirodzeného charakteru prakticky len v rámci PP Krňák. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 62: Lavica na pravom brehu Vltavy budovaná z väčšej časti štrkopieskami. V pozadí zástavba Závisti (časť Zbraslavi) s odkryvmi ordovických hornín letenského súvrstvia. Záber s. časti lavice, ktorá ďalej pokračuje smerom proti prúdu po žst. Zbraslav. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 63: Brehová línia ľavého brehu Vltavy (v popredí) je geomorfologicky nevýrazná, porastená zvyškami lužných lesov a nižšou vegetáciou. Na opačnom brehu vidieť nízkymi drevinami porastený južný okraj štrkopieskovej lavice (viď predchádzajúci obrázok) a skalný svah s odkryvmi proterozoických tufov a tufitov davelského súvrstvia. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 64: Rozsah záplavového územia pri prietoku Q100 v porovnaní s nedávnymi veľkými povodňami z rokov 2002 a 2013 a dokumentovaný zosuv na s. svahu vrchu Havlín (kóta 268 m n. m.). Zdroj: vlastný výber a vyznačenie študovanej lokality; záplavové územie Q100 a rozsah historických povodní – DIBAVOD (VÚV TGM); zosuvy – databáza PanGeo (IPR hl. m. Prahy); topografický podklad – Základní mapy 1:10 000 (ČÚZK).
- Obrázok 65: Severný svah vrchu Havlín s deformáciami povrchu, ktoré vznikli následkom zosuvnej aktivity v minulosti. Zdroj: <http://www.mistopis.eu/mistopiscr/praha/praha16/havlin/odvaly-2009.jpg>.
- Obrázok 66: Technické opatrenia na ochranu trate pred skalným rútením proterozoických tufov a tufitov davelského súvrstvia pred južným zhlavím žst. Zbraslav. Tento úsek železničnej trate bol len necelý mesiac pred vytvorením fotografie zavalený kamenito-bahenným prúdom po prívalovej zrážke, čo dokazuje prítomnosť skalných úlomkov a zvyškov bahna v koľajisku. Zdroj: archív autora (júl 2021).
- Obrázok 67: Pohľad na j. časť PP U Závisti. Ordovické droby, bridlice či prachovce letenského súvrstvia sú oproti proterozoickým tufovi a tufitom nižšie proti prúdu Vltavy menej náchylné k skalnému rúteniu. Opatrenia na ochranu osôb a majetku sa obmedzujú na dopravnú značku upozorňujúcu na padanie skál. Zdroj: archív autora (júl 2021).

Zoznam tabuliek

Tabuľka 1: Hodnoty TEO a zodpovedajúca dlhodobá priemerná strata pôdy G. Zdroj: podľa Brázda & Kapička (2020).

Tabuľka 2: Korelačná tabuľka riečnych terasových uloženín centrálnej časti Českého masívu podľa stratigrafických stupňov severoeurópskej klasifikácie. Zdroj: prevzaté z Balatka et al. (2015).

Tabuľka 3: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých výškových úrovní uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie na základe vytvoreného DMR.

Tabuľka 4: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých kategórií sklonu svahov uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie.

Tabuľka 5: Rozloha a percentuálny podiel jednotlivých tried relatívnej výškovej členitosti uvažovaného územia. Zdroj: vlastné spracovanie.

Tabuľka 6: Triedy terénnych stupňov podľa dĺžky získané Jenkovou metódou prirodzených hraníc. Zdroj: vlastné spracovanie.