

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Šárka Burkytová

**STRUKTURNĚ-TEKTONICKÁ A MORFOMETRICKÁ
CHARAKTERISTIKA POVODÍ ROKLANSKÉHO A MODRAVSKÉHO
POTOKA**

**Structural-geomorphological analysis of the Roklansky and Modravsky brook
catchment**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph.D.

Praha 2022

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká Fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Školní rok: 2022/2023

student: Bc. Šárka Burkytová

obor: Fyzická geografie a geoekologie (NFGGD)

Téma: **Strukturně-tektonická a morfometrická charakteristika povodí Roklanského a Modravského potoka**

Východiska práce:

Práce bude spočívat v systematické analýze strukturně-geomorfologických charakteristik vybrané oblasti (literatura, mapy, DMR), morfometrických analýzách (lineamenty, údolí, hřbety, svahy – prostorová statistika). Budou vybrány vhodné lokality pro strukturní výzkum v terénu a provedeno detailní geomorfologické a strukturní mapování těchto lokalit (strukturní měření na puklinových a zlomových systémech – primární i sekundární struktury). Bude využívat výsledků již provedených strukturně-geomorfologických a geofyzikálních výzkumů

Postup a cíle práce:

- řešerše zaměřená na geologickou stavbu a struktury zájmové oblasti (geologie, strukturní geologie, geomorfologie, tektonika) a pořízení dat (DMR)
- řešerše metod strukturně-geomorfologického výzkumu
- výběr vlastního zájmového území po dohodě se školitelem
- analýza dostupných geofyzikálních měření
- detailní geomorfologické a strukturní mapování vybraných lokalit
- terénní výzkum strukturně-geomorfologických charakteristik vybraných lokalit
- strukturní měření na puklinových a zlomových systémech
- provedení morfometrické a morfostrukturní analýzy zájmového území a zhodnocení vlivu strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf
- v případě nadějných výsledků příprava publikace

Zájmové území:

- povodí Roklanského a Modravského potoka; konkrétní lokality budou upřesněny na základě rešerše a terénní rekognoskace

Pracovní metody a postupy:

- rešerše literatury, záznamů a zpráv v Geofondu, databáze významných lokalit ČGS a dalších odborných podkladů
- analýza topografických a geologických map a leteckých snímků
- geomorfologický průzkum vybraných lokalit: terénní dokumentace, mapování
- strukturně-tektonická měření
- morfometrické zpracování v GIS
- geofyzikální průzkum vybraných lokalit (se školitelem)
- další metody budou použity podle potřeby

Rozsah práce:

~100 str.

Datové zdroje:

- Geologické mapy 1:50 000 (ČGS)
- DMR 5G (ČUZK)
- ZM ČR 1: 10 000 (ČUZK)
- letecké snímky (Orthophoto05, ČUZK)
- další data podle potřeby

Datum zadání: 6. 12. 2022

Jméno studenta: Bc. Šárka Burkytová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracovala samostatně, a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 12. 12. 2022

.....

podpis

Poděkování:

Ráda bych ráda poděkovala svému vedoucímu práce RNDr. Filipu Hartvichovi, Ph.D. za vedení, konzultace, cenné rady a připomínky. Poděkování patří také mému konzultantovi RNDr. Jakobovi Stemberkovi, Ph.D. za velmi cenné rady, vedení, konzultace a připomínky. Dále bych velmi ráda poděkovala Bc. Radkovi Kučerovi za odborné rady, konzultace a pomoc v průběhu terénního průzkumu. Velké poděkování patří také mé rodině, přátelům a mým blízkým, kteří mi byli oporou v průběhu psaní této práce, ale také v průběhu celého mého studia.

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá strukturně-geomorfologickou charakteristikou a morfometrickou analýzou povodí Roklanského a Modravského potoka, které se nacházejí v rámci geomorfologického podcelku Šumavských plání. Úvodní rešeršní část je zaměřená na fyzicko-geografické charakteristiky území, druhá část se zabývá přehledem metod strukturně-geomorfologického výzkumu se zaměřením na morfostrukturní analýzu reliéfu. Geomorfologická analýza byla provedena pomocí puklinové analýzy vybraných lokalit, na kterých proběhlo měření směru puklinových ploch a jejich sklon. Byla provedena analýza morfolineamentů, zlomové tektoniky a analýza údolní soustavy. Z těchto analýz vyplývá, že reliéf zájmového území je tektonicky podmíněný.

Klíčová slova

Morfostrukturní analýza, strukturní měření, Šumavské pláně, morfolineamenty, podélné profily

Abstract

The diploma thesis deals with the structural-geomorphological characteristics and morphometric analysis of the Roklanský and Modravský brook basins, which are located within the geomorphological sub-unit of the Šumava Plains. The introductory research part is focused on the physical-geographical characteristics of the area, the second part deals with an overview of the methods of structural-geomorphological research with a focus on the morphostructural analysis of the relief. The geomorphological analysis was carried out using a joint analysis of selected sites, where the direction of the fracture surfaces and their slope were measured. Morphology analysis, fault tectonics, and valley system analysis were carried out. These analyses show that the relief of the area of interest is tectonically conditioned.

Keywords

Morphostructural analysis, structural measurements, Šumava plains, morpholineament, longitudinal profiles

Obsah

SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, MAP, TABULEK A PŘÍLOH.....	9
SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK	11
1. ÚVOD	12
1.1 Vymezení zájmového území	13
2. PŘÍRODNÍ POMĚRY ŠUMAVY.....	16
2.1 Geologické poměry.....	16
2.1.1 Tektonické poměry a strukturní charakteristika.....	22
2.2 Geomorfologické poměry	24
2.2.1 Geomorfologické členění.....	24
2.2.2 Geomorfologický vývoj	28
2.3 Hydrologické poměry	30
2.4 Klimatické poměry	33
2.5 Pedologické poměry	34
2.6 Biogeografické poměry	36
3. METODY STRUKTURNĚ-GEOMORFOLOGICKÉHO VÝZKUMU	37
3.1 Morfostrukturní analýza reliéfu.....	38
3.1.1 Metody morfostrukturní analýzy založené na terénním výzkumu	39
3.1.2 Metody morfostrukturní analýzy založené na analýze digitálního modelu reliéfu..	46
4. METODIKA	48
4.1 Rešerše odborné literatury	48
4.2 Terénní průzkum.....	49
4.3 Puklinová analýza.....	50
4.4 Analýza morfolineamentů	51
4.5 Analýza zlomové tektoniky	51
4.6 Analýza údolní soustavy.....	52
5. GEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ.....	53
5.1 Puklinová analýza.....	53
5.2 Výsledky puklinové analýzy dle lokalit	55
5.2.1 Lokalita 1 – Skála s křížkem	55
5.2.2 Lokalita 2 – Modrava	55
5.2.3. Lokalita 3.....	56

5.2.4	Lokalita 4.....	57
5.2.5	Lokalita 5.....	57
5.2.6	Lokalita 6 – Modravská hora	59
5.2.7	Lokalita 7.....	60
5.2.8	Lokalita 8 – Lovčí skála	60
5.2.9	Lokalita 9 – Čertův vrch.....	62
5.2.10	Lokalita 10.....	62
5.2.11	Lokalita 11 – Tetřev	63
5.2.12	Lokalita 12 – Hraniční kámen	65
5.2.13	Lokalita 13 – Oblík	65
5.2.14	Lokalita 14.....	65
5.2.15	Lokalita 15 – Velká Mokrůvka	66
5.2.16	Lokalita 16 – Medvědí hora	66
5.2.17	Lokalita 17.....	67
5.2.18	Lokalita 18.....	69
5.2.19	Lokalita 19.....	69
5.2.20	Lokalita 20.....	70
5.2	Analýza morfolineamentů	72
5.3	Analýza zlomové tektoniky	74
5.4	Analýza údolní soustavy.....	76
6.	DISKUZE	86
7.	ZÁVĚR	92
8.	POUŽITÁ LITERATURA	94

SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, MAP, TABULEK A PŘÍLOH

Seznam obrázků

Obr. 1: Vymezení zájmového území v rámci ČR	13
Obr. 2: Geomorfologické členění v širším okolí zájmového území	14
Obr. 3: Nadmořská výška zájmového území vymezené povodím Roklanského potoka	15
Obr. 4: Moldanubická oblast – (1a) oblast Českého lesa, (1b) oblast Šumavy a jižních Čech, (1c) Strážecká oblast, (1d) oblast Západní Moravy, (1e) Středočeský pluton, (1f) Moldanubický pluton.	17
Obr. 5: Moldanubická oblasti s vymezením Ostronské, Drosendorfské a Gföhlské jednotky.	18
Obr. 6: Obr. 6: Geologické poměry povodí horní Otavy.....	21
Obr. 7: Sklonitost reliéfu v povodí horní Otavy.....	26
Obr. 8: Orientace reliéfu v povodí horní Otavy	27
Obr. 9: Průměrný průtok za jednotlivé roky na profilu Vydra – Modrava	31
Obr. 10: Graf denních a měsíčních průměrů průtoků, období 1981-2020	32
Obr. 11: Klimagram průměrných měsíčních srážek a teplot z let 1953–2022	34
Obr. 12: Půdní mapa povodí horní Otavy	35
Obr. 13: Základní typy uspořádání údolních sítí.....	42
Obr. 14: Rozdíl mezi geometrickou a prostorovou analýzou křehkých poruch.....	44
Obr. 15: Souhrnný růžicový diagram s orientacemi poruchových ploch a stereografická s póly ploch pro všechny lokality	53
Obr. 16: Přehled lokalit s výsledky puklinové analýzy.....	54
Obr. 17: Fotografie lokalit 1–4.....	56
Obr. 18: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 1–4.....	58
Obr. 19: Fotografie lokalit 5–8.....	59
Obr. 20: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 5–8.....	61
Obr. 21: Fotografie lokalit 9-12	63

Obr. 22: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 9–12.....	64
Obr. 23: Fotografie lokalit 13,15 a 16.....	67
Obr. 24: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 13–16.....	68
Obr. 25: Fotografie lokalit 17-20	70
Obr. 26: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 17–20.....	71
Obr. 27: Směry morfolineamentů (vlevo), morfolineamenty vážené dle jejich délky (vpravo)	72
Obr. 28: Vymezení morfolineamentů v povodí horní Otavy.	73
Obr. 29: Směry zlomových struktur v povodí horní Otavy.....	74
Obr. 30: Zlomové linie v povodí horní Otavy dle geologické mapy ČR 1 : 25 000 a 1 : 50 000	75
Obr. 31: Mapa vybraných intervalů sklonitosti zájmového území s tektonickými poruchami dle geologických map ČR (ČGS 2019) a morfolineamenty.....	77
Obr. 32 – A: Podélný profil Modravského potoka a jeho vybraných přítoků a (B) jejich SL indexy (Z – zlom dle geologické mapy, M – předpokládaný zlom, E – zvýšená eroze, L – litologie), šipky znázorňují délku stejného průběhu zlomové linie či morfolineamentu	78
Obr. 33 – A: Podélný profil Roklanského potoka a jeho vybraných přítoků, B: srovnání jejich SL indexů (Z – zlom dle geologické mapy, M – předpokládaný zlom, E – zvýšená eroze, L – litologie), šipky znázorňují délku stejného průběhu zlomové linie či morfolineamentu	82
Obr. 34: Růžicové diagramy orientací (1) puklin – celkový počet 701, (2) zlomů – celkový počet 27, (3) morfolineamentů – celkový počet 49, (4) morfolineamentů s váhou délky morfolineamentů – celkový počet 49	87
Obr. 35: Směry poruch označených na základě SL indexů za potenciálně aktivní, s váhou délky poruch.....	89

Seznam tabulek

Tab. 1: Geomorfologické členění	24
Tab. 2: Základní hydrologické údaje Roklanského a Modravského potoka	30

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

ČM – Český masiv

DEM – digitální model terénu

GIS – geografické informační systémy

GPS – Global Position System (Globální triangulační systém)

J – jih

JJV – jih, jihovýchod

JJZ – jih, jihozápad

JV – jihovýchod

JZ – jihozápad

S – sever

SSV – sever, severovýchod

SSZ – sever, severozápad

SV – severovýchod

SZ – severozápad

V – východ

VJV – východ, jihovýchod

VSV – východ, severovýchod

Z – západ

ZJZ – západ, jihozápad

ZSZ – západ, severozápad

1. ÚVOD

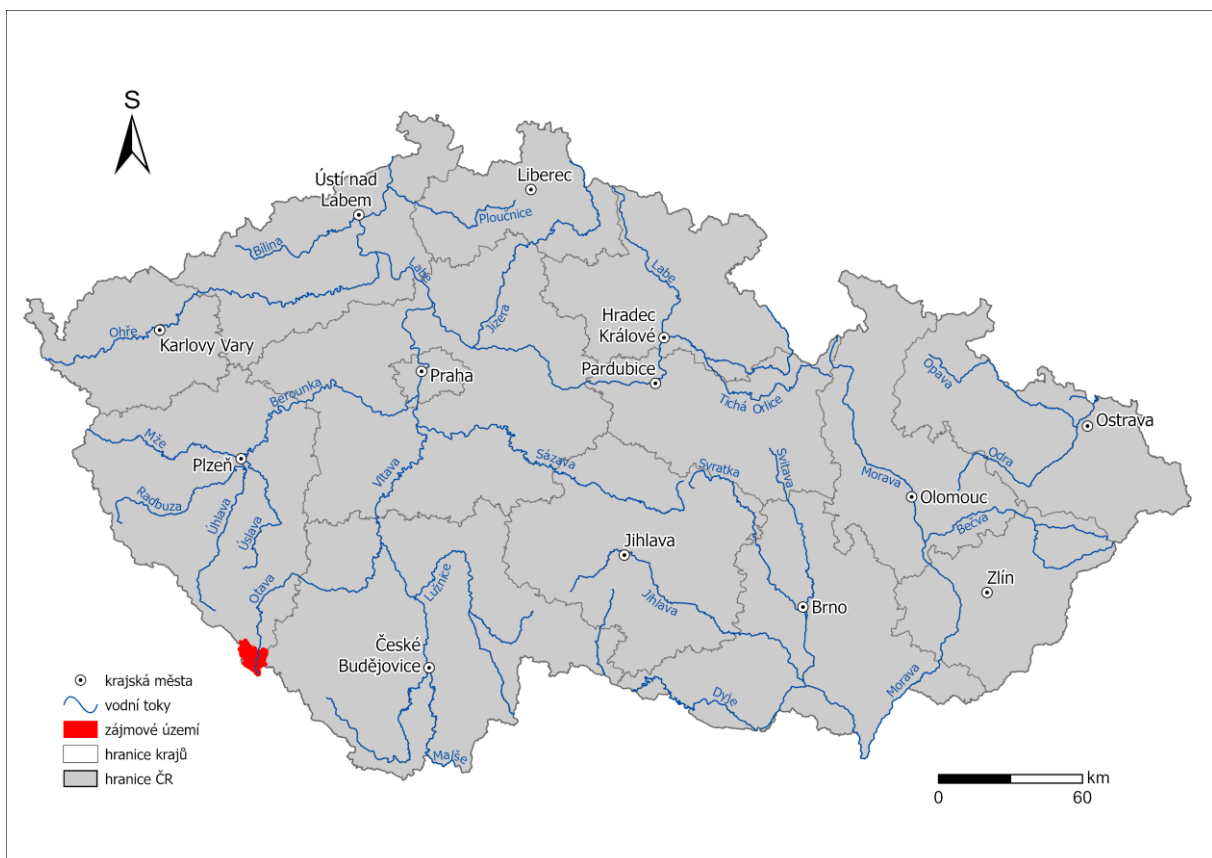
Dnešní podoba Šumavy je výsledkem široké škály procesů, které se podílely na jejím formování v průběhu tisíců až miliónu let a skalní výchozy, které zde vystupují na povrch, mohou být významným ukazatelem strukturního vývoje této oblasti. Tato diplomová práce si klade za cíl zhodnocení vlivu strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf povodí Roklanského a Modravského potoka, která se nachází v centrální oblasti pohoří Šumavy.

Zájmová oblast bude charakterizována strukturovanou rešerší, zaměřenou na hlavní fyzicko-geografické aspekty zájmového území s důrazem na geologii, strukturní geologii, geomorfologii a tektoniku. V rámci rešerše bude zpracován také přehled metod strukturně-geomorfologického výzkumu se zaměřením na přehled metod morfostrukturní analýzy. V metodické části se budu věnovat veškerým využitým metodám a podkladům, které byly použity pro účely veškerých analýz. V další kapitole se budu věnovat v podkapitolách jednotlivým analýzám zájmového území, jako je puklinová analýza, analýza morfolíneamentů a analýza zlomové tektoniky, které jsou zpracovány pro celé zájmové území. U puklinové analýzy se navíc věnuji popisu jednotlivých lokalit, které byly zahrnuty do terénního měření. Dále se v práci budu věnovat analýzám údolní sítě, a to podélným profilům vybraných vodních toků a jejich korelace s hodnotami SL indexu, který byl vypočítán.

1.1 Vymezení zájmového území

Šumava je rozsáhlé pohoří, které se nachází v jihozápadní části Česka a zasahuje také do území sousedního Německa a Rakouska, se kterými vytváří nejen přírodní hranici. Průměrná nadmořská výška pohoří se pohybuje mezi 800 – 1 400 m a nejvyšší vrchol české části je Plechý s nadmořskou výškou 1 378 m. Povodím prochází hlavní evropské rozvodí mezi Černým a Severním mořem. Jedná se o rozsáhlé pohoří, které je protáhlé v SZ–JV směru.

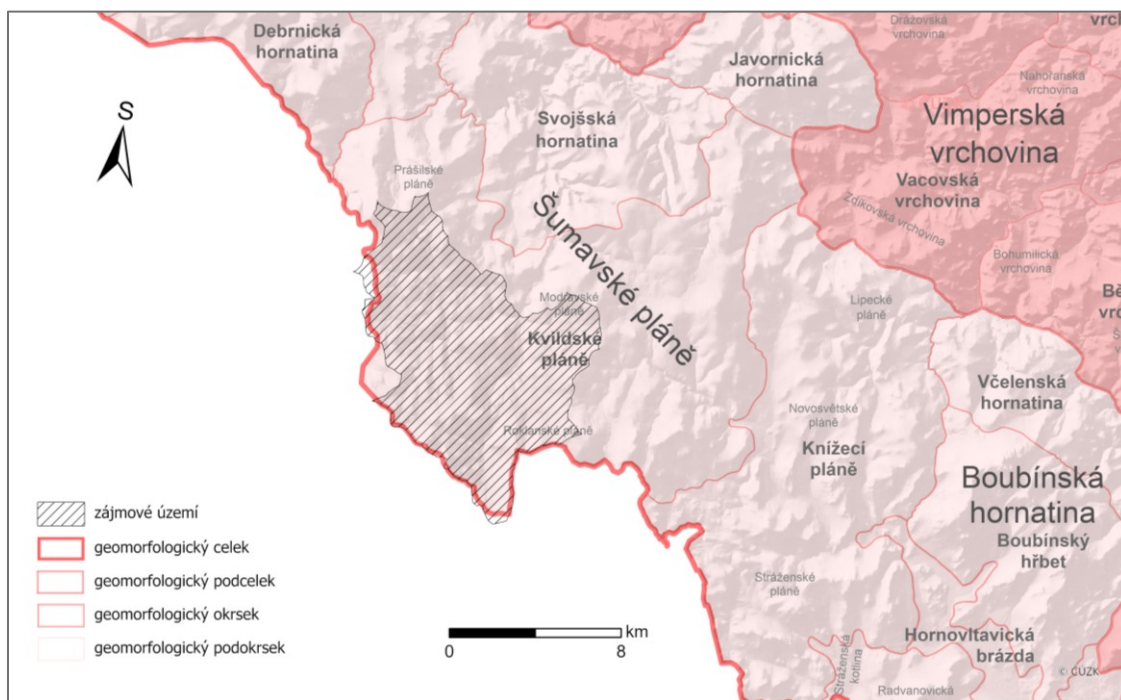
Zájmové území této práce je vymezeno povodím Roklanského a Modravského potoka, jejichž soutokem vzniká v Modravě řeka Vydra. Polohu zájmového území v rámci ČR můžeme vidět na obr. 1. Zájmové území patří k pramenným oblastem povodí Otavy. Území se nachází centrální části Šumavy v geomorfologickém okrsku Kvildských plání. Celková plocha povodí horní Otavy je 14,2 km².



Obr. 1: Vymezení zájmového území v rámci ČR

Zdroj: Arcdata Praha (2016), TGM VÚV (2022)

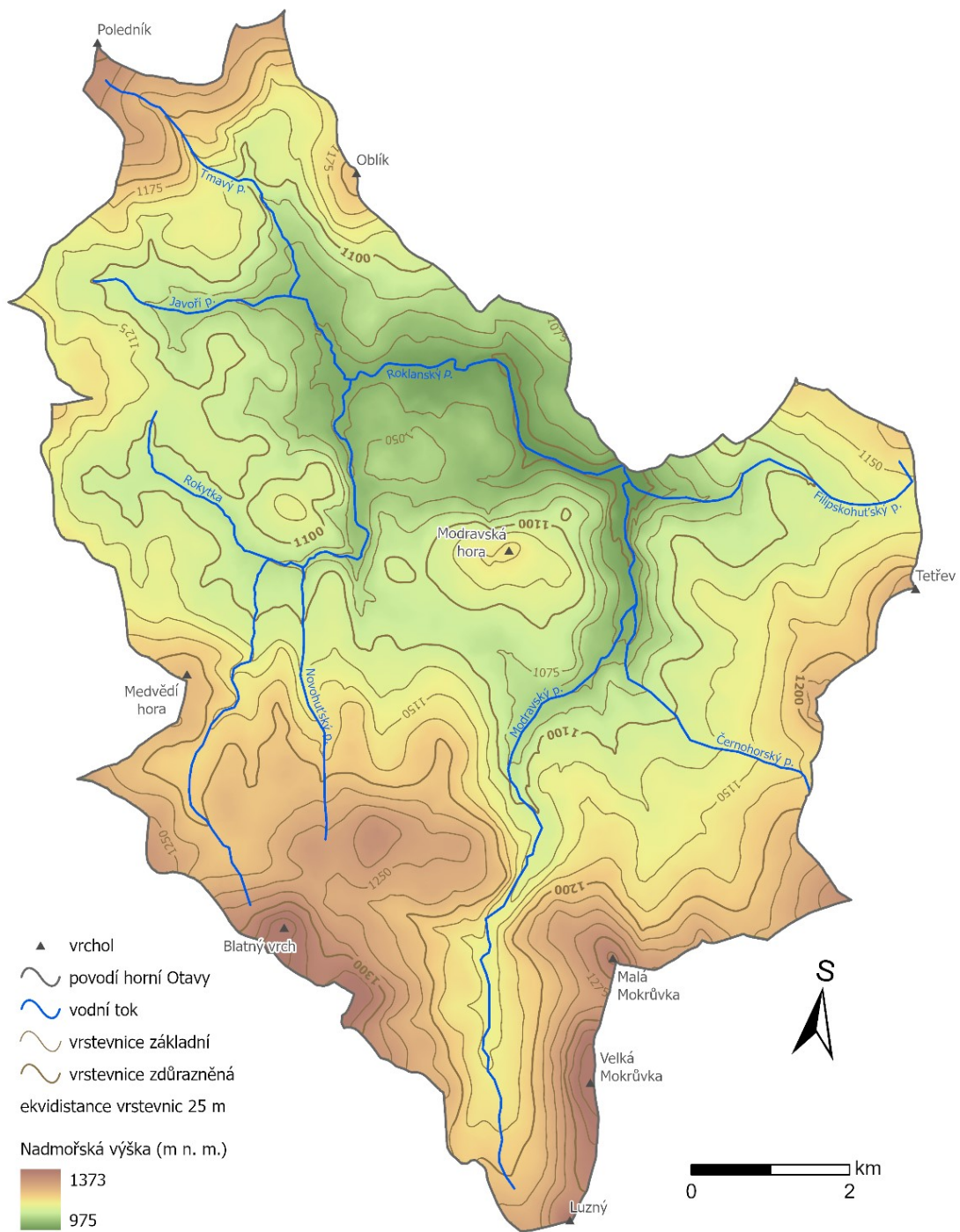
Dle geomorfologického členění Česka (Czudek 1972) zájmové území patří do geomorfologického okrsku Kvildské pláně, které spadá pod geomorfologický podcelkek Šumavské pláně (viz obrázek 2). Ty spadají, společně s Vltavickou brázdou, Železnorudskou, Trojmezenskou, Boubínskou a Želnavskou hornatinou pod geomorfologický celek Šumava. Kvildské pláně, které patří k nejvýše položeným částem Šumavských plání a dále se člení na Prášílské, Roklanské a Modravské pláně, z čehož zájmové území se rozprostírá přes všechny tři geomorfologické podokrsky.



Obr. 2: Geomorfologické členění v širším okolí zájmového území

Zdroj: (ČÚZK 2022)

Výškopisné poměry zájmového území můžeme vidět na obr. 3 níže. Nejvyšším bodem území je vrchol Luzný, který se nachází v jižní části území a jeho nadmořská výška činí 1373 m n. m. Vyšší polohy se nacházejí spíše v jižní části území v okolí Medvědí hory (1 224 m), Blatného vrchu (1 367 m) nebo Velké Mokrůvky (1 370 m) a Malé Mokrůvky (1 331 m). Naopak nejnižší výšku nad mořem vidíme podél vodního toku Roklanského potoka v části severní území, kde nadmořská výška klesá na 975 m n. m. Relativní výškový rozdíl je přibližně 398 m.



Obr. 3: Nadmořská výška zájmového území vymezené povodím Roklanského potoka

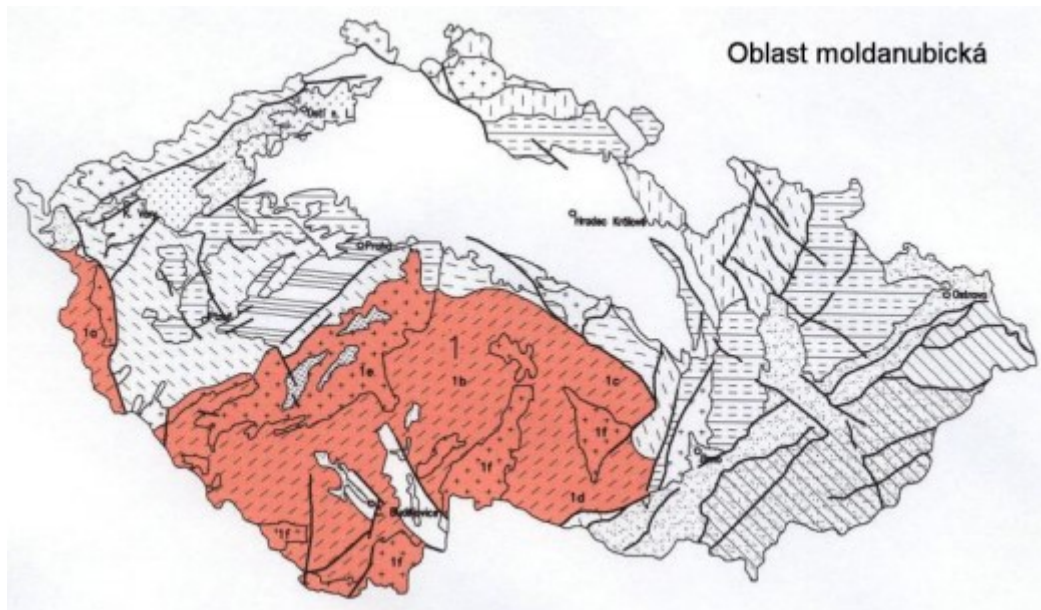
Zdroj: Arcdata Praha (2016), TGM VÚV (2022)

2. PŘÍRODNÍ POMĚRY ŠUMAVY

2.1 Geologické poměry

Pohoří Šumavy je z geologického hlediska součástí rozsáhlého komplexu Českého masivu, k jehož hlavní konsolidaci došlo během paleozoika, a který tvoří nejvýchodnější okraj pásu Variského vrásnění. Český masiv se formoval z nejvýchodnější části pásemného Variského orogénu, který se během paleozoika rozprostíral od jižních Pyrenejí po střední Evropu. (Hrubcová et al. 2005). Variský orogén se formoval přibližně před 380 až 320 Ma během období devonu a karbonu díky kolizi perigondwanských mikrokontinentů s Laurasií a vystupuje z podloží mladších epivariských platformních sedimentů (Kachlík 2003). Skládá se především z metamorfických a plutonických paleozoických hornin. Dle Kachlíka (2003) lze Český masiv dále interpretovat jako heterogenní celek, který se skládá ze čtyř samostatných regionálních jednotek. Ty jsou rozlišovány především specifickou stratigrafickou náplní, tekto-magnetickým vývojem a tektonickým omezením vůči svému okolí. V Českém masivu tedy můžeme rozlišit čtyři hlavní jednotky: Tepelsko-barrandienská oblast, Saxothuringikum, Moravosilesikum, a Moldanubikum.

Zájmová oblast leží v oblasti Moldanubika, které se nachází na území Českomoravské vrchoviny, Šumavy a Českého lesa. Samotná Moldanubická oblast se dělí na šest oblastí, jejichž vymezení a polohu v rámci ČR můžeme vidět na obr. 4. Zájmové území pak spadá do oblasti 1b – oblast Šumavy a jižních Čech. Moldanubikum je geologická jednotka, která je tvořena středně až vysoce metamorfovanými horninami, které jsou protkané četnými intruzemi převážně karbonských plutonů (Finger et al. 2007). Během variské kolize byla oblast Moldanubika nejvíce mocnou částí orogénu, která byla následně hluboce erodovaná, jde o tzv. orogenní kořen (Žák et al. 2011). Skládá se z metamorfitů o vysokém stupni metamorfózy, které jsou prostoupeny velkými tělesy nemetamorfovaných plutonů. Jde o velmi heterogenní a polymetamorfní jednotku, ve které se stáří metamorfitů pohybuje v rozmezí od paleoproterozoika až po spodní karbon. Pro řadu typů hornin však chybí spolehlivá radiometrická data (Kachlík 2003).



Obr. 4: Moldanubická oblast – (1a) oblast Českého lesa, (1b) oblast Šumavy a jižních Čech, (1c) Strážnická oblast, (1d) oblast Západní Moravy, (1e) Středočeský pluton, (1f) Moldanubický pluton.

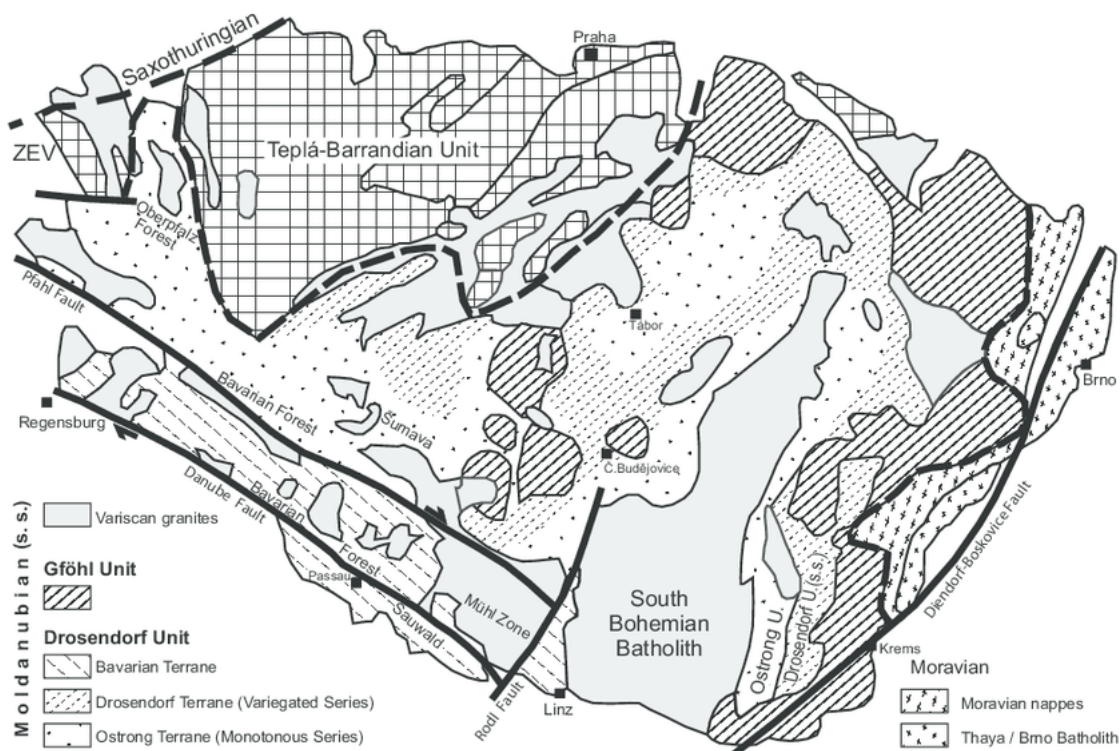
Převzato z: Chamra, Schröffel, Tylš (2005)

Moldanubikum se dále člení na dvě hlavní jednotky podle geologického složení na spodní a svrchní. Spodní jednotka, někdy také nazývaná jednotvárná nebo monotónní, je složená z biotitických pararul s převahou plagioklasu nad K-živcem a nízkým obsahem granátu (Petránek et al. 2016). Svrchní jednotka, nazývaná též pestrá, je složená z pararul, které obsahují četné vložky krystalických vápenců, amfibolitů, kvarcitů i grafititických hornin. Pro Moldanubikum je dále charakteristický výskyt granulitů, eklogitů, ultrabazik a skarnů (Petránek et al. 2016).

Pro Moldanubikum jsou běžné negativní gravimetrické anomálie, které jsou typické pro horniny s nízkou hustotou, a také vysoko teplená metamorfóza moldanubických hornin. Příkladem jsou granity a granitické ruly, které tvoří hlavní geologický základ Šumavy. Granity tvoří spíše svrchní část horninového podloží (Babůrek 1996). Na jihu je moldanubická jednotka ohraničená sedimenty alpských předhlubní a flyšových jednotek východních Alp, pod které se zanořuje. Na jihozápadě v Bavorsku se Moldanubikum noří pod premské až mezozoické platformní sedimenty, které jsou z části ovlivněny zlomovými liniemi mladší fáze variského orogenezu (Kachlík 2003).

Šumava se rozprostírá v Moldanubické oblasti na západním okraji střední části Českého masivu. Šumavské jihočeské Moldanubikum lze vymezit hranicemi: na SZ představuje hranici Středočeský hlubinný zlom, na JZ pak Bavorský křemenný val, na V představuje hranici Příbyslavský hlubinný zlom a severní okraj je pak představován Ratajskou zónou, která jej odděluje od Kutnohorského krystalinika. Jižní hranice Moldanubika zároveň představuje hranici celého Českého masivu, který je zde vymezen od alpínských orogénů. Přesná hranice je však nejasná, neboť se zde moldanubické horniny noří pod terciérní sedimenty alpské předhlubně (Chlupáč, Štorch 1992).

Z hlediska tektonických poměrů se Moldanubikum dělí do tří litotektonických jednotek, které jsou uloženy od strukturního podloží směrem vzhůru. Často jsou od sebe obtížně rozlišitelné a díky tomu se můžeme setkat s nestejným vymezením litotektonických jednotek u několika autorů (Kachlík 2003). Největší dle rozlohy je na území Šumavy Ostrongská skupina, dále se v některých oblastech vyskytuje Drosendorfská jednotka a v jihovýchodní části můžeme čteněji narazit i na Gföhlskou jednotku (viz obr. 5 níže).



Obr. 5: Moldanubická oblast s vymezením Ostrongské, Drosendorfské a Gföhlské jednotky. Převzato z: Finger et al. (2007)

Ostrongská jednotka

Jedná se o strukturně nejnižší a starší jednotku, která je označována také jako monotónní skupina, jelikož se vyznačuje celkem monotónní litologií, která je dána klastickými sedimenty s původem v hlubokomořském prostředí. Typické jsou pro ni vysoce metamorfované horniny. Dle Chlupáče et al. (2011) se jedná o vysokoteplotní metamorfózu při nízkých tlacích, která odpovídá amfibolitové facii. Podle Žáka et al. (2011) v Ostrongské jednotce převažují prevariské siliciklastické metasedimentární protolity, které jsou reprezentovány především LP-HT biotity, cordieritickými pararulami a migmatity. Z minerálů zde ve stopovém množství můžeme nacházet sillimanit a zřídka například také granát. U jednotvárných jednotek s převahou svoru, jako například Královský hvozd, můžeme najít i dvojslídne pararuly (Kachlík 2003).

Drosendorfská jednotka

Drosendorfská jednotka neboli pestrá skupina, je tvořena pestrými metamorfovanými horninami, které jsou mladšího stáří a vznikaly při středních teplotách a tlacích (MP-MT). Typicky se zde nachází pararuly, mramor, křemence, grafitové břidlice, amfibolity a různé vápenaté a křemičité ortoruly. Drosendorfská jednotka je pravděpodobně pozůstatek subdukované litosférické desky, která byla začleněna do moldanubického příkrovu (Lindner et al. 2021).

Gföhlská jednotka

Je považovaná za nejvyšší strukturní jednotku moldanubika. Je horninově velmi různorodá s převahou vysoce kvalitních felzických rud, migmatů nebo vrstevnatých magmatických amfibolitů. V menší míře můžeme najít i přidružená plášťová tělesa, která jsou tvořena granátovými a spinelovými peridotity, pyroxenity a eklogity (Hasalová et al. 2008).

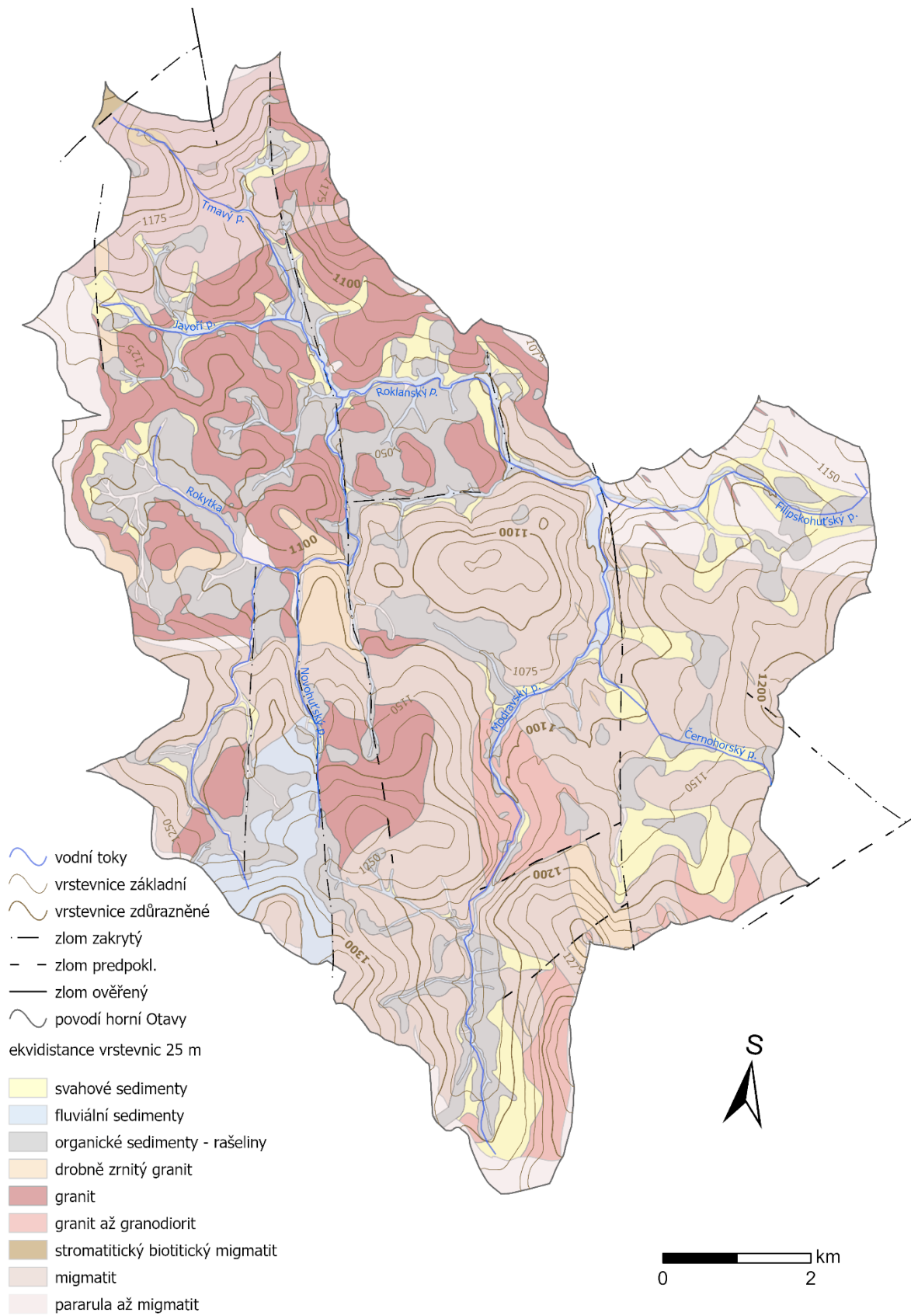
Severozápadní oblast Šumavy, kam spadá i zájmové území této práce, je tvořeno především migmatickými rulami monotónní jednotky, přičemž ostatní typy hornin se vyskytují minimálně. Výjimkou je jednotka s názvem Královský Hvozd, která se nachází na severu této severozápadní části, mezi Železnou Rudou a Nýrskem. Směrem k jihozápadu míra metamorfózy hornin na Šumavě klesá. Tato jednotka je tvořena převážně horninami, které jsou oproti okolním jednotkám jen mírně metamorfovány, jako jsou svory s příměsí slídy a křemene

a fylity. Severozápadní oblast Šumavy je dále protnuta třemi intruzivními granitovými masivy, jmenovitě prášilský, vyderský a strážný pluton. (Babůrek 1996)

Vyderský pluton představuje významnou část zájmového území. Jedná se o granitoidní těleso variského stáří, které je součástí moldanubického plutonu a tvoří s prášilským plutonem jeho západní části (Žáček, Babůrek 2007). Na geologické mapě (obr. 6) je jeho část vidět v SZ části území. Jedná se o hlubinné těleso, které je souvisle propojeno s okolními plutony. Je složen z většiny středně zrnitými biotitickými granity až granodiority s vyrostlicemi živců (Žáček, Babůrek 2007). Mezi Modravou a Železnou Rudou představuje i díky svému odolnému složení vrcholovou páteř Šumavy.

V zájmovém území dle obr. 6 převažují metamorfované horniny, které jsou představované hlavně různými typy granitů, granodioritů, které převažují hlavně v severozápadní části území, kam zasahuje Vyderský pluton. Dále se na území často vyskytují migmatity až pararuly, které se nachází především v jihozápadní části. Ve sníženinách se nacházejí organické sedimenty vyplněné rašelinou. V oblastech rozsáhlejších svahů se nacházejí svahové sedimenty a v blízkém okolí vodních toků se nachází fluviální sedimenty.

Toto krystalinikum je dle Müllera (1999) představováno monotóním litologickým složením Moldanubického plutonu, který se zde skládá z sillimanit-biotitických migmatitizovaných pararul až po cordierit-biotitických migmatů s případnými vložkami biotitického kvarcitu až kvarcitické ruly. V hojné míře se zde vyskytují soubory žilných magmatických hornin. Tyto plutonické magmatity se řadí k intruzím, které probíhaly během variského vrásnění a nacházejí se zde dva typy granitů: weinsberského a eisgarnského typu (Müller 1999).



Obr. 6: Geologické poměry povodí horní Otavy

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), ČGS (2019), vlastní zpracování

2.1.1 Tektonické poměry a strukturní charakteristika

Vliv morfostruktury na vývoj reliéfu

Velký význam pro výzkum hlavních etap strukturně-geomorfologického vývoje má sledování morfostrukturního vývoje daného území. Rozdíly v morfologii dané oblasti závisejí na různém vývoji struktur, kdy mezi vývojem reliéfu a strukturami zemské kůry existuje úzká vazba. Dle Demka (1987) jsou strukturní tvary reliéfu přímo závislé na morfostruktuře, jejíž vývoj je daný vývojem reliéfu a jednotlivými strukturami zemské kůry. Morfostrukturu dále označuje jako strukturně geologický základ reliéfu (horniny a vlivy tektoniky), na kterém pak vlivem neotektoniky a exogenních procesů vzniká georeliéf. Demek (1987) pak rozlišuje morfostruktury na aktivní a pasivní, kdy pasivními morfostrukturami označuje horniny a vlivy starší tektoniky. Aktivními morfostrukturami označuje neustálý proces tektonických procesů, tedy pohybu litosférických desek, který zapříčiňuje různě rychlé cykly tektonické deformace. Ty díky různým spojitým i nespojitým tvarům a různým rozměrům způsobují horizontální a vertikální zdvihy a poklesy jednotlivých segmentů zemské kůry, mezi nimiž pak vznikají zlomové struktury a tektonické poruchy.

Tektonické poměry

Hlavní horotvorná konsolidace Českého masivu probíhala během variského vrásnění, kdy se jednalo o vrásno-zlomové pohoří. Většina pozdějších pohybů byly následné křehké deformace, které reagovaly na změny napětí. Některé vzniklé zlomové linie vznikaly již během vrásnění a později byly reaktivovány během pozdějších tektogenezí. V Moldanubiku probíhalo období vzniku tektonických poruch před 280 až 490 Ma lety, což ukazuje na převážně variské stáří (Kachlík 2003).

Pro západní část moldanubika jsou charakteristické dva hlavní směry tektonických linií. Prvním z nich je JZ– SV směr, který odpovídá převažujícímu směru vrásnění. Druhý směr můžeme pozorovat v okrajových částech, kde se vyskytuje SZ–JV směr tektoniky, který můžeme převážně pozorovat v oblasti Šumavy, příkladem může být i Pošumavský zlom (Kodym 1961). Tento zlom se nachází na rozhraní Šumavy a jejího podhůří a táhne se od Hartmanic k Nýrsku, kde pokračuje dál na SZ, kde se postupně ztrácí (Mísař et al. 1983), (Hartvich 2004). V prostoru tohoto zlomu se výrazně mění JZ– SV směry foliace šumavského a českého Moldanubika na směry SZ– JV, které jsou typické pro jihozápadní část Českého masivu. Pošumavský zlom pravděpodobně vznikl až po variské konsolidaci moldanubika, může se tedy jednat o příklad

vlivu pozdnější tectogeneze vlivem alpsko-himalájského vrásnění (Hartvich 2004). Dle Hartvicha a Valenty (2011) je okolí Pošumavského zlomu silně ovlivněno tektonikou, která je však dnes překryta erozně-denudačními prvky geomorfologického vývoje. Zlomovou tektoniku lze však stále najít, například při zkoumání uspořádání říční sítě nebo podélných profilů vodních toků.

Podle Müllera (1999) byly v rámci geologického mapování na území listu Kvilda přímo zjištěny tektonické systémy SSZ–JJV směru a v systémech údolí, která jsou paralelní s tímto směrem. I když měření byla prováděna jen místy, autor předpokládá významný vliv na stavbě celého území a předpokládá také tektonický původ ostatních přímočarých údolí. Dále předpokládá v této oblasti zlomové systémy s orientací SSV–JJZ a VJV–ZSZ. Některé nalezené zlomy jsou ohraničeny intruzemi weinsberského i eisgranského typu granitů nebo byly nalezeny v blízkosti výskytu granitových porfyrů (Müller 1999).

2.2 Geomorfologické poměry

2.2.1 Geomorfologické členění

Zájmové území i Český masiv svojí polohou spadají do geomorfologické provincie Česká vysočina, která se rozprostírá po většině území ČR a spadá sem i většina hraničních pohoří, krom Karpat. Česká vysočina se dále dělí na šest hlavních geomorfologických subprovincií. Jednou z nich je Šumavská subprovincie, která se rozprostírá přes území Šumavy až k Českému lesu. Z této subprovincie se dále člení geomorfologická oblast Šumavská hornatina, která se vymezuje na vrcholové partie Šumavy a Novohradských hor. Geomorfologickým celkem zájmové oblasti je Šumava. Jedná se o protáhlé pohoří SZ – JV směru. Jedná se o vyzdvížený soubor ukloněných ker. Z bavorské strany je poněkud příkřejší a na severovýchodě se pozvolna uklání do Šumavského podhůří. V nejvyšších polohách, tedy samotné klenbě pohoří, můžeme najít pozůstatky zarovnaných ploch tzv. Šumavské pláně, na kterých jsou dnes rozsáhlá rašeliniště. Nad zarovnanými plochami vystupují zaoblené vrchy, často se suky a nacházejí se zde tvary vzniklé při periglaciálním zvětváním a odnosu (Müller 1999). Okrajové části Šumavy (JV a SZ) jsou již rozčleněny erozí vodních toků a nachází se zde četná hluboká údolí. Reliéf Šumavy je do značné míry překryt mocnou vrstvou kvarterních sedimentů, které v mnohých případech zakryly případnou tektonickou aktivitu. V této oblasti se můžeme často setkat s glaciálními a periglaciálními tvary reliéfu, jako jsou ledovcová jezera nebo tory. Zájmová oblast spadá do geomorfologického podcelku Šumavské pláně a dále do okrsku Kvildské pláně (viz tabulka 1) (Demek et al. 2006).

Tab. 1: Geomorfologické členění dle Demka et al. (2006)

system	Hercynský
subsytém	Hercynská pohoří
provincie	Česká Vysočina
subprovincie	I Šumavská
oblast	IB Šumavská hornatina
celek	IB-1 Šumava
podcelek	IB-1A Šumavské pláně
okrsek	IB-1A-1 Kvildské pláně

Velký vliv na dnešní podobu reliéfu má vývoj ve starším kenozoiku, kdy se podnebí začalo stávat sušším a chladnějším a zároveň se projevovaly neotektonické pohyby. Díky tomu došlo

k výraznému rozčlenění georeliéfu, který byl v té době zarovnaný. Erozní a transportní procesy došly až na bazální zvětrávací plochu, která byla obnažena, a díky odnosu četného materiálu krajina dostala podobu dnešní holoroviny. Na území Šumavy došlo ke vzniku několika aktivních morfostruktur. Ve směru JV – SZ vznikla megaantiklinála, která představuje zdvihající se větev moldanubického plutonu (Albrecht 2003).

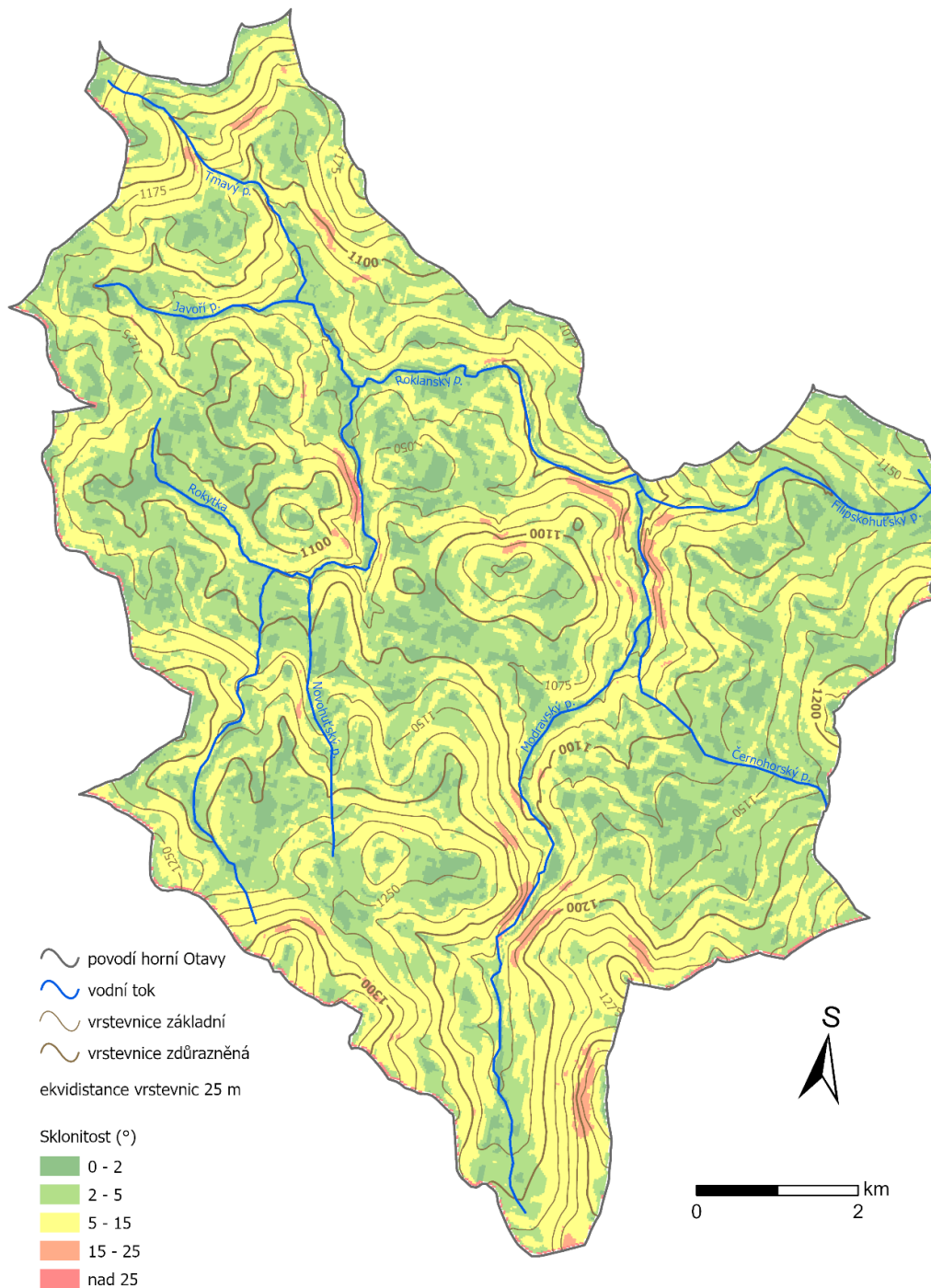
Dle Albrechta (2003) představují linii antiklinály vrcholky: Vítkův kámen, Smrčina, Plechý, Strážný, Luzný, Roklan, Falkenstein, Jezerní hora a Ostrý s dalšími okolními vrchy nad 1300 m n. m. Na tuto antiklinálu navazuje megasyklinála, jejíž průběh vede od údolí Úhlavy a Křemelné k oblasti horního toku Vltavy, ve které se nachází i výrazná zlomová linie. Říční údolí mají převážně typický šumavský JV – SV směr a jsou celkem široká s plochými dny, která jsou vyplněná kvartérními sedimenty. Na dolních tocích tyto řeky mají mírnější sklon a více meandrují. Údolí jsou zde více zahluobená až kaňonovitá se svahy, které mají sklon i nad 20°. V Šumavském podhůří, které je ukloněné na severovýchodní stranu, můžeme nalézt výrazné erozní modelace terénu, s různou výškovou členitostí. To je dáno především různou geomorfologickou odolností hornin. Můžeme zde nalézt několik suťových svahů a roklí.

Šumavské pláně, které se rozprostírají v horních částech povodí Vydry a Křemelné, představují planační roviny. Jedná se o hladké plochy, které jsou výsledkem erozně zvětrávacích procesů a o pozůstatky paleogenních zarovnaných povrchů, které tvořily souvislý rovný terén pouze s malými výčnělky. Zarovnané povrchy mohou být významným stratigrafickým ukazatelem po rozčlenění povrchu vertikálními pohyby (Bláhová, Křížek 2007). Dle Müllera (1999) lze na území Šumavských plání vymezit tři úrovně reliktních zarovnaných povrchů a to v nadmořských výškách kolem 1300 m, dále 1000 až 1100 m a poslední s nadmořskou výškou okolo 750 m.

Zájmová oblast se nachází ve vyšších polohách, kde je nejnižším bodem soutok Roklanského a Modravského potoka v nadmořské výšce 975 m n. m. Tato oblast se nachází v jádrové části Šumavy převážně ve výšce zmiňovaných pozůstatcích zarovnaných ploch tzv. etchplén. Vyšší polohy se nacházejí v západní části v okolí Poledníku, které se směrem k Modravským pláním vyznačují vyšší sklonitostí a dále také na východě, kde se nachází významná antiklinála Malé a Velké Morkůvky a Luzného. Hřbety vrcholů jsou také zarovnané a jsou rozčleněné ne příliš hlubokými údolními, ve kterých se často nacházejí rašeliniště.

V povodí Roklanského a Javořího potoka můžeme najít vrstvy pleistocenních a holocenních aluviálních sedimentů. Na východu až severovýchodu je zájmové území ohraničeno poměrně zahlobeným údolím Modravského potoka a dále na sever údolím Vydry.

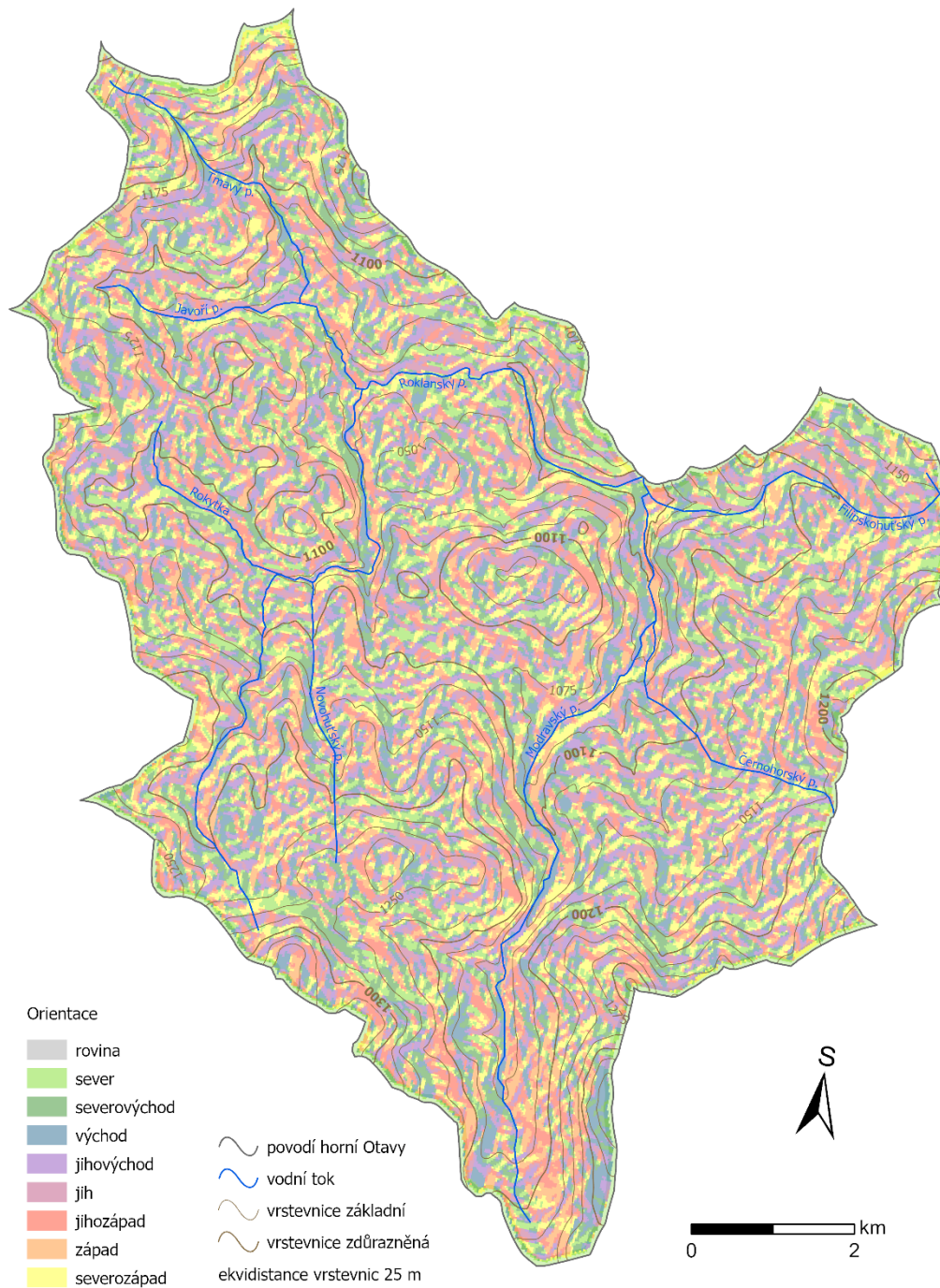
Sklonitost reliéfu pro zájmové území lze vidět na obr. 7. Sklon reliéfu nad 15° můžeme pozorovat především podél vodních toků, celkově však převažuje v celé sledované oblasti sklonitost od 0 do 5° (odstíny zelené barvy) spolu se sklonem 5-15° (barva žlutá).



Obr. 7: Sklonitost reliéfu v povodí horní Otavy

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), vlastní zpracování

Mapu znázorňující orientaci svahů v oblasti povodí horní Otavy můžeme vidět na obr. 8 níže.



Obr. 8: Orientace reliéfu v povodí horní Otavy

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), vlastní zpracování

2.2.2 Geomorfologický vývoj

Vývoj Českého masivu

Český masiv se vyznačuje typickým platformním režimem v období druhohor a prvohor, tj. malou intenzitou tektonických pohybů a mírnou diferenciací reliéfu. Tento režim se projevil strukturní kompatibilitou a morfologickou uniformitou masivu, přičemž nadmořské výšky tohoto plochého povrchu (většinou peneplénu s mocným regolitovým pláštěm) se pohybovaly od 0 do 200 m n. m. Dnešní reliéf Českého masivu se vyvinul z větší části v neotektonickém období (svrchní oligocén až čtvrtohory) (Demek 2003).

Český masiv patřil na počátku kenozoika k reliktním variského vrásnění. Tyto relikty představovaly vyvýšené elevace, které byly obklopeny poklesávajícími pánvemi. Ty byly pravidelně nebo trvale zaplavovány transgresí moře Thetys. Probíhající Alpinské vrásnění se v Českém masivu projevilo nepřímo, kdy docházelo spíše k vertikálním pohybům (zdvihům či poklesům). Největší projevy byly v podobě tektonické aktivity především v podobě vyklenutí a následným vznikem zlomových oblastí. Z klimatického hlediska se celá oblast začala, díky pohybu tektonických desek, posouvat směrem na sever ze subtropického pásma do mírného a celkově tak začalo docházet k ochlazení. Docházelo sice k určitým klimatickým výkyvům, nicméně v pliocénu převažovalo již výrazné ochlazení (Chlupáč et al. 2011).

V mladším kenozoiku dochází ke střídání glaciálů a interglaciálů, s tím také změna klimatických a zvětrávacích podmínek. Díky pravidelným cyklům střídání klimatu vzniká v kvartéru velké množství zvětralinového pláště a svahovin, které v podobě sedimentů určují charakter tohoto období (Mašek, Votýpka 1999).

Na území moldanubika se mladší kenozoikum projevuje v podobě glaciálních a extraglaciálních sedimentů, kdy se území nacházelo v předpolí kontinentálního zalednění v tzv. periglaciální zóně. Na území Českého masivu zasahovalo kontinentální zalednění pouze při sálském a elsterském zalednění v severních okrajových částech. Na území ČM jsou prokázány tvary tzv. horského zalednění, na Šumavě v podobě glaciálních jezer, které se nacházejí v karových oblastech. Převážná část moldanubika se řadí do tzv. denudační oblasti, kde docházelo hlavně k výrazným zvětrávacím procesům a odnosu materiálu směrem do nížin. Jedná se hlavně o morfologicky vyšší úrovně reliéfu, tedy pahorkatiny a hory. V periglaciální oblasti vznikaly

eolické a fluviální akumulace, přičemž výrazné jsou procesy mechanického zvětrávání. Významná pro morfologii našeho území byla i přítomnost permafrostu a fázové přechody bodu mrazu. Z období glaciálů pochází četná deluvia, která se vyznačují menší velikostí klastů. Naopak z období interglaciálů můžeme nacházet mocná spíše balvanovitá deluvia. Deluiofluviální uloženiny, které lemují úpatí svahů, často v podobě aluviálních kuželů s případným zvrstvením, jsou nejčastěji holocenního stáří (Vlček et al. 2016).

Vývoj Šumavy

Hlavní horotvorné procesy vznikaly během variského vrásnění zhruba před 380–280 miliony let. Po jeho ukončení až po konec druhohor docházelo, díky intenzivním zvětrávacím a erozním procesům, k vytváření zarovnaných povrchů s mocným zvětralinovým pláštěm. Povrch byl později reaktivován neotektonickými pohyby vlivem alpského vrásnění během terciéru. Křídový zarovnaný povrch byl rozčleněn a zvětralinový plášť byl do značné míry odnesen až na úroveň bazální zvětrávací plochy (Albrecht 2003).

V mladším kenozoiku prodělala Šumava výrazné modelační změny vlivem pleistocenních cyklů zalednění a výrazného mrazového zvětrávání přilehlých oblastí. Pozorovat zde můžeme tvary jako např. mrazové sruby a kamenná moře. Ve vyšších polohách vznikaly během würmského zalednění horské firnové ledovce, které se nacházely spíše na severovýchodní závětrné straně pohoří, kde jsou lepší podmínky pro akumulaci sněhu. Přibližná nadmořská výška sněžné čáry během období glaciálů se pohybovala mezi 925 až 1 145 m n. m., přičemž největší rozlohu mělo zalednění během würmského glaciálu, kdy odhadovaná rozloha byla přes 600 m² (Krause, Margold 2019). Tyto ledovce zde vyhloubily několik karových oblastí, které jsou dnes zaplaveny vodou a jsou z nich známá ledovcová jezera. Tato jezera jsou hrazena morénovými valy a jsou poměrně mělká a stále dochází k jejich zasedimentování. Jezerní stěny jsou velmi strmé plochy skalního podloží a nesou známky ledovcových ohlazů. Významná jsou pro Šumavu vrchoviště neboli mělké prohlubně, ve kterých se drží voda a tvoří se rašelina Mentlík (2004), Krause, Margold (2019).

2.3 Hydrologické poměry

Šumava je významnou hydrologickou oblastí, prochází jí hlavní evropské rozvodí, které odděluje úmoří Severního moře a Černého moře a pramení zde mnoho významných řek. Povodí Severního moře odvodňuje Vltava, která zde pramení. Další významnou řekou Šumavy je Otava, která odvodňuje především západní část pohoří. Její zdrojnice jsou řeky Vydra a Křemelná, přičemž Vydra vzniká soutokem Roklanského a Modravského potoka v obci Modrava.

Zájmové území Roklanského a Modravského potoka se nachází v centrální části pohoří Šumavských plání. Malá část povodí zasahuje přes hranice do Německa. Představuje vrcholovou pramennou oblast povodí, čemuž odpovídá i charakter menších toků. Koryta vodních toků jsou převážně štěrková až balvanovitá. Údolí jsou spíše mělká, což je dáno vývojem říční sítě, u které je nejvýznamnějším činitelem zpětná eroze, která nedosáhla centrální části. Viditelná je spíše ve spodnějších částech toků, kde se nacházejí hluboká údolí, například střední tok Vydry. Plocha povodí Roklanského potoka je podle Jelínka (2006) 47,88 km² a délka toku je přibližně 13,57 km.

Tab. 2: Základní hydrologické údaje Roklanského a Modravského potoka

	Roklanský potok	Modravský potok
Plocha povodí	47,88 km ²	42,08 km ²
Délka toku	13,565 km	11,690 km
Délka rozvodnice	35,520 km	33,255 km
Nejvyšší vrchol povodí	1367,4 m n. m. (Blatný vrch)	1370 m n. m. (Velká Mokrůvka)
Nejnižší bod povodí	974 m n. m. (soutok s Modravským p.)	974 m n. m. (soutok s Roklanským p.)

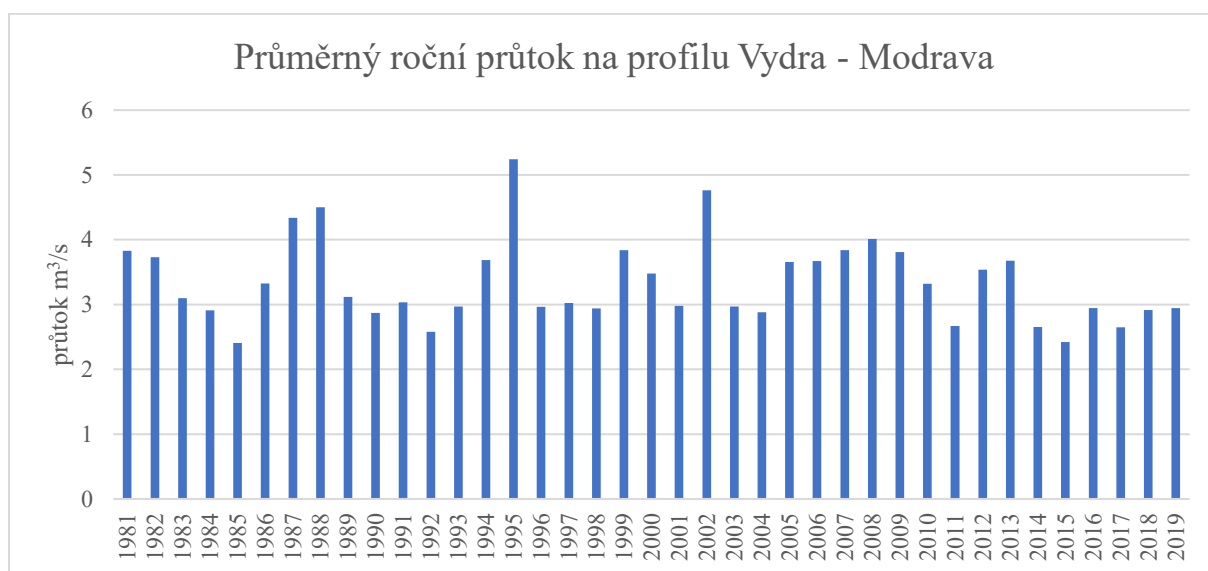
Zdroj: Arcdata Praha (2016), TGM VÚV (2022)

V těchto údolích se často nachází rašeliniště. Díky většímu podílu rašelinišť má dle Vlasáka (2008) povodí Roklanského potoka specifický vodní režim. Rašeliniště a výskyt organozemí mohou na jednu stranu zvyšovat retenční kapacitu povodí, na druhou stranu při překročení určité míry nasycení nejsou schopny pojmout další vodu a fungují jako nepropustná plocha.

Odtokový režim Roklanského potoka je dle Čurdy, Janského a Kocuma (2011) mírně nevyrovnaný, kdy až 40 % z celkového ročního odtoku odeče během jarních měsíců. To je dáno vlivem tání sněhové pokrývky, přičemž nejvodnatější měsíce jsou duben a květen.

Ačkoliv se povodí nachází v horské oblasti, jedná se spíše o ploché povodí, neboť tato část povodí má spíše zarovnaný charakter. Sklonitost svahů je až na 90 % území povodí do 10° (Vlček et al. 2016).

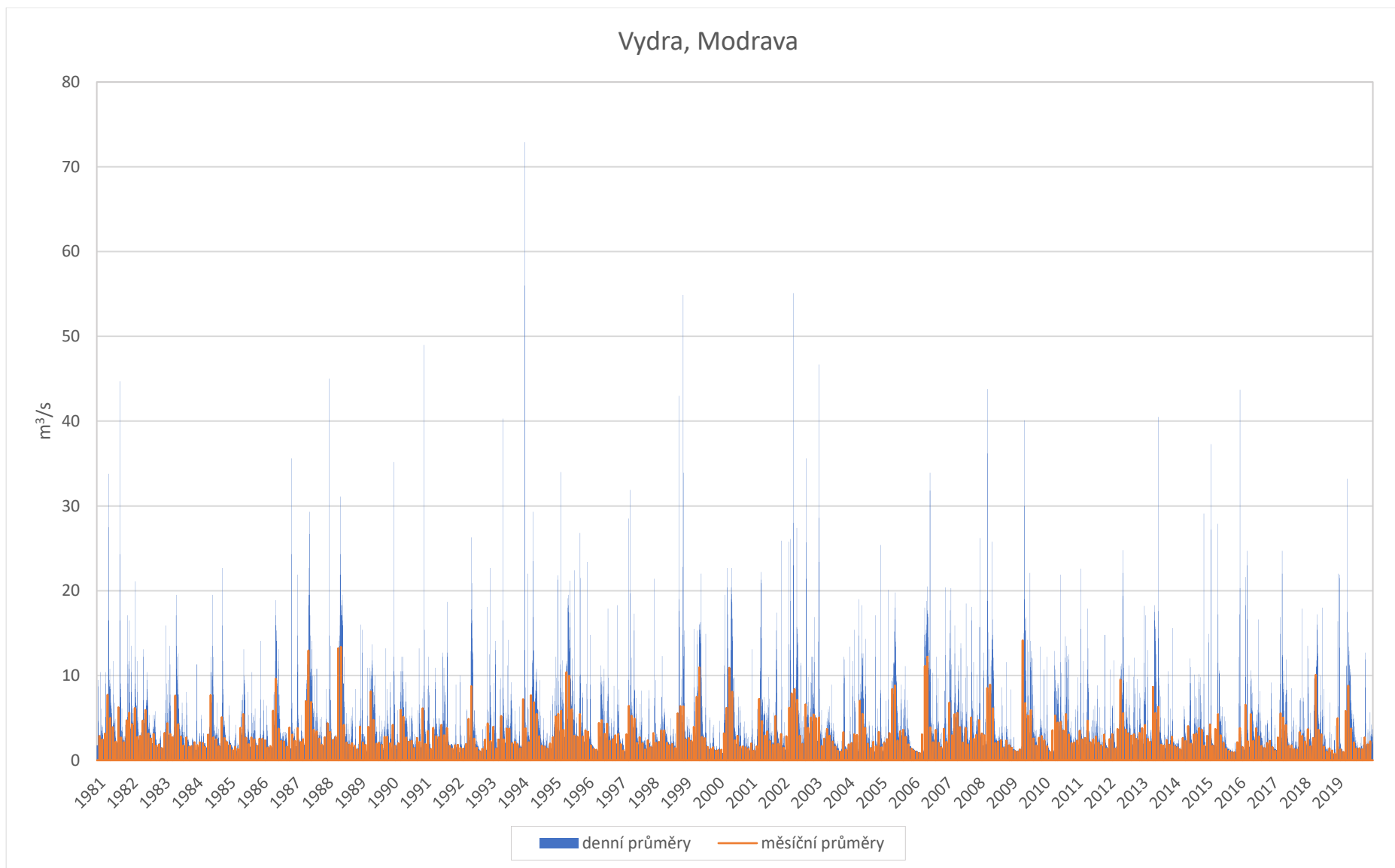
Průměrný roční průtok mezi lety 1981 až 2019 můžeme pak vidět na obr. 9. Jak je z obrázku patrné, nejvyšší průtok byl zaznamenán v roce 1995, kdy dosahoval přes 5 m³ za sekundu. Další poměrně vodnaté roky byly 1987, 1988 a 2002 – v těchto letech průtok přesáhl 4 m³/s. Naopak nejnižší průměrné průtoky byly zaznamenány v letech 1985, 1992, 2011, 2014 a 2015. Ani u jednoho ze zmiňovaných roků se nepřiblížil průměr 3 m³ za sekundu.



Obr. 9: Průměrný průtok za jednotlivé roky na profilu Vydra – Modrava

zdroj dat: ČHMÚ (2022), vlastní zpracování

V povodí Vydry jsou čtenější povodňové události. Nejvíce typické jsou povodňové události během jara, které jsou spojené s táním sněhu (viz obr. 10). Míru povodní ještě umocňuje plochost povodí, která umožňuje větší akumulaci sněhu. Povodí se nachází ve vysoké nadmořské výšce a sníh se zde může držet dlouho. Případné jarní povodně pak mohou být umocněny dešťovými srážkami. Častější výskyt povodní je i v listopadu a prosinci, kdy zde vlivem vzniku cyklón při silném západním proudění a dochází k významným srážkovým událostem (Vlček et al. 2012; 2016).



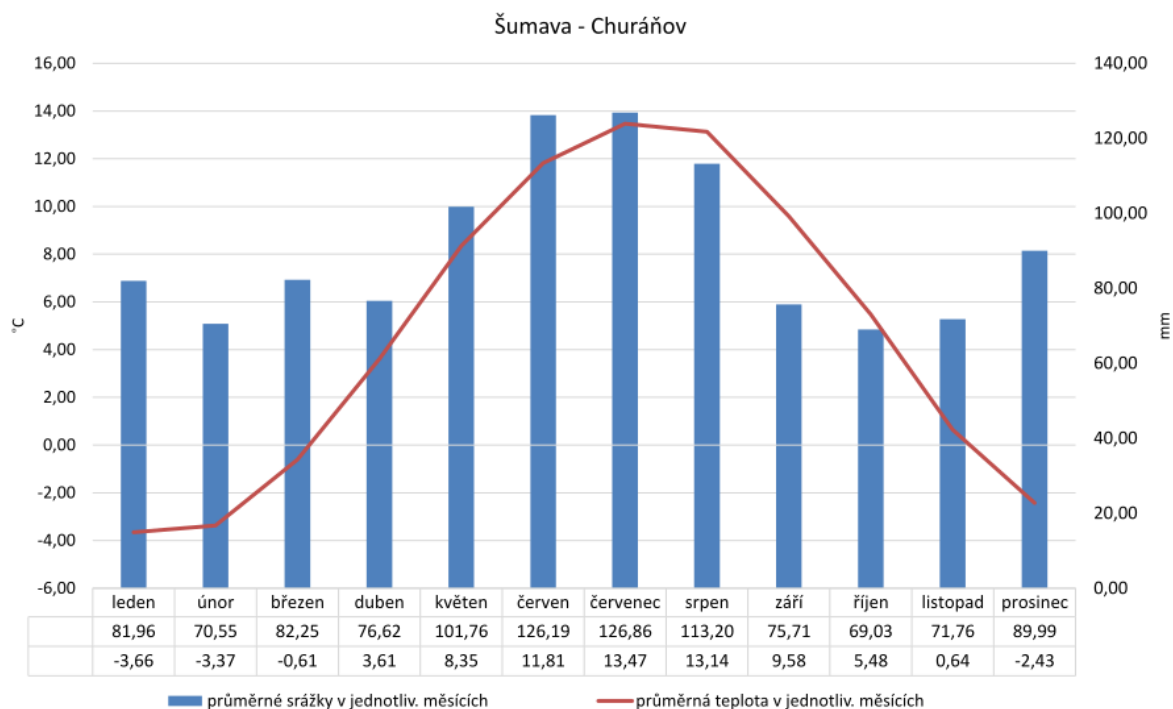
Obr. 10: Graf denních a měsíčních průměrů průtoků, období 1981-2020, (Zdroj dat: ČHMÚ (2022), vlastní zpracování)

2.4 Klimatické poměry

Šumava má z klimatického hlediska charakter horského podnebí, což je dáno hlavně nadmořskou výškou a také umístěním v rámci převládajícího proudění vzduchových hmot. Důležité je zde rozlišování návětrné a závětrné strany pohoří, neboť může znamenat velký rozdíl srážkových úhrnů na malém měřítku. Šumava tak představuje určitou hranici v přechodu mezi oceánským a kontinentálním klimatem.

Podle *Atlasu podnebí Česka* (Tolasz et al. 2007), patří zájmové území do oblasti s průměrnou roční teplotou kolem 2 °C. Šumavské pláně jsou díky své nadmořské výšce jednou z nejchladnějších oblastí Šumavy. Povodí Roklanského i Modravského potoka přesahuje na většině území nadmořské výšky nad 1 000 m n. m. Nejchladnější oblasti pak bývají terénní sníženiny, kde převládá inverzní charakter počasí oproti vrcholům. Rychlost větru se dle *Atlasu* v průměru pohybuje mezi 6-8 m/s. Pevládající proudění je jihozápadní až západní s bohatým množstvím srážek, kdy se roční úhrny se pohybují mezi 1300-1600 mm. Oblast Modravy tak patří mezi nejdeštivější v ČR. Počet srážkových dní v roce je udáván na 170 až 190 dní (Čurda, Janský, Kocum 2011). Nejvíce jsou na srážky bohaté měsíce květen, červen, červenec a srpen, kdy průměrně spadne až 43 % z celkového ročního úhrnu srážek.

Významná je v těchto polohách také sněhová pokrývka, která se zde může vyskytovat až 150 dní v roce, nejběžněji v období od října do května, a která je významnou součástí hydrologické bilance. Průměrné měsíční teploty se dle obr. 11 dlouhodobě drží kolem bodu mrazu od listopadu po březen, přičemž pro sněhovou pokrývku lze očekávat určitou setrvačnost, než kompletně roztaje. Dle klimagramu na obr. 11 můžeme vidět, že v průběhu roku je rozdíl průměrných měsíčních teplot dlouhodobě největší mezi lednem (-3,7 °C) a červencem (13,4 °C). Celkový meziroční rozdíl činí až 17,1 °C mezi létem a zimou.

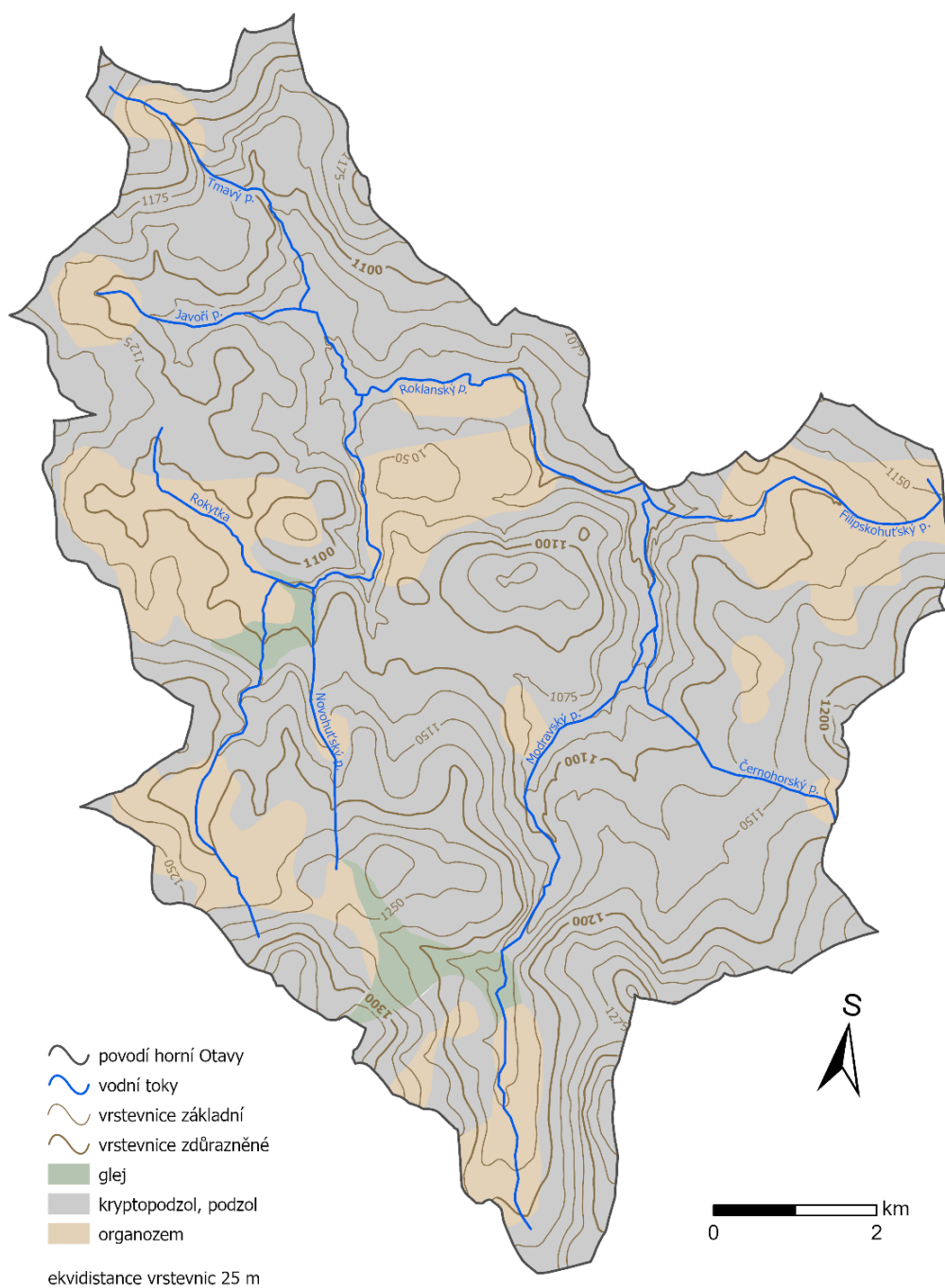


Obr. 11: Klimagram průměrných měsíčních srážek a teplot z let 1953–2022, zdroj: ČHMÚ (2022), vlastní zpracování

2.5 Pedologické poměry

Horskému charakteru Šumavských plání odpovídají i půdy, které jsou typické pro horské oblasti. Obecně se zde nacházejí mělké a méně vyvinuté půdní typy. Pro Šumavu je typická výšková stupňovitost a převládajícím půdním typem jsou zejména podzoly, dále také kambizemě nebo různé typy glejů. V zájmovém území se nachází půdy typické pro vrcholovou oblast Šumavy, což můžeme vidět také dle obr. 12 níže. Typické je pro tuto oblast výskyt organozemí v oblastech rozvodí nebo na dně plochých údolích a sníženin (Vlček et al. 2012). Dle Jačky, Pavláška a Pecha (2010) jsou v této oblasti typické hlinitopísčité půdy a převažujícím půdním typem modální podzoly s mělkým horizontem (do 90 cm) a vyšší skeletovitostí. Dále se zde nacházejí ještě hnědé lesní půdy a podzoly s výraznějším humusovým horizontem. Díky těmto charakteristikám mají tyto půdy vyšší rychlost infiltrace, ale zároveň nízkou retenční schopnost.

Významným prvkem jsou zde rašeliníšní a zrašeliněné půdy, které se nacházejí v terénních sníženinách, na rozvodích nebo všude tam, kde je plochý povrch a vyšší množství vody. Jedná se o velmi kyselé půdy s vysokým množstvím humusu. Zrašeliněné půdy jsou počátečním stádiem v tvorbě rašeliníšť.



Obr. 12: Půdní mapa povodí horní Otavy

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), ČZU (2014), vlastní zpracování

2.6 Biogeografické poměry

Šumava se z biogeografického členění řadí do provincie střeoevropských listnatých lesů, do hercynské podprovincie, a dále spadá do Šumavského bioregionu. Nachází se zde mnoho významných a chráněných druhů rostlin a živočichů, díky čemuž je na většině území Šumavy vyhlášen národní park s plochou 680 km².

Relativně dobře zachovaná a přirozená krajina Šumavy je typická svým hustým porostem smrčín, které jsou zde přirozené vzhledem k abiotickým i biotickým podmínkám. Právě klimaxové smrčiny však najdeme jen na nejvyšších hřebenech. V nižších polohách se nachází květnaté acidofilní horské bučiny nebo azonální společenstva, jako jsou právě rašeliniště. Dnešní podoba Šumavy je antropogenně ovlivněná. Vyskytuje se zde několik ploch tzv. sekundárního bezlesí v podobě luk a pastvin. Ovlivněna je i druhová skladba lesních společenstev, kdy smrková společenstva dominují na úkor např. bučiny (Kindlmann, Matějka, Doležal 2012).

V zájmovém území zaujímají nejvyšší podíl jehličnaté porosty s dominancí smrku, dále zde můžeme najít odlesněná území, která vznikla antropogenní činností, která dnes mají charakter bezlesích plání. Nachází se typicky v okolí vodních toků. Nalezneme zde také určité oblasti, které jsou výrazně zasaženy přírodními disturbancemi. Tato území se nacházejí hlavně na hranici s Německem v blízkosti rozvodí (Janík, Romportl 2016). Dle Čady et al. (2016) je primárním disturbančním procesem ve vyšších polohách nad 1 150 m n. m. vítr. Větrné disturbance jsou v této oblasti významnější než sekundární kůrovcové kalamity, které jsou taktéž důležité, ale většinou nejsou tak plošně rozsáhlé. Důležitým prvkem je zde aspekt návětrné a závětrné strany. Poslední významnou disturbanční událostí byl orkán Kyril z roku 2007, který výrazně zasáhl rozsáhlá území chráněných lokalit a dodnes jsou jeho následky pozorovatelné v krajině.

3. METODY STRUKTURNĚ-GEOMORFOLOGICKÉHO VÝZKUMU

Na formování reliéfu a krajiny, tak jak jí známe a můžeme pozorovat dnes, má velký vliv několik faktorů. Dnešní podoba krajiny je výsledkem dlouhého vývoje, který je podmíněn působením endogenních a exogenních činitelů na geologicky vytvořený základ. Výsledkem těchto geomorfologických procesů je georeliéf, který je stále pod vlivem dalšího koloběhu procesů. Strukturní geomorfologie se zabývá zkoumáním vztahů mezi vnitřním složením a stavbou Země a povrchovými tvary georeliéfu. Dnešní podoba Šumavy je výsledkem široké škály procesů, které se podílely na jejím formování v průběhu tisíců až miliónu let.

Velký význam pro výzkum hlavních etap strukturně-geomorfologického vývoje má sledování morfostruktur daného území. Rozdíly v morfologii dané oblasti závisejí na různém vývoji struktur, kdy mezi vývojem reliéfu a strukturami zemské kůry existuje úzká vazba. Dle Demka (1987) jsou strukturní tvary reliéfu přímo závislé na morfostrukturaře, jejíž vývoj je daný vývojem reliéfu a jednotlivými strukturami zemské kůry. Morfostrukturu dále označuje jako strukturně geologický základ reliéfu (horniny a vlivy tektoniky), na kterém poté vlivem neotektoniky a exogenních procesů vzniká georeliéf. Demek (1987) pak rozlišuje morfostruktury na aktivní a pasivní, kdy pasivními morfostrukturami označuje horniny a vlivy starší tektoniky. Aktivními morfostrukturami pak označuje neustálý proces tektonických procesů, tedy pohybu litosférických desek, který zapříčiňuje různě rychlé cykly tektonické deformace. Ty díky různým spojitým i nespojitým tvarům a různým rozměrům způsobují horizontální a vertikální zdvihy a poklesy jednotlivých segmentů zemské kůry, mezi nimiž pak vznikají zlomové struktury a tektonické poruchy.

Dle Demka (1987) ovlivňuje geologická struktura georeliéf pevnin čtyřmi základními způsoby:

- a) litologickým složením hornin, které ovlivňuje vlastnosti hornin,
- b) úložnými poměry hornin (vodorovným uložením, zvrásněním, rozlámáním – charakterem zlomových struktur),
- c) střídáním hornin, kdy například homogenní složení hornin vede k jednotvárnosti reliéfu, naopak střídání hornin různé odolnosti vede ke vzniku pestrého reliéfu
- d) a aktivními vertikálními a horizontálními epirogenetickými a orogenetickými pohyby zemské kůry, které vedou ke zrychlení nebo zpomalení vývoje reliéfu.

3.1 Morfostrukturní analýza reliéfu

Geologická struktura má na podobu reliéfu významný vliv. Pro přiblížení vztahů mezi geologickou strukturou, strukturními a litologickými poměry a výsledným reliéfem slouží metody morfostrukturní analýzy. Morfostrukturní analýza se zabývá vlivem projevů tektoniky a geologických struktur na reliéf. Díky jejím metodám můžeme ve sledovaném území vymezit oblasti s podobnou genezí reliéfu neboli základní morfostrukturní jednotky, které v širším kontextu zahrnují jednotlivé morfostruktury (Štěpančíková 2007).

S implementací těchto metod se začalo v 50. až 60. letech 20. století, kdy ruský geomorfolog Gerasimov zavedl termín morfostruktura a poté došlo k rozvoji metod morfostrukturní analýzy (Pánek 2004). Nový rozměr a další rozmach těchto metod pak přinesla dostupnost digitálních dat, jako je digitální model reliéfu (DMR) a z něho odvozené parametry reliéfu, což umožňuje poměrně přesné výpočty, které byly dosud nepředstavitelné. S postupem doby se zpřesňuje i rozlišení digitálních modelů, a tedy i výsledných dat.

Metod morfostrukturní analýzy je hned několik a zpravidla je můžeme roztrždit do několika kategorií. Rozlišovat můžeme metody na geomorfologické, které zkoumají morfostruktury od výsledného georeliéfu po struktury, nebo na negeomorfologické, které postupují právě naopak, tedy od struktury po dnešní podobu georeliéfu (Kusák 2017). Štěpančíková (2007) také rozlišuje kategorie metod morfostrukturní analýzy a dělí je na dvě hlavní skupiny, a to metody založené především na terénním výzkumu a dále morfometrické metody, které jsou založené převážně na analýzách v prostředí GIS nebo za využití dálkového průzkumu. Fiala (2005) se ve své práci zaměřuje na nejvíce využívané metody českých a slovenských geomorfologů. Fiala (2005) konstatuje, že mezi běžně používané metodické postupy patří využití většiny dílčích metod morfostrukturní analýzy na vybraném území a vzájemné porovnání jejich výsledků mezi sebou. Díky tomuto srovnání můžeme získat komplexní informaci o povaze zkoumaného území. Komplexní zhodnocení jednotlivých výsledků strukturní analýzy nám může přinést informaci o vývoji a stavu struktur zájmového území (Jelínek 2004).

Níže bych ráda představila hlavní metody morfostrukturní analýzy reliéfu, které jsou nejčastěji zmiňovány v literatuře. Pro přehlednost je zde rozdělím podle členění, které ve svých pracích zmiňují i Štěpančíková (2007) a Fiala (2005). Tyto metody rozdělím na dvě hlavní skupiny, kdy první skupina zahrnuje metody založené na terénním výzkumu, druhou skupinu budou představovat metody, které se zpracovávají v prostředí GIS a které jsou založené převážně na analýze digitálního modelu reliéfu.

3.1.1 Metody morfostrukturní analýzy založené na terénním výzkumu

a) Analýza strukturních tvarů

Strukturní svahy vznikají v závislosti na úložných poměrech nebo výskytu ukloněných tektonických struktur. Ty dle Demka (1987) můžeme členit následovně:

- reliéf na horizontálně uložených horninách, který je typický pro nezpevněné sedimenty, bývá méně členitý a vytváří tzv. reliéf tabulí, kdy se na vrchu mohou nacházet strukturní plošiny. Ty vznikají převážně existencí odolnější vrstvy, vznikají tak ostrá a hluboká kaňonovitá údolí, na jejichž svazích se nacházejí strukturní stupně.
- reliéf na ukloněných horninách. Tyto nepravidelné, asymetricky ukloněné elevace se dělí podle sklonu vrstev na kvesty, monoklinální hřbety nebo na kozí hřbety.
- reliéf na zvrásněných horninách, kde vlivem tlaků dochází k spojitě deformaci hornin a následnému pronutí či vyklenutí hornin. Vznikají tím typické tvary jako jsou pánve, klenby nebo vrásky.
- reliéf na rozlámaných horninách, kdy opět vlivem tlaků dochází tentokrát k nespojitě deformaci za vzniku puklin a zlomů a vzniká tak kerný reliéf. Z hlediska strukturních tvarů jsou pak významné zlomové svahy s případným tektonickým zrcadlem, facety a pozice zlomové čáry.

Všechny výše jmenované typy strukturních tvarů sebou nesou určitá specifika, která jsou spojená s jejich genezí. Jsou mezi sebou vzájemně propojené, takže můžeme dle pozorovaných tvarů pravděpodobněji přiřadit daný vývoj reliéfu a naopak. Všechny vzniklé tvary, které se posuzují v morfometrické analýze, jsou podmíněné danou strukturou. Analýzu strukturních tvarů můžeme dělit na tři základní typy podle posuzování. Jedná se o strukturní svahy, které mohou odhalit přítomnost zlomových svahů, dále strukturní plošiny a třetí jsou strukturní hřbety a vrchy, které vznikají selektivním typem eroze a denudace (Stejskal 2022). Díky

analýze strukturních tvarů lze v zájmovém území určit základní typologické rozčlenění a získat tak přehled o vývoji daného reliéfu, který lze následně srovnat s regionálním geomorfologickým členěním. Lze díky ní také vytvořit podrobnou geomorfologickou mapu daného území (Žižala, Vilímek 2011).

b) Analýza zarovnaných povrchů

Zarovnané povrchy jsou obvykle rozsáhlejší rovinaté oblasti reliéfu. Jedná se o plochy vzniklé erozně denudačními procesy, které protínají horniny s různou odolností (Kusák 2017). Geneze těchto povrchů je velice dlouhá a podmíněná déletrvajícím tektonickým klidem, během kterého vzniká mocná vrstva zvětralinového pláště. Dochází k postupnému zarovnávaní svahů s různou odolností hornin erozně-akumulačními procesy až na bazální zvětrávací plochu. Typů zarovnaných povrchů je několik a většinou se rozlišují dle stáří, rozsahu zarovnaného povrchu, mocnosti zvětralinového pláště nebo hloubky bazální zvětrávací plochy. Dle Demka a Zemana (1979) můžeme ze zarovnaných povrchů rozlišovat peneplén, pediment, pediplén a etchplén, kdy se jednotlivé kategorie liší především formou geneze:

- Peneplén, někdy označovaný jako parovina, je rozsáhlejší zarovnaný povrch bez výraznější výškové členitosti. Nachází se zde mocná vrstva zvětralin a zvětrávání dosahuje na globální erozní bázi, kterou většinou tvoří stálá hladina oceánu.
- Pediment je spodní erozně denudační prohnutá část svahů, kde hlavním činitelem je fluviální eroze.
- Pediplén představuje zarovnaný povrch, který vznikl spojením dvou pedimentů, které erozně působí proti sobě.
- Etchplén vznikl odstraněním zvětralého materiálu (hrubého saprolitu) z povrchu staršího planárního povrchu.

Zarovnané povrchy jsou dobrými ukazateli případné tektonické aktivity. Při zmlazení reliéfu vlivem jeho rozlámání a zdvihových či klesajících pohybů nesou zarovnané povrchy informaci o oblastech, které mívaly stejnou úroveň. V analýze zarovnaných povrchů se posuzují dnešní jednotlivé úrovně a jejich současná nadmořská výška (Jablonská 2013).

K analýze zarovnaných povrchů lze dobře využít analogové ale i digitální mapové podklady. Hojně využívaný je digitální model reliéfu, na kterém lze jednoduše provádět analýzy sklonitosti reliéfu a vymezit oblasti rovin. Velmi diskutovanou otázkou pak je hodnota

sklonitosti, do které se daná plocha bere jako rovina. Obecně se používá hodnota sklonitosti povrchu od 0° do 2°, která je všeobecně používaná a zmiňuje ji několik autorů Demek, Zeman (1979), Jedlička, Mentlík (2003), Křížek, Uxa, Mida (2016). Vždy však záleží na dané lokalitě, proto někteří autoři uvádějí maximální hodnotu sklonitosti až 4°, kde se jedná o zarovnané povrchy zasažené erozí (Král 1985).

c) Analýza údolní soustavy a fluviálních tvarů

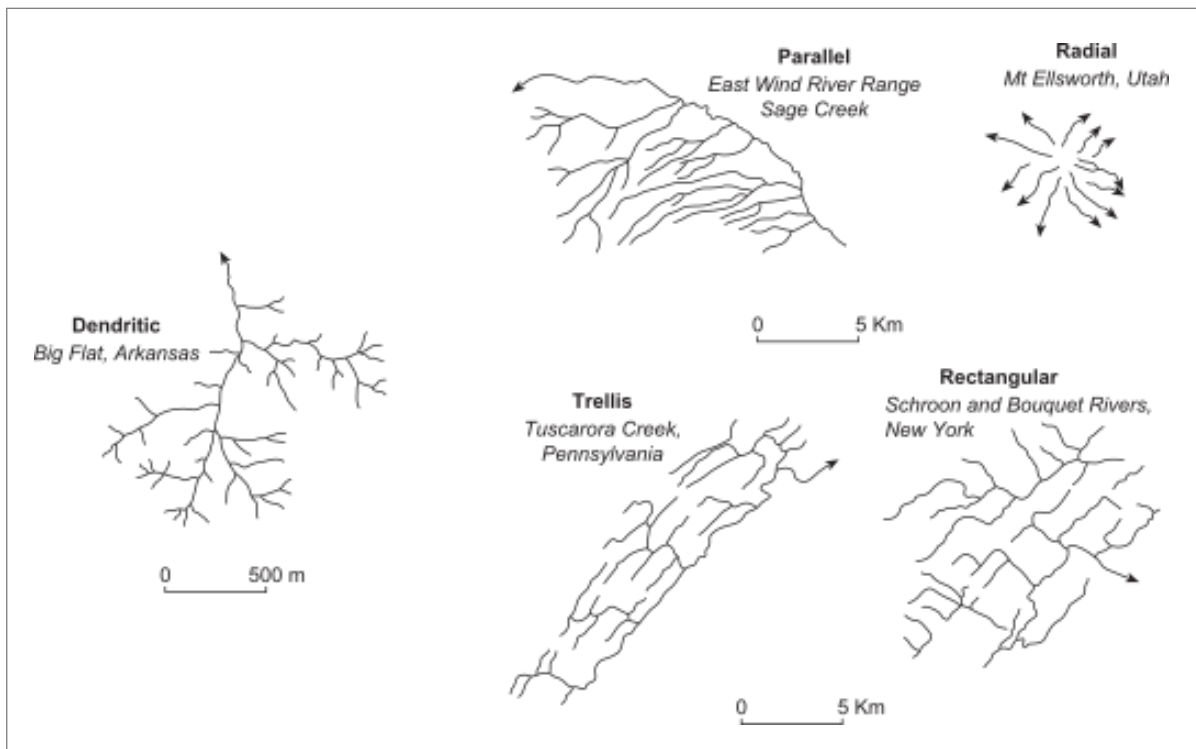
Údolí a údolní síť jsou geomorfologické tvary, které vznikaly činností fluviálních procesů. Vzniklé tvary, včetně samotných údolí a jejich sítí, jsou specifické a jsou skvělými nositeli informací o vývoji reliéfu a jeho případným ovlivněním tektonickou aktivitou a erozně denudačními procesy. Huggett (2011) definuje údolí jako lineární deprese na zemském povrchu, jejich tvar je protáhlý většinou do délky než do šířky. Sklon bývá ve většině případů ve směru proudění, tedy do nižších poloh. Jejich vznik je spojen s fluviální erozí, která však může být doplněna tektonickými procesy. Stejně jako řeky, které vytvářejí síť podle toho, jak se do sebe vlévají, tvoří i údolí síť hlavních a vedlejších údolí podle těchto přítoků. Hydrologickými procesy jsou údolí dále prohlubována a rozšiřována.

Údolní síť můžeme dle tvaru členit na různé typy. Podle Charlton (2007) má hlavní vliv na uspořádání a tvar údolní sítě geologické podloží, půdy, tektonické procesy a klima.

Charlton (2007) dělí údolní síť na 5 základních typů (obr. 13), které jsou založené především na vizuálním uspořádání:

- Dendritická síť je spíše neuspořádaná a nachází se v oblastech bez výraznějších vlivů geologického podloží.
- Paralelní síť se nachází v místech, kde je výrazný sklon či pokles reliéfu regionálního měřítká.
- Mřížkovitá síť (trellis network) je také často asociovaná s významným regionálním poklesem, v tomto případě hraje významnou roli také struktura reliéfu. Například v tektonicky podmíněných oblastech můžeme vidět ohyby údolní sítě, které jsou kolmé na převládající sklon reliéfu.
- Pravoúhlá síť vzniká v oblastech, kde je reliéf ovlivněn strukturami, které jsou na sebe kolmé. Může se také vyskytovat v oblastech, kde se střídají pásma odolnějších a méně odolných vrstev. To platí i pro mřížkovitou údolní síť.

- Radiální síť vzniká vlivem symetrické eroze a odvodňováním vyzdvižených dómů a sopek.



Obr. 13: Základní typy uspořádání údolních sítí, převzato z Charlton (2007), upraveno

Analýza údolní sítě je dobrým indikátorem endogenních i exogenních procesů a je ukazatelem fází vývoje erozních procesů. Vybrané fluvialní tvary mohou být rovněž indikátory vývoje reliéfu. Dle Štěpančíkové (2007) se v rámci analýzy fluvialních tvarů mapují především říční terasy a fluvialní sedimenty. Ty mají specifický způsob ukládání a narušení této kontinuity může upozorňovat na případné procesy.

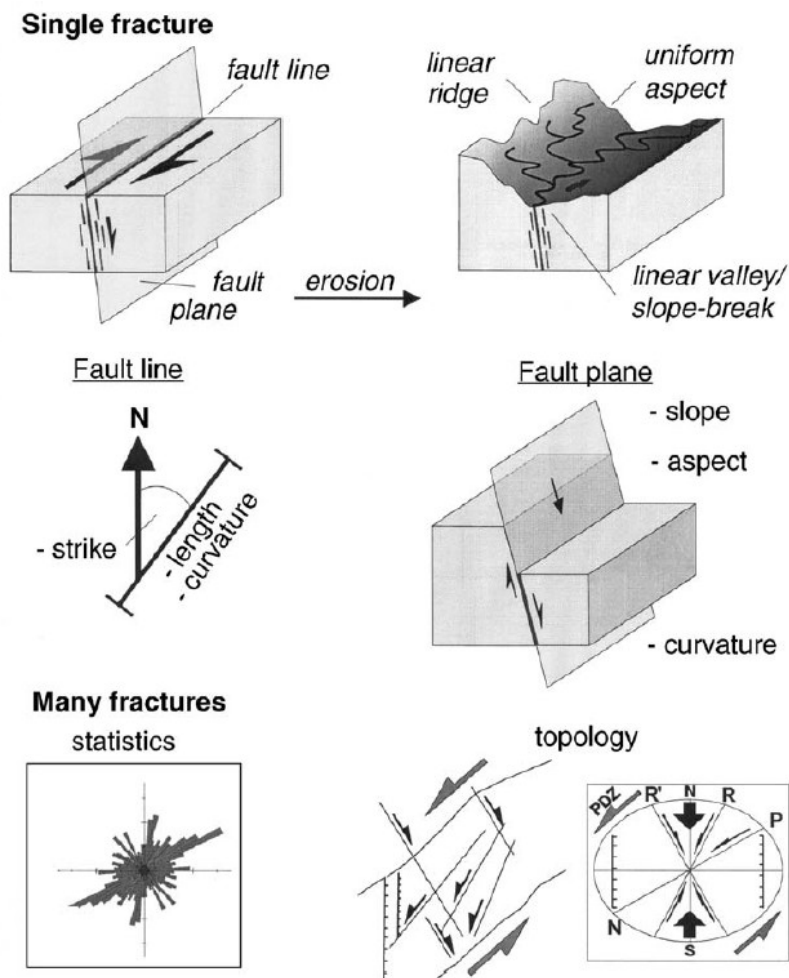
Často využívaná metoda je analýza podélných a příčných profilů údolí doplněná analýzou tvarů a uspořádání údolní sítě nebo určování směrů úseků údolí (Žížala, Vilímek 2011). Při analýze podélných profilů se sestavují profily z geomorfologických map větších měřítek nebo z DMR. Profily se sestavují na základě nadmořských výšek a také se hledají případné anomálie nebo výrazně delší rovné úseky v průběhu profilů. Analýza příčných profilů se někdy spojuje s analýzou svahů (Fiala 2005). Hodnotí se zde souměrnost či nesouměrnost svahů, jejich sklonitost a tvar z profilu. U analýzy údolní sítě se hodnotí celkový tvar, ale také směry vodních toků a jejich srovnání s puklinovou analýzou (Žížala, Vilímek 2011).

Součástí analýzy údolní sítě může být i mapování opuštěných údolí nebo kratších údolních úseků, ve kterých se v dnešní době nenachází vodní tok. Dle Balatky (1993) ukazují opuštěná údolí minulý systém a vývoj říční sítě, ukládání sedimentárních teras a jejich rekonstrukci můžeme zachytit v podélném profilu. Mapování průlomových údolí může také přispět k detailnější charakteristice území, neboť protínají jednotlivé morfostruktury a často se mohou nacházet v oblastech tektonických linií. Vybrané morfometrické charakteristiky hodnotí jednotlivá údolí nebo celé údolní sítě a mohou být součástí morfostrukturní analýzy. Pánek (2004) využívá ve své analýze například hustotu údolní sítě, kde vyšší hodnoty ukazují na oblasti s nižším vertikálním členěním. Dále hodnotí v daném území bifurkační poměr, který ukazuje, jak moc se daná údolí větví a vyšší hodnoty poměru mohou představovat oblasti s recentními tektonickými pohyby.

d) Puklinová analýza

Tato část morfostrukturní analýzy pomáhá určovat přítomnost zlomových struktur v reliéfu, neboť puklinová analýza je výrazně propojená s analýzou zlomů. Horniny pod vlivem určitého napětí mají tendenci ke křehkým deformacím, kdy při překročení dané meze se horniny lámou a vznikají poruchy. Pokud během této deformace dojde také k posunu jednoho bloku vůči druhému, jde o zlom nebo o tektonickou poruchu (Tírlá, Vijulie 2013). Pokud nedojde k žádnému pohybu, nachází se v horninách mnoho menších poruch, které mají stejnou orientaci a nazývají se pukliny (Tírlá, Vijulie 2013).

Pukliny jsou dnes pravděpodobně nejběžnějším typem struktur, které můžeme vidět na dnešním obnaženém povrchu. Vyskytují se v konsolidovaných horninách, ale také v sedimentárních, vulkanických nebo metamorfovaných horninách (Ramsay, Huber, Lisle 1983). Pukliny představují plochy křehkého porušení horninových bloků, na kterých nedošlo k žádnému nebo nedetekovatelnému smykovému posunu. Tyto dva oddělené bloky většinou zůstávají v těsném kontaktu oproti zlomům, u kterých došlo k posunu. Rozdíl mezi mechanismem zlomů a puklin je znázorněn na obr. 14. Pukliny jsou výsledkem tlakových napětí regionální tektoniky, vrásnění, vzniku zlomů nebo uvolněním vnitřního napětí, které vzniká např. zdvihem nebo ochlazením materiálu horninového pláště (Huggett 2011).



Obr. 14: Rozdíl mezi geometrickou a prostorovou analýzou křehkých poruch

Převzato z: Jordan et al. 2005

Puklinová analýza je založená na přítomnosti puklin, které doprovází zlomové tektoniky, a předpokládaný průběh zlomů v reliéfu lze odvodit díky měřené převažující orientaci přílehlých puklin (Balatka, Příbyl 2000). Dle Štěpančíkové (2007) metoda spočívá ve statistickém vyhodnocení naměřených dat, přičemž data se jsou sbíraná na obnažených skalních výchozech, na kterých se měří orientace a případně sklon jednotlivých puklin. Hodnotit se může také četnost naměřených puklin nebo typ materiálu, ve kterém se dané pukliny nacházejí (Kusák 2017). Důležité během terénního sběru dat je, aby nebyla zahrnuta měření skalních bloků, které jsou ovlivněné svahovými procesy, gravitací nebo exfoliačními procesy. V rámci získávání dat pro puklinovou analýzu je vhodné se zaměřit na směr foliace, která ukazuje na paralelní uspořádání struktur v horninách (Petránek et al. 2016). Podél ploch foliace dochází k odlučování a rozpadu hornin, kdy tento proces zanechává na hornině plochy podobné puklinovým plochám. Foliace a její směr může mít důležitý vliv na proces vývoje údolní sítě (Hartvich 2005).

Velmi přínosná může být také zlomová analýza, která se podobně jako puklinová analýza může provádět měřeními obnažených zlomů či analýzou podkladových map, jako jsou geologické mapy s vyznačenými tektonickými liniemi (Štěpančíková 2007). Obě analýzy, puklinová i zlomová, jsou vzájemně provázané. Zlomová analýza navíc může být důležitá pro pochopení vývoje svahů, neboť dle Fialy (2005) je právě zlomový svah významným ukazatelem zlomové tektoniky. Pro doplnění obou analýz jsou vhodné výsledky geofyzikálního průzkumu, které v dané lokalitě mohou pomoci odhalit přítomnost zlomů.

e) Analýza morfolineamentů

Termín lineament nebo morfolineament se používá pro výrazný prvek liniového tvaru na zemském povrchu. Typickými geomorfologickými projevy lineamentů jsou přímá údolí říční sítě nebo přímé úseky údolní sítě, linie hřbetů a sedel. Lineamenty mohou vzniknout díky kontrastní hranici, která ukazuje na výraznou změnu v horninovém složení, půdním typu nebo náhlými změnami v topografii, jako jsou terénní hrany (Prasad, Jain, Gairola 2013). Tyto jevy mohou být výsledkem celé škály strukturních jevů jako jsou zlomy, soubor puklin, vrásy, foliace či trhliny.

Pro analýzu těchto lineamentů je potřeba jejich vymezení. Podle zvolené vymežovací metody můžeme dle Minára a Sládka (2009) rozlišovat lineamenty na morfolineamenty, fotolineamenty a topolineamenty. Morfolineamenty se rozumí lineamenty, které byly vymezeny na základě vlastností zemského povrchu nebo DMR, tedy reliéfu. Fotolineamenty jsou lineamenty, které byly vymezeny pomocí leteckých nebo satelitních snímků a topolineamenty jsou lineamenty vymezené na základě topografických map, kde se sleduje hustota vrstevnic. Morfolineamenty mohou představovat povrchové promítnutí jednotlivých zlomů litosférické desky a litologických hranic (Šilhavý et al. 2016). Někteří autoři využívají k vymežování morfolineamentů tzv. vizuální interpretace na základě srovnání několika mapových podkladů a/nebo stínovaného reliéfu odvozeného z DMR (Žížala, Vilímek 2011), (Roštínský, Pospíšil, Švábenský 2013). Batayneh, Ghrefat a Diabat (2012) vymežovali lineamenty nad mapou gravitačních anomálií. Navrhnuté lineamenty jsou porovnávány dále s geologickou mapou. Cílem je také odstranit chybně určené lineamenty, které mají původ např. z litologického rozhraní nebo mají antropogenní původ. Využívá se také metoda určení lineamentů pomocí

analýzy DMR nebo metod dálkového průzkumu, kde se využívá automatického vymezení lineamentů a diskutují se jednotlivé metody a jejich přesnost Hung, Batelaan, De Smedt (2005), Prasad, Jain, Gairola (2013), Kusák (2017), Šilhavý et al. (2016).

Analýza morfolineamentů pak, po samotné identifikaci a vymezení ať už na základě mapových podkladů nebo DMR, spočívá dle Ekneligoda a Henkela (2006) v získání prostorových vlastností morfolineamentů. Takovými vlastnostmi může být jejich délka, orientace, vzdálenost nebo hustota. Třetím krokem je pak samotná interpretace morfolineamentů, jejich vlastností a dopadu na vývoj reliéfu.

3.1.2 Metody morfostrukturní analýzy založené na analýze digitálního modelu reliéfu

Morfostrukturní metody založené na analýze digitálního modelu reliéfu (DMR) v prostředí GIS nabízí jednu velkou výhodu oproti terénním metodám. Není totiž nutný sběr dat v terénu, čímž může být efektivnější především v plošně rozsáhlejších územích. Hlavní užitečnost při využití GIS spočívá v relativně snadném a rychlém vytváření kvantitativních a georeferencovaných databází, které mohou mít vysoké rozlišení (Rebai et al. 2014). Další výhodou je automatizace veškerých procesů. Dříve se morfometrické analýzy prováděly nad mapovými podklady, které s rozvojem GIS nejsou tolik efektivní (Jedlička, Mentlík 2002). Pomocí GIS lze provádět různé morfometrické metody a lze tím pozorovat vývoj krajiny, která reaguje na množství endogenních i exogenních procesů.

Při analýzách DMR je důležitá kvalita vstupních dat, která mohou mít vliv na povahu výsledků. Někteří autoři (Housarová, Mentlík 2004) berou jako vstupní data vrstevnice z digitálního modelu území, které pak převedou na bodovou vrstvu. Z bodové vrstvy lze pomocí interpolačních metod vytvořit DMR požadovaného rozlišení. Z výsledného DMR se poté analyzují jednotlivé morfometrické charakteristiky reliéfu. Výhodou morfometrických parametrů reliéfu je dle Pánka (2004) vzájemná porovnatelnost a statistické zhodnocení výsledných hodnot pro rozlehlejší území. Mohou být také vhodným doplněním terénních metod.

Analýza morfometrických charakteristik

Mezi často využívanou metodu patří analýza sklonů, kterou lze velmi jednoduše odvodit z DMR v prostředí GIS. Každý pixel rastrového modelu představuje hodnotu sklonu a jeho směr. Na základě hodnot sklonitosti lze dané území rozdělit do dílčích intervalů. Z analýzy sklonů lze určit velmi rovné oblasti s malým sklonem. Obvykle se pro roviny a zarovnané povrchy udává hodnota do 2° sklonu (Křížek, Uxa, Mida 2016). Nebo naopak analýzou sklonů se hledají oblasti s vysokým sklonem, u kterých může být předpoklad, že jsou podmíněné tektonickými procesy. Oblasti vyšších sklonů mohou v rámci morfostrukturní analýzy představovat geomorfologické linie (Jedlička, Mentlík 2003). Na základě zjištění sklonitosti reliéfu, lze pak dále v prostředí GIS vytvářet další analýzy např. orientace nebo insolace.

Další metodou pro morfometrickou charakteristiku území je metoda izobazit, která je založená na interpretaci a zhodnocení map s vykreslenými liniemi povrchových bází. Dle Balákové (2004) jsou izobazity sestrojovány pomocí míst protnutí vrstevnic o stejné hodnotě s linií údolnice, která má definovanou řádovost podle Strahlerova dělení. Tato metoda je vhodná pro získání představy o podobě a případném minulém vývoji reliéfu před jeho rozčleněním.

K získání přehledu o minulé podobě reliéfu slouží také metoda Strahlerova hypsometrického integrálu, který pomocí hypsometrie určuje, jak mohl reliéf vypadat před působením erozně denudačních procesů, které zapříčinily odnos velkého množství materiálů. Vhodný je především u oblastí, kde je předpoklad zdvihové tendence části reliéfu.

4. METODIKA

V této části práce budou shrnuty metody, které byly využity pro zhodnocení zájmového území z hlediska strukturních, tektonických a morfometrických charakteristik.

Zájmové území práce, tedy povodí Modravského a Roklanského potoka až po jejich soutok v obci Modrava, bylo vybráno po dohodě se školitelem. Jedná se o specifickou oblast pohoří Šumava, neboť ačkoliv je území situováno do poměrně značné nadmořské výšky (975 – 1 373 m n. m.), jedná se převážně o velmi plochý reliéf. Dle Vlčka et al. (2016) má až 90 % území sklon do 10°. Podobným zájmovým územím se zabývají některé práce nejčastěji s hydrologickým Čurda, Janský, Kocum (2011), Kocum (2012). Cílem práce je systematicky analyzovat zájmové území a zhodnotit ho z hlediska strukturně-geomorfologických charakteristik doplněných o morfometrické metody.

4.1 Rešerše odborné literatury

Rešerše odborné literatury je rozdělena do dvou hlavních částí. První část je regionální, která se zabývá fyzicko-geografickou charakteristikou, a druhá tematická je zaměřena na metody strukturně-geologického výzkumu. Fyzicko-geografická charakteristika a shrnutí současného stavu poznání zájmového území jsou nezbytným základem této práce pro pochopení vývoje reliéfu. Při zpracování tohoto přehledu se rešerše věnuje zhodnocení širšího okolí, v tomto případě pohoří Šumavy a Šumavských plání tak, aby zájmové území bylo umístěno do širšího kontextu. Postupně se charakteristika zužuje na popis zájmového území, který je doplněn tematickými mapami a grafy. Druhá část rešerše odborné literatury se zaměřuje na přehled metod strukturně-geologického výzkumu, který vychází z členění podle Štěpančíkové (2007), ale je doplněn o další vhodné nebo používané metody.

Pro vytváření mapových podkladů a grafů v této práci byla použita tato data:

- EU-DEM v1.1 Copernicus – digitální model terénu v rozlišení 25 m
- DIBAVOD – digitální báze vodohospodářských dat
- ArcČR 500 verze 3.3 – digitální geografická databáze
- Geologická mapa ČR 1 : 25 000 – ČGS
- Geologická mapa ČR 1 : 50 000 – ČGS

- Půdní mapa ČR 1 : 250 000 - ČZU
- Hydrologická data denních průtoků Qd na limnigrafické stanici Modrava (Vydra) ČHMÚ pro hydrologické roky 1981 až 2019
- Klimatická data průměrných měsíčních teplot a srážek pro klimatickou stanici ČHMÚ Churáňov pro roky 1953 až 2021

4.2 Terénní průzkum

V rámci získávání dat pro puklinovou analýzu byl pro potřeby této práce proveden terénní průzkum a terénní měření na vybraných lokalitách. Před tím však bylo zapotřebí vhodné vytipování samotných lokalit, neboť zájmové území je značně rozsáhlé (89 km²) a přemodelované erozně denudačními procesy. Vytipování vhodných lokalit proběhlo pomocí důkladného seznámení se s veškerými dostupnými mapovými podklady. Mezi základní mapové podklady lze zařadit geologickou mapu ČR v měřítku 1 : 25 000 (GEOČR25) od ČGS, která provádí mapování od roku 1999 a ke každé oblasti vytváří i obsáhlou legendu (ČGS 2019). Dále k hlavním mapovým podkladům patří Základní mapa v měřítku 1 : 10 000 od ČÚZK, která patří k nejdetailnějším a DMR 5G, jehož online verze je dostupná k prohlížení včetně základních analýz sklonitosti a stínovaného reliéfu na geoportálu ZABAGED®.

Mezi další mapové podklady, které byly využity pro vytipování a posuzování vhodných lokalit byly použity:

- Mapy.cz (online)
- Geologická mapa 1 : 50 000 (GEOČR50)

Skalním výchozem se myslí zapojené horniny, které vystupují na povrch a nejsou zakryté (Petránek et al. 2016). Je tedy možné je studovat a provádět měření. Ve zmíněných mapových a dalších podkladech pak byly vyhledávány jakékoliv indikátory přítomnosti skal, skalisek nebo skalních výchozů v zájmovém území. Vyznačených nebo viditelných skalních výchozů se v mapách nenacházelo mnoho, proto byly různé mapové podklady porovnány mezi sebou a také se stínovaným reliéfem a sklonitostí DMR 5G, která má rozlišení 2 m. Z těchto podkladů byly vytipované oblasti s vysokým sklonem, často v okolí údolí, kde se vodní toky zařezávají do svahů. Na mapách stínovaného reliéfu byly vyhledávány jakékoliv náznaky skalních bloků a nepravidelných tvarů v reliéfu.

Stěžejní částí práce je terénní výzkum, během kterého bylo prováděno strukturní měření puklin na skalních výchozech. Terénní průzkum a puklinové měření proběhlo na jaře roku 2022, kdy byly postupně měřeny vytipované lokality. V terénu byl prováděn také průzkum s cílem hledání dalších lokalit nebo důkladnější prohledávání rozsáhlejších lokalit. Při nalezení skalního výchozu byla ještě posuzována jeho velikost a zapojení do skalního podloží, aby byl daný výchoz opravdu in situ. Na místě se dále posuzovalo, zda není skalní výchoz posunut nebo ovlivněn svahovými nebo gravitačními procesy. Poté byla lokalita očíslována a byla zaznamenána její GPS souřadnice pomocí mobilní aplikace Mapy.cz. Měření puklin probíhalo pomocí geologického kompasu, s jehož pomocí byly měřeny veškeré pukliny na daném výchozu. U každé pukliny byl zaznamenán její směr sklonu a sklon plochy. Celkem bylo naměřeno 701 hodnot na 20 lokalitách po celém zájmovém území.

4.3 Puklinová analýza

Výsledné hodnoty puklinové analýzy byly zpracovány pomocí programu MS Excel, kde byla data uspořádána. V případě, že bylo měřeno geologickým kompasem v grádech, byly hodnoty převedeny na stupně. Veškeré naměřené hodnoty bylo potřeba upravit o magnetickou deklinaci, která popisuje odchylku magnetického severního pólu od skutečného zeměpisného severního pólu. Magnetická deklinace závisí na dané zeměpisné poloze a také času měření, neboť se v průběhu času mění. Z naměřených hodnot azimutů puklin byly odečteny 4° dle podkladů NOAA (2022). Data byla z MS Excel exportována do programu Stereonet (2022), ve kterém byla data dále upravována. Směry sklonu puklin byly odečtením 90° převedeny na směry puklin. Směry puklin pak byly vyneseny do růžicových diagramů tak, aby oba protilehlé směry každé pukliny měly stejnou váhu a výsledné růžicové diagramy byly symetrické. Interval orientace byly vymezeny po 10° . Pro zhodnocení sklonů poruchových systémů byly doplnkově vytvořeny stereografické projekce poruch v Lambertovo plochojevném zobrazení. Ve stereografické projekci jsou vzhledem k velkému množství naměřených dat jednotlivé pukliny znázorněny jako póly ploch. Póly ploch mají z principu projekce v diagramu opačný azimut než směry sklonu. Póly ploch ležící na vnějším okraji diagramu představují plochy se sklonem 90° a póly ploch ležící ve středu diagramu představují plochy horizontální. Pomocí funkce *contour* byly vytvořené hustotní izoliny, které představují míru koncentrace pólů ploch. Tato centra, ve kterých se póly ploch koncentrují, naznačují nejčastější orientace naměřených poruch. Výsledné grafy směrových růžic a stereografických projekcí byly pro porovnání vytvořeny zvlášť pro každou lokalitu a zároveň pro všechny lokality najednou.

4.4 Analýza morfolineamentů

Analýza morfolineamentů neboli liniových prvků reliéfu spočívá v identifikaci těchto přímočarých prvků v reliéfu. Ty mohou být představovány dle Štěpančíkové (2005) přímočarými úseky svahů, údolí, sedel nebo hřbetů. Dále také terénními hrany, stupni, řadou pramenů nebo hydrologickými uzly. Pro identifikaci morfolineamentů byly použity podkladové mapy z geoportálu ČÚZK, ze kterého byly přidány do programu vrstvy odvozené z DMR 5G s rozlišením 2 m stínovaného reliéfu, sklonitosti, orientace svahů. Dále byly přidány topografické mapy také z geoportálu Základní mapy v měřítku 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Z těchto podkladů byly v programu ArcGIS Pro identifikovány morfolineamenty a v atributové tabulce byl pro vytvořené linie spočítán azimut pomocí funkce *calculate geometry*. Pro účely této práce byly vybrány pouze morfolineamenty delší než 1 000 m s ohledem na měřítko zájmového území. Výsledné hodnoty byly zpracovány v programu Stereonet, kde byl vytvořený graf směrové růžice a hodnoty uspořádány do intervalů po 10°. Hodnoty byly také zpracovány v programu Excel s ohledem na váhu jejich délek a opět zobrazeny v grafu směrové růžice po 10°. Morfolineamenty jsou pro potřeby dalších analýz, hlavně v analýze údolní soustavy, považovány za neprokázané zlomy, které byly určeny na základě viditelných projevů v reliéfu.

4.5 Analýza zlomové tektoniky

Pro potřeby analýzy zlomové tektoniky byl vytvořen růžicový diagram všech zlomových struktur, které odečteny z geologické mapy 1 : 25 000 (GEOČR) a z mapy 1 : 50 000 oboje od České geologické služby. Zlomové linie byly vytvořeny v programu ArcGIS Pro se zachováním členění zlomů na ověřené, zakryté a předpokládané. V atributové tabulce byly pomocí funkce *calculate geometry* zjištěny hodnoty směrů linií (azimut). Tyto hodnoty byly převedeny do programu Stereonet (2022), kde byl vytvořen výsledný graf směrové růžice a výsledné hodnoty rozděleny do intervalů po 10°.

4.6 Analýza údolní soustavy

Analýza údolní soustavy spočívala ve vytvoření podélných profilů zvláště pro povodí Modravského potoka a zvláště pro povodí Roklanského potoka. V obou povodí byly vybrány nejdelší významné přítoky těchto toků. Nadmořské výšky byly odečteny z DMR 5G po délce 1 m. Data byla následně zpracovávána v prostředí Microsoft Excelu, kde byly podélné profily jednotlivých toků sloučeny dle povodí a byly vytvořeny XY grafy.

Pro všechny vybrané potoky byly vypočítány také SL indexy. Ty se používají k hodnocení toků různé řádovosti, hodnocení rozdílu mezi rovnovážnými či nerovnovážnými úseky v rámci podélného profilu, a to i na relativně krátkých tocích Sarkar et al. (2021). Jako první použil tuto metodu Hack (1973), který tento index definoval jako:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} * L,$$

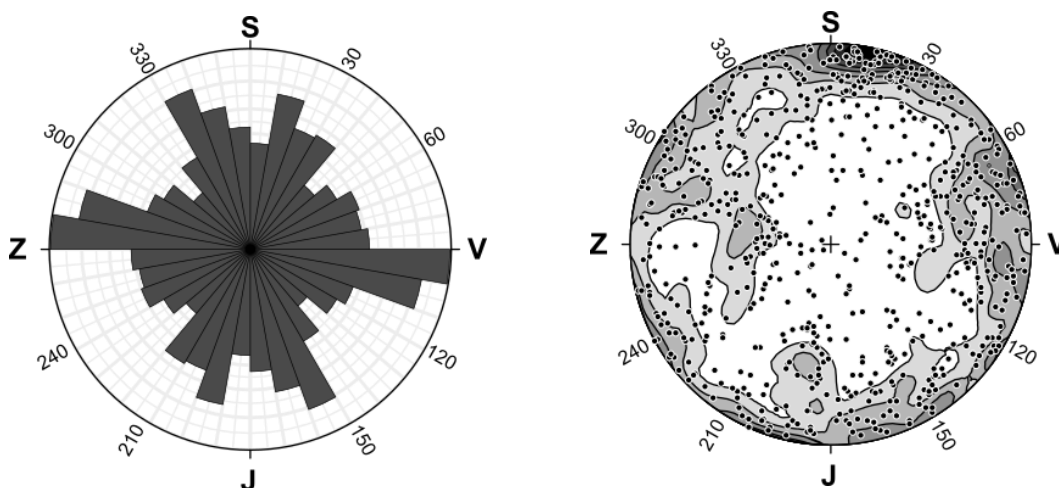
kde ΔH je změna nadmořské výšky v úseku, ΔL je délka úseku a L je celková délka od pramene po střed počítaného úseku. SL index byl počítán pro úseky dlouhé 10 m, jejichž nadmořské výšky byly opět odečteny z DMR 5G. SL index byl dále počítán v programu Microsoft Excel, kde byly hodnoty vyjádřeny v závislosti na kilometrāži hlavního toku v daném povodí pomocí XY grafu. Kilometrāž byla použita podle podélných profilů pro vhodné srovnání. Oba výsledné grafy byly zobrazené pod sebou a v programu Inkscape a do podélných profilů byly znázorněny veškeré linie zlomů a morfolineamentů, které daným potokem prochází. Výsledné hodnoty SL indexu byly porovnávány s mapou sklonitosti a geologickou mapou (1 : 25 000). Zvýšená pozornost byla dána hodnotám SL indexu nad 200, pro které byly hledány příčiny. Pokud se v místě lokálního maxima nenacházela litologická hranice nebo pokud se nejednalo o místo zvýšené eroze (soutok) a toto maximum korelovalo s průchody zlomů či morfolineamentů, byly tyto tektonické linie označeny za potenciálně aktivní zlomy (Troiani et al. 2014).

5. GEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ

5.1 Puklinová analýza

Puklinová analýza zahrnovala měření puklin na vybraných skalních výchozech pomocí geologického kompasu. Celkem bylo vybráno 20 lokalit, na kterých bylo naměřeno 701 hodnot směrů sklonu a sklonu puklinové plochy. Většina vybraných lokalit se nachází ve vrcholových částech zájmového území. Jedná se buď o samotné vrcholy nebo se lokality nacházejí v těsné blízkosti vrcholu. Většina ostatních lokalit leží v blízkosti vodních toků při úpatí svahu nebo v jeho strmější části (L1, L2, L4, L5). Nejvíce lokalit se nachází v severovýchodní části území v okolí Modravy a Filipovy Huti, dále také v západní části v okolí Medvědí hory (viz obr. 16 níže).

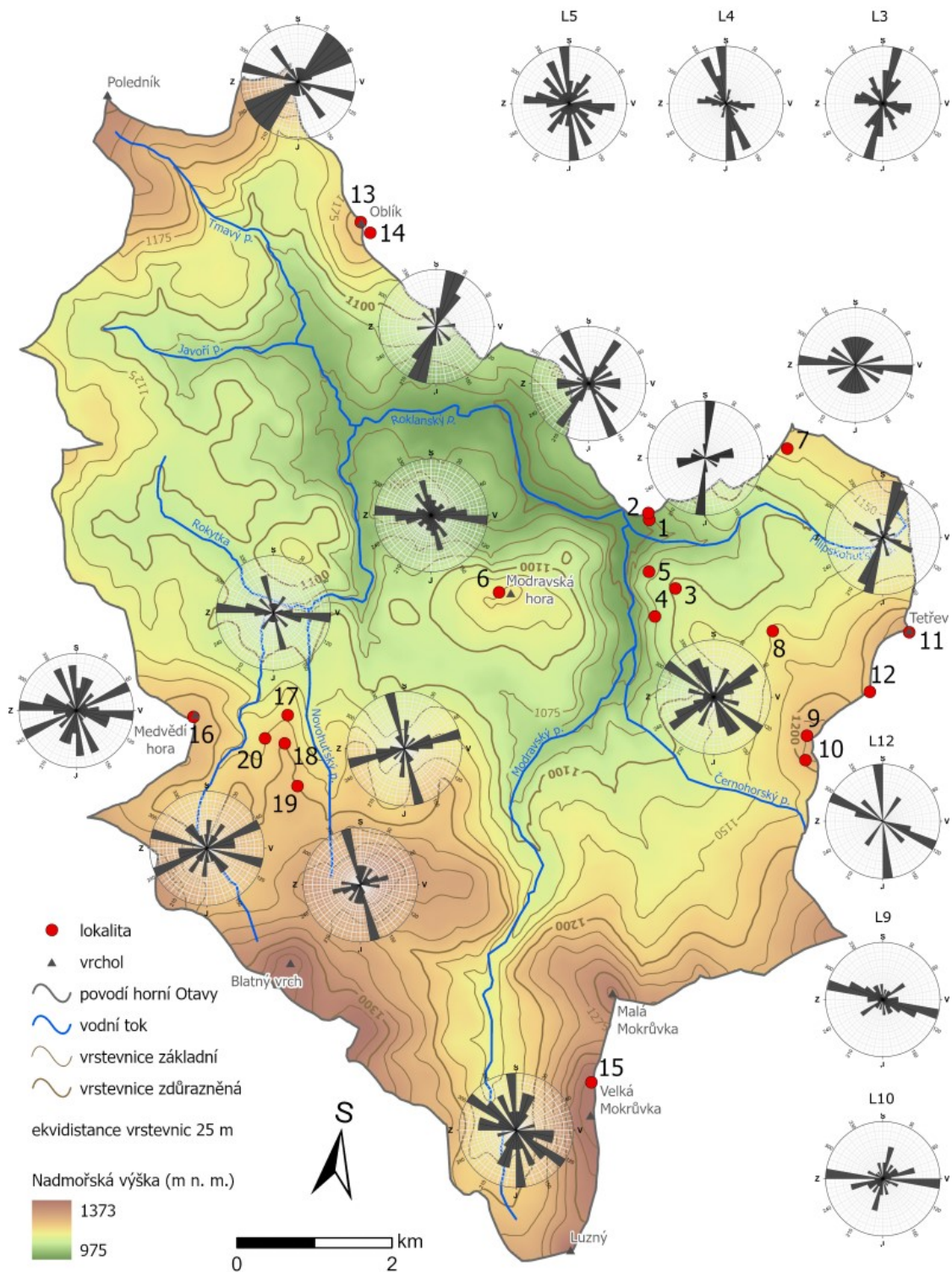
Výsledky puklinové analýzy jsou vidět na obr. 15, na kterém vidíme směrovou růžici naměřených ploch poruch a také stereografickou projekci pólů ploch. Stereografická projekce je přidána ke každé směrové růžici pro ověření, že se na dané lokalitě nevyskytuje více puklinových systémů o stejné orientaci, ale jiném sklonu.



Obr. 15: Souhrnný růžicový diagram s orientacemi poruchových ploch a stereografická s pólů ploch pro všechny lokality, celkový počet hodnot je 701

Hlavním směrem puklinové analýzy je jednoznačně V–Z (90–110° a 270–290°). Dalším dominantními směry jsou SSV–JJZ (10–50° a 190–230°) a dále také JJV–SSZ (150–170° a 330–350°). Všechny ostatní směry jsou zastoupené v menší míře a nenachází se zde žádný

interval směru sklonu, který by nebyl zahrnut. Ve většině případů mají lokality sklon puklinových ploch v intervalu od 70 do 90°, což dokládá také graf stereografické projekce zahrnující všechny lokality (obr. 15). Jedná se nejčastěji o velmi příkré sklony puklinových ploch. Druhým nejvíce zastoupeným sklonem je v intervalu od 40 do 60°.



Obr. 16: Přehled lokalit s výsledky puklinové analýzy

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), vlastní zpracování

5.2 Výsledky puklinové analýzy dle lokalit

5.2.1 Lokalita 1 – Skála s křížkem

První lokalita (L1) se nachází na území obce Modrava, v její východní části poblíž Klostermannovy chaty (GPS: 49,0243353 S, 13,5012350 V). Jedná se o 5–6 metrů vysoký, kompaktní, ne příliš plošně rozsáhlý skalní útvar, na jehož vrchu se nachází kamenný kříž. Je umístěný v jihozápadně až západně orientovaném svahu, který má hodnoty sklonitosti v intervalu od 5 do 15°. Čelo skalního výchozu, které můžeme vidět na obrázku 17, je tvořeno velkou hladkou puklinou, která je součástí systému puklin se sklonem blízkým 90°, který rozčleňuje skalní výchoz na paralelní bloky.

Na této lokalitě bylo provedeno celkem 12 strukturních měření. Převažující orientace puklinových systémů je přibližně S – J (tedy ve směru 0-10° a 180-190°), dále je zde vidět méně výrazný systém orientací V – Z směrem (80-90° a 260-270°). Naměřený sklon puklinových ploch se pohybuje mezi 70-80°.

5.2.2 Lokalita 2 – Modrava

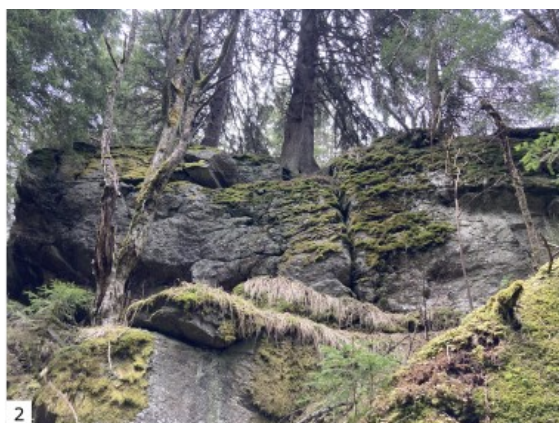
Druhá lokalita (L2) se nachází asi 100 m severním směrem od první lokality v obci Modrava (GPS: 49,0251117 S, 13,5009250 V). Jde o mnohem rozsáhlejší skalisko, s protáhlým liniovým tvarem, které je dlouhé asi 50 m. Nachází se na západně orientovaném svahu, který má sklonitost v rozmezí 5–15°. Tato skála je již více rozrušená a má podobu několika úrovní. Ve spodní části se nacházely spadané nebo odvalené bloky, proto měření probíhalo pouze u horní báze, kde se nacházely méně rozrušené části.

Na této lokalitě bylo provedeno celkem 54 měření. Z růžicového diagramu této lokality můžeme vidět dva velmi výrazné systémy, které jsou na sebe téměř kolmé. První z nich má JV–SZ orientaci (150–160° a 330–340°) a druhý systém má SV–JZ orientaci. Sklon puklinových ploch je u většiny lokalit svislý (80–90°), nachází se zde i plochy puklin, které mají sklon mezi 40–60°.

5.2.3. Lokalita 3

Třetí lokalita (L3) se nachází vzdušnou čarou asi 1,2 km na JV od Modravy (GPS: 49,0169437 S, 13,5076002 V). Jedná se o několik menších roztroušených vrcholových skalisek, která však byla příliš malá a rozvolněná a jedno rozsáhlejší, které se nachází při lokálním vrcholu. Sklonitost terénu je u této lokality nižší, nachází se v intervalu od 2–5°, pouze lokálně je sklonitost vyšší. Orientace je více proměnlivá, díky blízkosti vrcholu, nicméně v místě měření se jedná o SZ ukloněný svah. Měřené skalisko představuje 3 hlavní velké bloky, které jsou od sebe oddělené výraznými plochami odlučnosti, jejichž orientace se v jednotlivých blocích opakuje.

Na této lokalitě bylo provedeno 45 měření a z grafu směrové růžice vidíme jasně dominantní S–J (350–0° a 170–180°) směr systému puklin, který je ještě podpořen JV–SZ směrem. Sekundárně je ještě vidět málo dominantní V–Z systém. Sklon puklinových ploch je zde nejčastěji mezi 60–70°.



Obr. 17: Fotografie lokalit 1–4, zdroj: archiv autorky

5.2.4 Lokalita 4

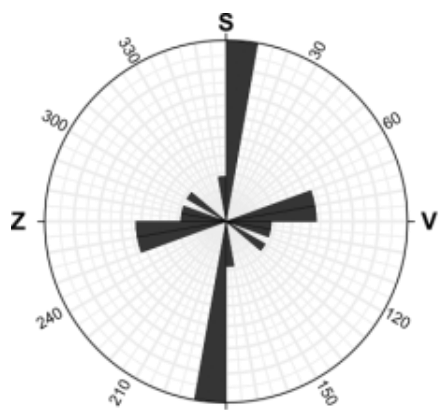
Další lokalita (L4) se v údolí Modravského potoka v blízkosti Filipiskohutské stráně. Jedná se o lokalitu ve více svažitém terénu, kde se nacházely dva hlavní skalní výchozy, kdy oba tvořili lokální vyvýšeninu a byly protáhlé kolmo na sklon svahu (GPS: 49,013693 S, 13,50229 V). Blízký bezejmenný potok, který je pravostranným přítokem Modravského potoka, zde tyto vyvýšeniny obtéká. Sklonitost svahu se zde pohybuje v intervalu od 15–25° a jedná se o JZ až Z ukloněný svah při spodní části svahu.

Bylo zde provedeno celkem 69 měření geologickým kompasem. Převládající směr systému puklin je zde jednoznačně SSV a JJZ (10–20° a 190–200°). Můžeme zde vidět ještě celkem výrazný sekundární systém V–Z (90–110° a 270–290°). Sklon puklinových ploch je nejčastěji v rozmezí 80–90°, tedy téměř vertikální. Dále lze na obr. 18 vidět skupinu ploch se sklonem v rozmezí 50–60°.

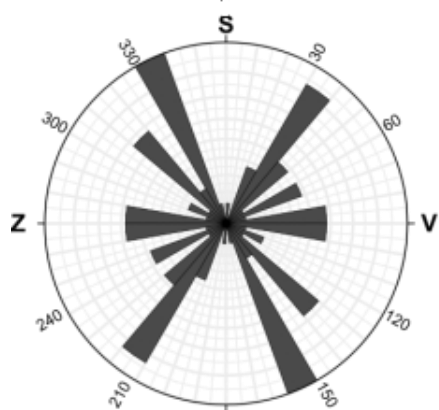
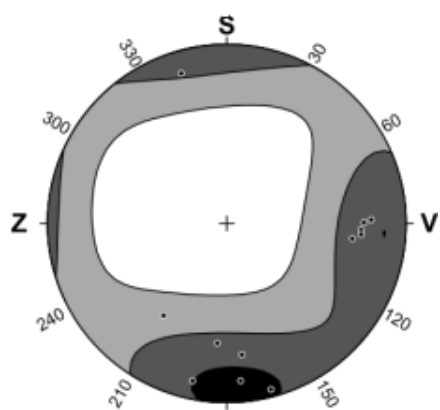
5.2.5 Lokalita 5

Pátá z lokalit (L5) se nachází jižním směrem od obce Modrava, vzdušnou čarou asi 900 m a od L4 je vzdálená přibližně 400 m. Mají podobný charakter v tom, že obě lokality se nacházejí při spodní části svahu (GPS: 49,0167356 S, 13,5003907 V). Tato lokalita se skládá ze tří protáhlých skalních bloků značného rozsahu s přibližnou délkou 60 m. Orientace svahu je západní, místy přechází až k SZ orientaci. Sklon svahu se pohybuje v intervalu 15–25°, jedná se opět o strmější svah.

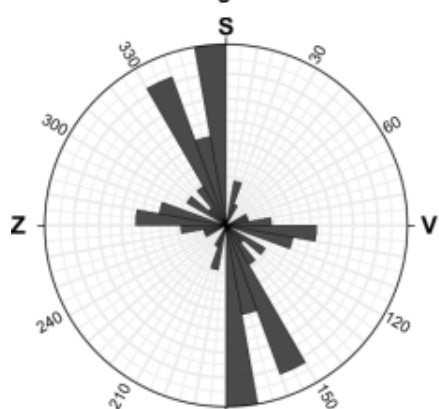
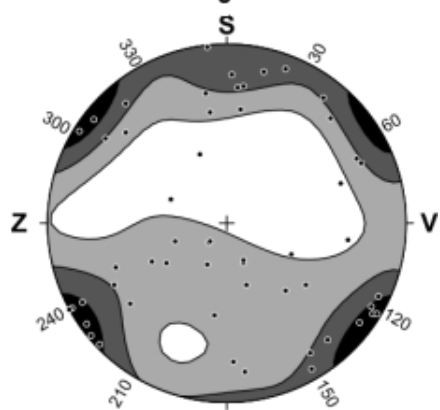
Na této lokalitě bylo provedeno 37 měření. A z grafu orientace pro tuto lokalitu můžeme vidět, že směry jsou zde velmi různorodé. Dominantněji se ukazuje S–J směr (350–0° a 170–180°) a dále V–Z směr. Sklon se u většiny puklinových ploch nejčastěji pohybuje mezi 80–90° dále také mezi 40–70°.



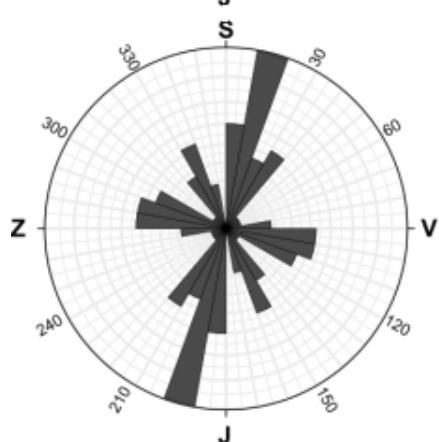
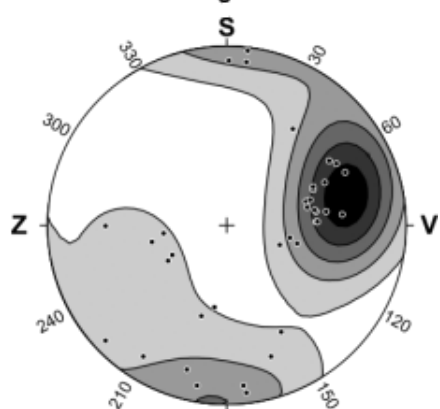
L1
12 měření



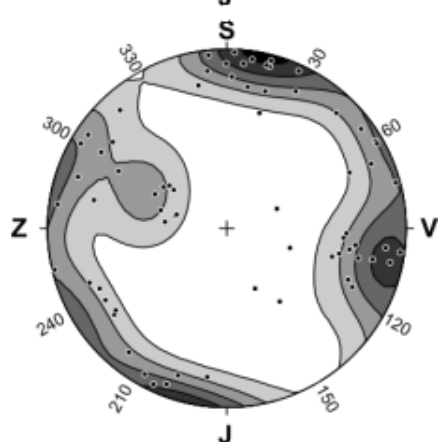
L2
54 měření



L3
38 měření



L4
69 měření



Obr. 18: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 1–4
zdroj: terénní výzkum

5.2.6 Lokalita 6 – Modravská hora

Lokalita 6 (L6) se nachází v blízkosti vrcholu Modravské hory (1 157 m n. m.), přibližně 160 m na západ od vrcholu (GPS: 49,0134723 S, 13,4769781 V). Jedná se o vrcholové skalisko, s přibližně kulatým půdorysem, které je více ploché než vysoké. Přibližná výška je až 5 metrů. Do měření byly zahrnuty i dvě menší skalky, které se nacházejí dále na západ od této větší. Reliéf je zde spíše rovinatý se sklonem v rozmezí 2–5°. Orientace svahů je zde SZ až S.

Na této lokalitě jasně dominuje V–Z směr puklinových systémů (90–100° a 270–280°) s doplňujícími SV–JZ směry. Sekundární směr je zde SSV–JJV. Puklinové plochy mají sklon nejčastěji mezi 80–90°.



Obr. 19: Fotografie lokalit 5–8, zdroj: archiv autorky

5.2.7 Lokalita 7

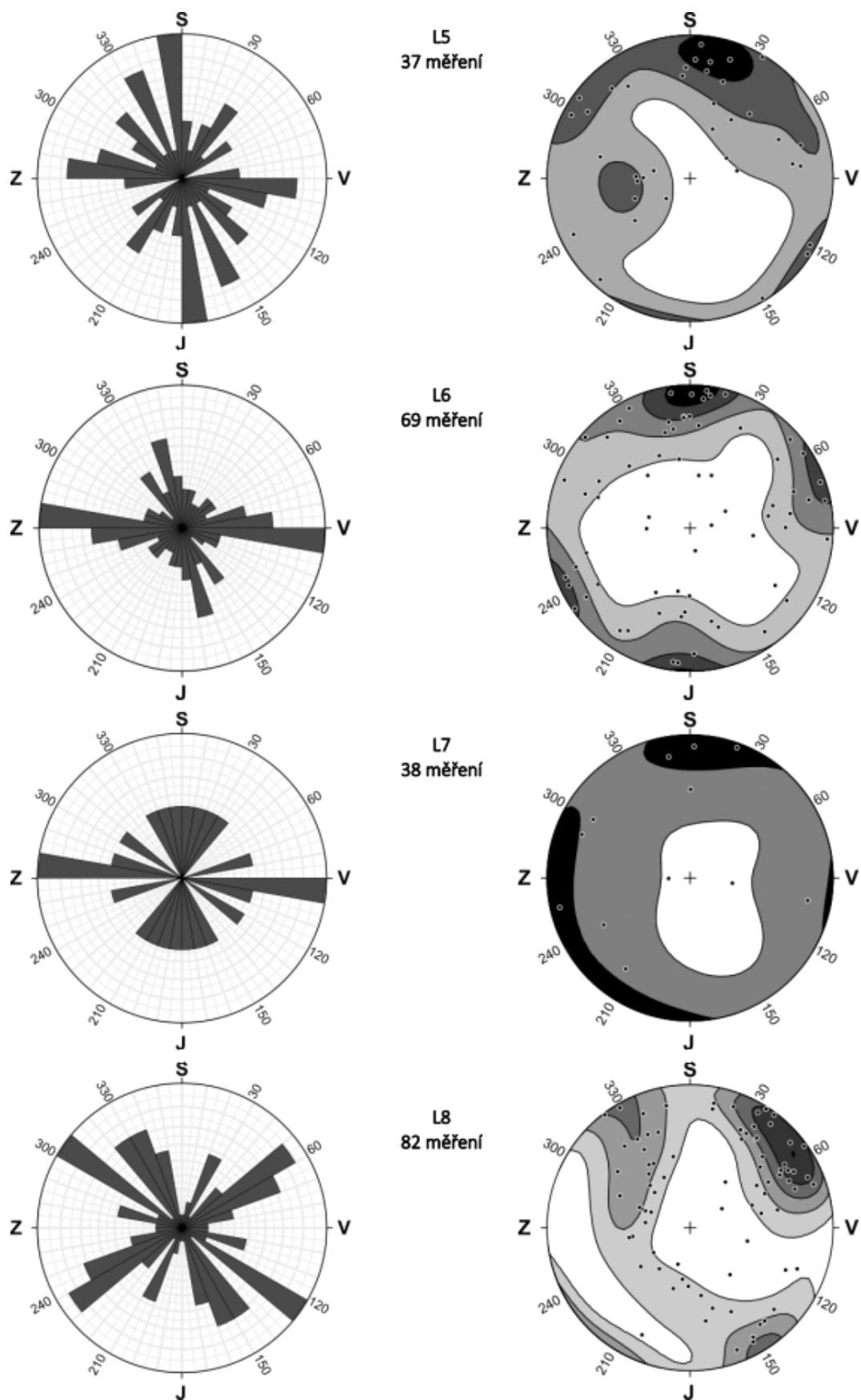
Lokalita 7 (L7) se nachází na severovýchodním okraji zájmového území. Jedná se o menší skalku, jak velikostí, tak rozlohou. Leží přibližně 500 m na sever od Filipovy Huti v blízkosti Jeleního vrchu (1 176 m n. m., GPS: 49,0355618 S, 13,5196908 V). Jednotlivé skalní bloky mají více symetrický tvar a ve vrchní části více oddělené od sebe. Lokalita je zasazena do mírného JZ až Z orientovaného svahu, přičemž sklonitost se pohybuje mezi 5 až 15°.

Na této lokalitě bylo provedeno celkem 12 měření. U orientace ploch puklin výrazně nedominuje žádný směr, což může být dáno malým počtem měření nebo skrytým natočením částí zvětralých skalních bloků. Jako mírně dominantní se přesto ukazuje V–Z směr (90–100° a 270–280°).

5.2.8 Lokalita 8 – Lovčí skála

Osmou lokalitou (L8) je Lovčí skála (1 165 m n. m.), která se nachází přibližně 2 km od Filipovy Huti, přibližně jižním směrem (GPS: 49,013734 S, 13,52565559 V). Jedná se o celkem rozlehlou soustavu skal a skalek, přičemž největší má na výšku 12–15 m. Dle ČGS (1998) je Lovčí skála z geologického hlediska tvořena cordierit-sillimanit-biotitickými migmatity, ve kterých můžeme najít vrásové struktury, které dosahují velikostně až několika metrů a jejich ramena jsou ukloněná k severu. Skála je více zvětralá a pokrytá zelení. Tato lokalita je zasazená do prudšího svahu, který je orientován k SZ až Z a jeho sklonitost se ve větším měřítku pohybuje v rozmezí 5–15°, lokálně se však i 15–25°.

Na této lokalitě proběhlo celkem 82 měření jak na hlavní skále, tak na přilehlých skaliscích, z nichž jedno je vidět na obr. 20. Na růžicovém diagramu dominují dva hlavní puklinové systémy, které jsou na sebe téměř kolmé. Jedná se o párové systémy ve směru SV–JZ (50–70° a 230–250°) a ve směru JV–SZ (140–160° a 320–340°). Velmi dominantní směr je také VJV–ZSZ (120–130° a 300–310°).



Obr. 20: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 5–8
zdroj: terénní výzkum

5.2.9 Lokalita 9 – Čertův vrch

Tato lokalita (L9) je představována Čertovým vrchem (1 244 m n. m.), který se nachází asi 3 km jihovýchodním směrem od Filipovy Huti (GPS: 49,002329 S, 13,5343838 V). Tímto vrchem probíhá rozvodí mezi řekou Vydra a Vltava a také hranice zájmového území. Na vrchu a v jeho blízkém okolí se nachází tři větší komplexy skal každá s výškou kolem 10 m, a také několik menších. Vrch samotný je spíše plochý, zarostlý vegetací a skalní výchozy se nacházejí pod touto rovinnou úrovní. Samotný vrch má svahy ukloněné k SV a k JZ a skály této lokality se nacházejí na jeho JZ až Z straně. Sklonitost se zde pohybuje od 2–5° u vrcholové rovinné části, po prudší 15–25° v blízkém okolí skal, která je postupně snižuje dál do údolí na 5–15°.

Na této lokalitě bylo provedeno 53 měření. Z růžicového diagramu je vidět že jasně převládá jeden hlavní systém puklin, jehož směr je VJV-ZSV (100–120° a 280–300°). Ostatní puklinové systémy jsou minoritní. Ze stereografické projekce vidíme, že převládající sklon puklinových ploch je v rozmezí 80–90°, a tudíž se jedná o téměř kolmé stěny, z nichž některé jsou ukloněné mírně k VJV a některé k ZSV.

5.2.10 Lokalita 10

Tato lokalita (L10) se nachází také na Čertově vrchu, ale na druhé straně jeho zarovnaného vrchu. Od značené kóty se nachází vzdušnou čarou asi 300 m na jih několik dalších skal (GPS: 48,99948829 S, 13,5347337 V). Měření probíhalo na čtyřech menších skalních výchozech, které se nacházeli při úpatí nejprudší části vrchu. Na největší z nich se nacházela také asi 2 m vysoká skalní brána a výška se pohybovala okolo 10–12 m. Sklonitost je zde obdobná jako na L9 od téměř rovné vrcholové části po velmi prudkou v blízkosti okolí skal 5–15°. Orientace je již trochu posunutá a jedná se o J až JZ ukloněné svahy.

Na této lokalitě bylo změřeno celkem 32 puklinových ploch. Převládající orientace je celkem podobná předchozí lokalitě s velmi dominantním směrem V–Z (90–100° a 270–280°). Sklony puklinových ploch nejsou příliš kolmé, pohybují se spíše ve větším intervalu od 40–60°.

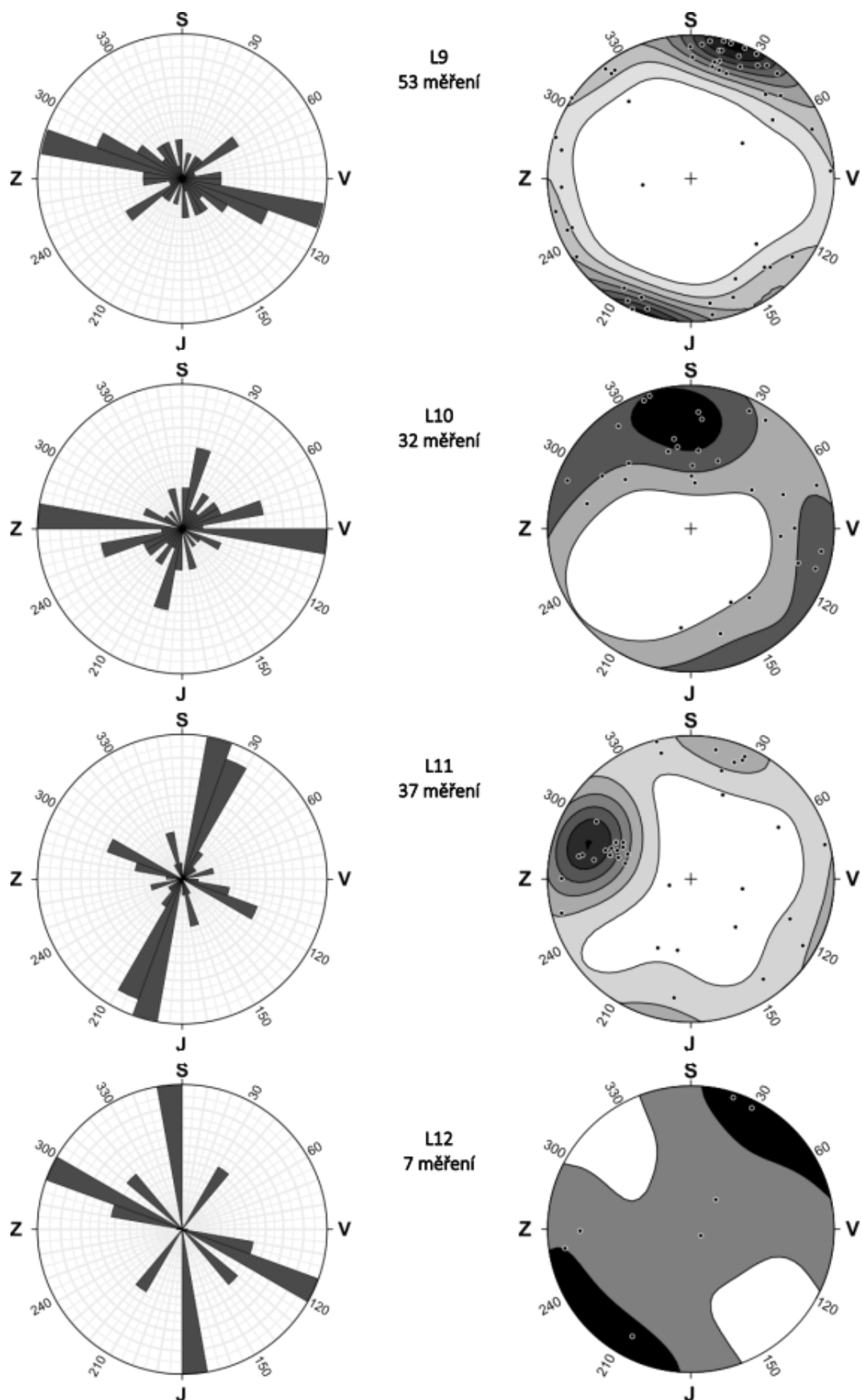
5.2.11 Lokalita 11 – Tetřev

Jedenáctá lokalita (L11) je představovaná vrcholem Tetřev (1 260 m n. m.), který se nachází na hranici zájmového území, přibližně 2,5 km od Filipovi Huti JZ směrem ke Kvildě (GPS: 49,0159435 S, 13,5495168 V). Jedná se o nejvyšší vrchol geomorfologického podokrsku Modravských plání. Na vrcholu můžeme najít skalní suk, který vyčnívá nad okolí, a který je obklopený dalšími skalními výchozy a suťovisky, která jsou často porostlá vegetací. Na jižní až jihozápadní straně vrcholu se nachází většina skalních výchozů a lze zde pozorovat velkou puklinovou plochu vysokou přibližně 8 m (viz obr. 21). Sklonitost svahů v okolí vrchu Tetřev se pohybuje v rozmezí 5–15°, lokálně až ke 20°.

Na lokalitě bylo provedeno 32 měření napříč skalními výchozy. V orientaci puklinových ploch převažuje SSV–JJZ směr (10–30° a 190–210°) s minoritním směrem JV–SZ (110–120° a 290–300°). Sklon ploch je nejčastější kolem 75°.



Obr. 21: Fotografie lokalit 9-12, zdroj: archiv autorky



Obr. 22: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 9–12
zdroj: terénní výzkum

5.2.12 Lokalita 12 – Hraniční kámen

Tato lokalita (L12) se nachází v sedle mezi vrcholy Tetřev (L11, 1 260 m n. m.) a Čertův vrch (L9, 1 244 m n. m.) opět na hranici rozvodí řek Vydry a Vltavy a zájmového území (GPS: 49,0084272 S, 13,5441745 V). Lokalita je tvořena vysokým osamoceným kamenem vysokým asi 7 m, který v historii sloužil jako hraniční bod. Nachází se v celkem plochém svahu se sklonitostí 2–5°, který je mírně ukloněný k jihu až jihozápadu.

Celkem zde bylo naměřeno 7 puklinových ploch. Projevují se zde dva hlavní párové směry s S–J orientací (350–0° a 170–180°) a s JV–SZ orientací (110–120° a 290–300°). Plochy puklin jsou velmi strmé, s hodnotami sklonu kolem 80 až 90°.

5.2.13 Lokalita 13 – Oblík

Třináctá lokalita (L13) se nachází na severním okraji zájmového území a jedná se o vrch Oblík (1 225 m n. m.). Nachází se asi 5 km vzdušnou čarou na SZ od Modravy (GPS: 49,0535148 S, 13,4431243 V). Oblík se nachází na západní části Vyderského plutonu. Jedná se o rozlehlý vyvinutý tor, kvádrového tvaru, který má na délku i šířku 15–10 m. Dle ČGS (1998a) je tato lokalita tvořena středně zrnitým, provrásněným stromatitickým migmatitem. V tomto migmatitu můžeme zřídka najít menší žilky s apatitem, granátem a turmalínem. Vrcholovým skalním výchozem procházejí dvě velké hlavní poruchy, které jsou na sebe kolmé. Vrchol je spíše holý, porostlý převážně borůvčím a vřesem. Lokalita skalního výchozu je více ukloněná k SV až V, kde jsou svahy strmější než na opačné JZ straně.

Na této lokalitě bylo provedeno celkem 31 měření puklinových ploch. Nejvíce zde převládá SV–JZ směr (40–70° a 210–250°) široce orientovaných puklinových ploch. Druhým párovým systémem je směr VJV–ZSZ (100–110° a 280–290°). Sklon puklinových ploch se pohybuje nejčastěji kolem 80°.

5.2.14 Lokalita 14

Další lokalita (L14) se nachází asi 200 m od kóty Oblíku JV směrem. Jedná se o několik vrcholových skalisek protáhlého tvaru se směru JV–SZ, kudy prochází také hřbetnice (GPS:

49,0524463 S, 13,445095 V). Skaliska jsou zde více zvětralá oproti lokalitě Oblíku (L13). Lokalita se nachází na SV ukloněném svahu, který má sklonitost v intervalu 5–15°.

Na této lokalitě bylo naměřeno celkem 12 puklinových ploch, z nichž většina má hlavní převládající směr SSV–JJZ (10–30° a 190–210°). Sklon puklinových ploch je téměř svislý a pohybuje se mezi 80–90°.

5.2.15 Lokalita 15 – Velká Mokrůvka

Lokalita 15 (L15) se nachází v jihovýchodní části zájmového území, na jeho hranici. Najdeme ji asi 250 m severně od vrcholu Velká Mokrůvka (1 370 m n. m.), což je nejvyšší hora české části zájmového území, a také nejvyšší hora geomorfologického celku Kvildské pláně (GPS: 48,958893 S, 13,5058907 V). Vrchy Malá a Velká Mokrůvka jsou vysoké elevace, tvořící společně výraznou antiklinálu. Lokalita se skládá ze dvou vystouplých torů (viz obr. 23), které nejsou příliš vysoké (do 5 m). Dle ČGS (1998b) se v okolí Mokrůvky nacházejí balvany, které jsou tvořené leukokratickým drobně zrnitým muskovit-biotitickým granitem. Lokalita se nachází ve svahu orientovaném k Z–SZ, které mají sklonitost 5–15°.

Na této lokalitě bylo provedeno 23 měření puklinových ploch. Z růžicového diagramu obr. 24 můžeme vidět dva hlavní párové systémy, které mají orientaci S–J (350–0° a 260–270°) a JV–SZ orientaci (120–130° a 300–310°). Sklon puklinových ploch se pohybuje nejčastěji v rozmezí 80–90°.

5.2.16 Lokalita 16 – Medvědí hora

Lokalita 16 (L16) se nachází v jihozápadní části zájmového území v blízkosti vrcholu Medvědí hora (1 224 m n. m.). Jedná se o větší vrcholový tor, nazývaný Židovské skály a soubor několika menších skalních v blízkém okolí (GPS: 48, 9943026 S, 13,4270124 V). Lokalita Židovských skal je tvořena vyšším krychlovým skalním výchozem o výšce 6 m, na jehož vrchu se nachází kříž. Medvědí hora je protáhlý vrchol v JV–SZ směru s plochým a širokým vrcholem, který má na délku asi 700 m. Vrchol Medvědí hory je rovinatý s nižším sklonem v intervalu 2–5° a je orientován k SZ až S.

Celkem zde bylo provedeno 40 měření. Z růžicového diagramu na obr. 24 můžeme vidět dva hlavní směry systémů poruch. První má orientaci V–Z (90–100° a 270–280°), orientace sruhého

systemu je SV–JZ (60–70° a 240–250°). Dále vidíme systém orientovaný ve směru JJV–SSZ (150–180° a 330–0°). Sklon poruchových systémů je především v rozmezí 80–90°. Méně pak v rozmezí 70–80°.

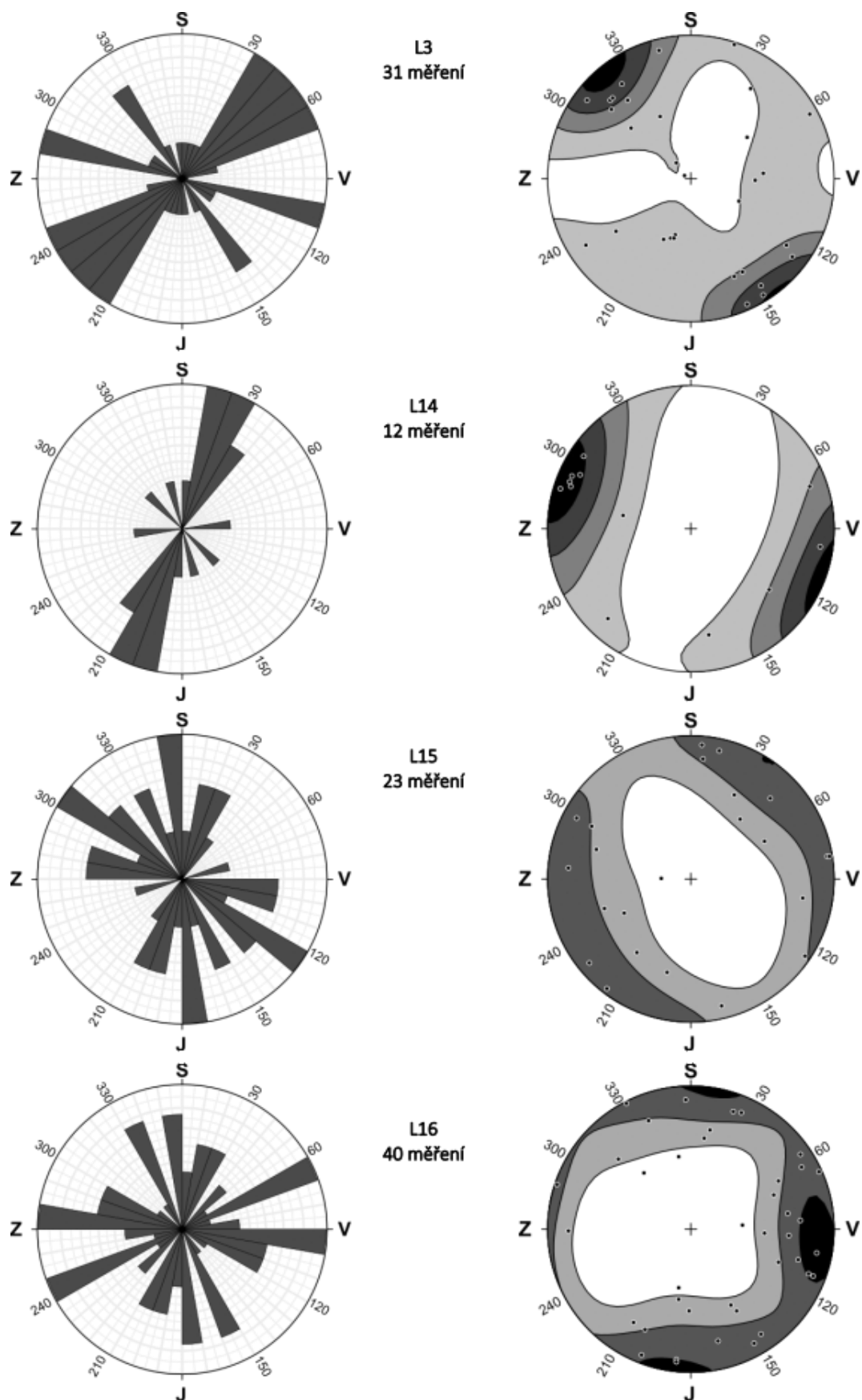


Obr. 23: Fotografie lokalit 13, 15 a 16, zdroj: archiv autorky

5.2.17 Lokalita 17

Sedmnáctá lokalita (L17) se nachází přibližně 1,2 km jihozápadním směrem od předchozí lokality Medvědí hory (L18). Nachází se na protilehlém svahu od Medvědí hory přes údolí Roklanského potoka (GPS: 48,9925639 S, 13,4408133 V). Jedná se o celkem velký skalní výchoz, který je zasazený do svahu. Na výšku má kolem 10 m a na šířku přibližně 15 m. Svah, ve kterém je skála zasazená je orientovaný k Z až SZ a má sklonitost v rozmezí 5–15°.

Na této lokalitě bylo provedeno 25 měření. Převládající orientace puklinových systémů je jasně zřetelná V–Z (90–100° a 270–280°). Druhý převažující systém má JV–SZ směr (160–170° a 340–350°). Sklon puklinových ploch se pohybuje nejčastěji mezi 80–90°. Na této lokalitě, se nachází také několik poruchových ploch, které jsou téměř ploché a jejich sklon je kolem 10°.



Obr. 24: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 13–16
zdroj: terénní výzkum

5.2.18 Lokalita 18

Lokalita 18 (L18) se nachází na stejném protějším vrchu od Medvědí hory, stejně jako lokalita 17. Nachází se na čele této mírné elevace, která je zleva ohraničená Roklanským potokem a zprava Novohuťským potokem. Od lokality L17 je lokalita vzdálená přibližně 400 m severovýchodním směrem (GPS: 48,9927166 S, 13,4428772 V). Lokalita se nachází na svahu, který je orientovaný k severu a má sklonitost 5–15°. Dle ČGS (1998a) lokalita spadá do oblasti Modravských slatí, kde se vyskytují převážně migmatitované ruly moldanubika. V severozápadní oblasti se mohou navíc vyskytovat tělesa hlubinných vyvřelin, která jsou tvořena středně zrnitou až hrubozrnnou porfyrickou biotitickou žulou weinsberského typu. V menší míře se zde nachází tělesa hlubinných vyvřelin tvořena středně zrnitou až hrubozrnnou dvojslídnu žulou eisgarnského typu. Do této oblasti Modravských slatí vymezenou ČGS (1998a) spadají lokality 17–20.

Na této lokalitě bylo provedeno 19 měření. Z růžicového diagramu (obr. 26) můžeme jasně vidět dva hlavní párové systémy puklinových ploch, které jsou na sebe téměř kolmé. První má směr VSV–ZJZ (70–80° a 250–260°) a druhý má směr JJV–SSZ (160–170° a 340–350°). Sklon puklin se zde pohybuje v rozmezí 70–80°.

5.2.19 Lokalita 19

Lokalita 19 (L19) se nachází asi 600 m jihozápadním směrem od předešlé lokality L18 a asi 270 m severozápadním směrem od bezejmenné kóty 1216 m n. m (GPS: 48,990875 S, 13,4443139 V). Jedná se o nižší podlouhlý skalní výchoz, který má na délku asi 25 m a na výšku max. 4 m. Nachází se na rovinnaté části severovýchodně až východně orientovaném svahu s mírným sklonem v rozmezí 2–5°.

Na této lokalitě bylo provedeno celkem 25 měření. Na této lokalitě jasně převažuje jedna hlavní orientace ve JJV–SSZ směru (160–170° a 340–350°). Ostatní směry nejsou v porovnání s tímto příliš výrazné. Sklon puklinových ploch se nejčastěji pohybuje v rozmezí 75–85°.

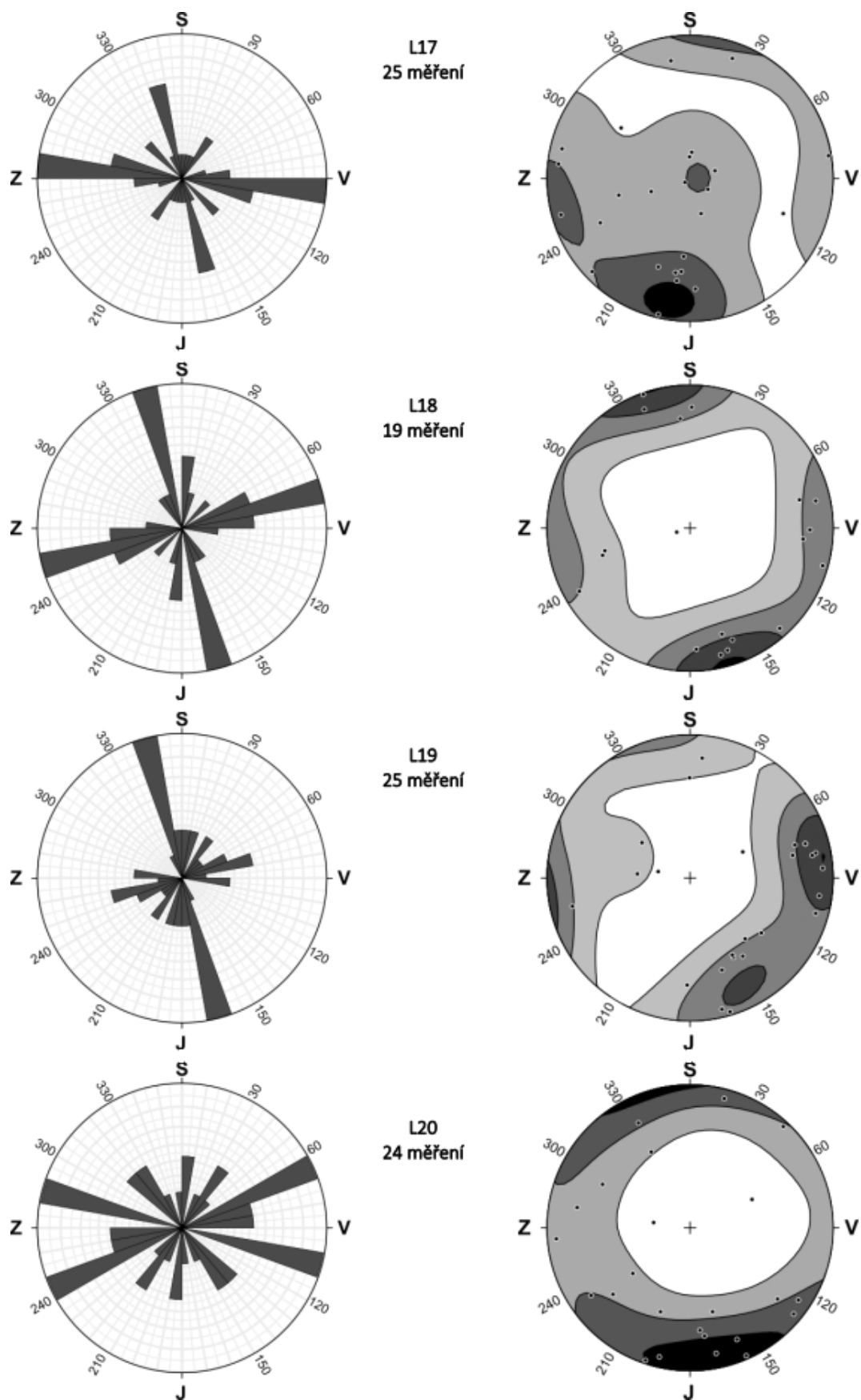


Obr. 25: Fotografie lokalit 17-20, zdroj: archiv autorky

5.2.20 Lokalita 20

Poslední lokalita (L20) se nachází asi 200 m od obou lokalit L17 a L18. Jedná se o delší protáhlý skalní výchoz s výškou asi 5 m a je rozčleněn na 3 samostatné skály (GPS: 48,9923303 13,4430566). Lokalita se nachází na horní rovinaté části svahu se sklonem 2–5° a orientací k severozápadu.

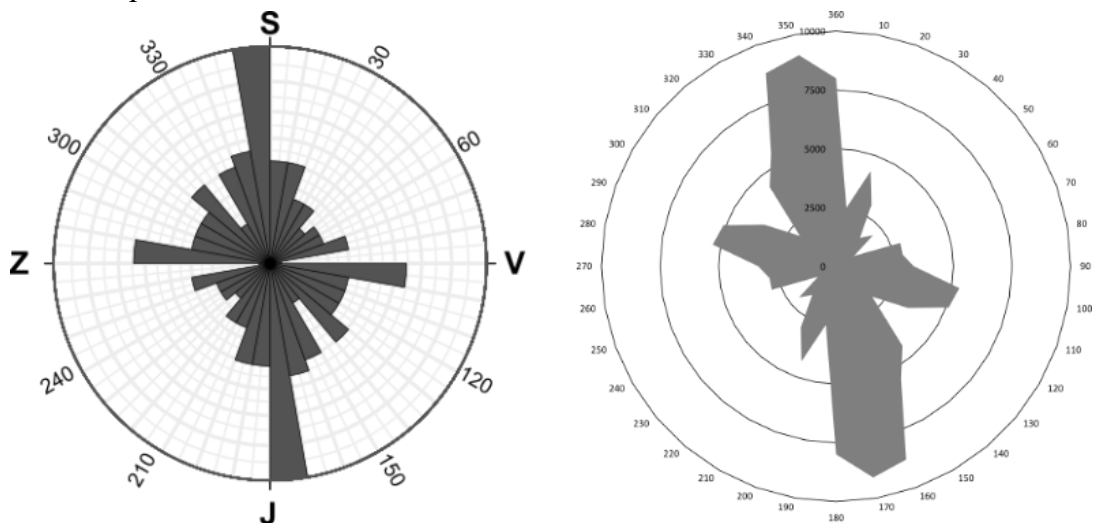
Na této lokalitě bylo provedeno celkem 24 měření. Převládají zde dva hlavní směry puklin. Prvním směrem je orientace ploch k VSV–ZJZ (60–70° a 240–250°) druhým směrem je orientace ploch k VJV–ZSZ (110–120° a 280–290°). Jejich sklon se pohybuje v rozmezí od 75–85°.



Obr. 26: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 17–20
zdroj: terénní výzkum

5.2 Analýza morfolineamentů

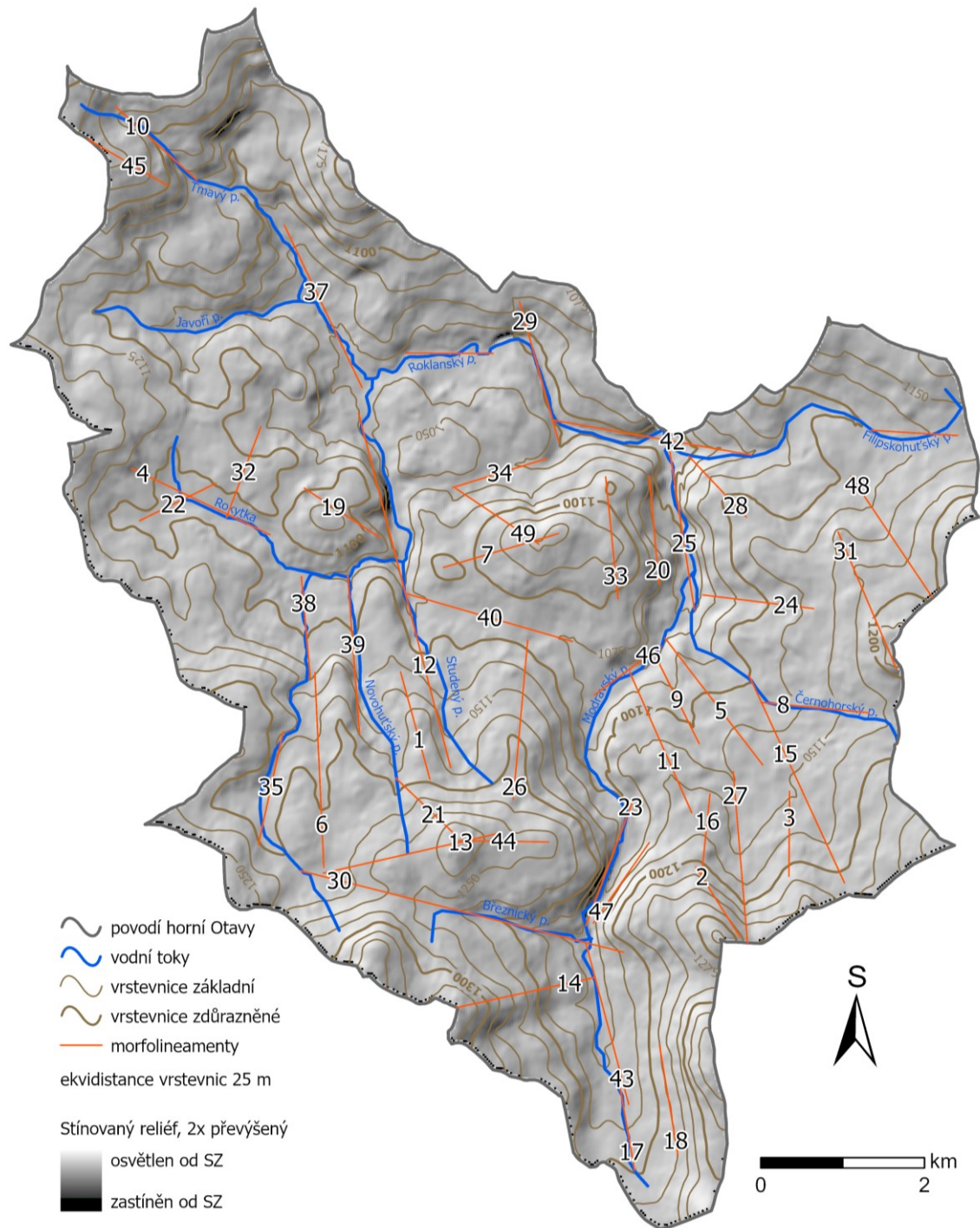
Ve sledovaném území povodí Horní Otavy jsou morfolineamenty tvořeny hlavně liniemi údolních sítí, přímočarými úseky svahů, a to hlavně ve spodní části, kde jsou svahy nejvíce sklonité. Dále jsou zde morfolineamenty představovány liniemi hřbetů elevací, které byly odečteny z mapy orientace (obr. 8). V menší míře jsou morfolineamenty představovány terénními hranami nebo stupni. Pro tuto analýzu bylo využito 136 morfolineamentů. Nejdelší morfolineament (M12) má délku 4,4 km a jeho orientace je ve SSZ–JJV směru (345° a 165°). Tento morfolineament byl odečten ze stínovaného reliéfu DMR 5G a má přibližně shodný průběh s údolím Studeného potoka, dále části údolí Roklanského potoka, do kterého se Studený potok vlévá, a pokračuje až k Mlynářské slati. Druhý nejdelší morfolineament (M30) byl také odečten ze stínovaného reliéfu DMR 5G. Má přibližně VJV–ZSZ orientaci (165° a 284°) a délku 4,1 km. Nachází se v jižní části území a je tvořen údolní linií, která začíná horní částí Roklanského potoka, pokračuje přes mělké sedlo do Blatenské slatě a dále sleduje Březnický potok až k Březníku, kde se nachází soutok Březnického a Luzenského potoka za vzniku Modravského potoka.



Obr. 27: Směry morfolineamentů (vlevo), morfolineamenty vážené dle jejich délky (vpravo)
Celkový počet je 49

Hlavní směr morfolineamentů má přibližně SSZ–JJV průběh ($350-0^\circ$ a $170-180^\circ$), viz obr. 27. Do tohoto směru spadá i nejdelší morfolineament. Tento směr sledují také některé přímé úseky Roklanského, Novohuťského a Studeného potoka. Dále horní část Černoorského potoka, Tmavý potok nebo Modravský potok před soutokem s Roklanským potokem. Druhý výrazný směr morfolineamentů je ve směru V–Z ($90-100^\circ$ a $270-280^\circ$). Tento směr sleduje druhý nejdelší morfolineament, dále například dolní část Roklanského a Filipohuťského potoka před

Modravou, synklinála Cikánské slatě nebo údolí horního toku Rokytky. Ostatní směry morfolineamentů jsou zastoupeny téměř rovnoměrně. Grafy na obr. 27 znázorňují porovnání různicových diagramů pro orientaci morfolineamentů, přičemž graf vlevo nebere v potaz jejich délku, což graf vpravo ano. Z tohoto porovnání vidíme, že délka morfolineamentů hraje významnou roli. Díky zahrnutí délky ještě více vynikne hlavní směr SSZ–JJV.

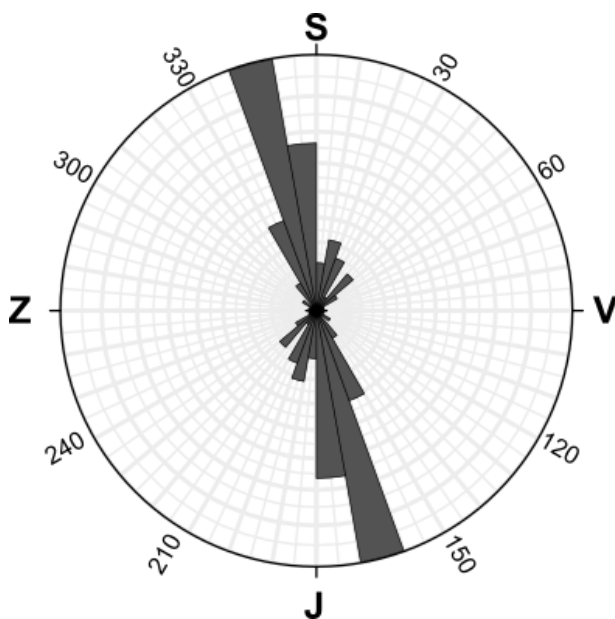


Obr. 28: Vymezení morfolineamentů v povodí horní Otavy.

zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), vlastní zpracování

5.3 Analýza zlomové tektoniky

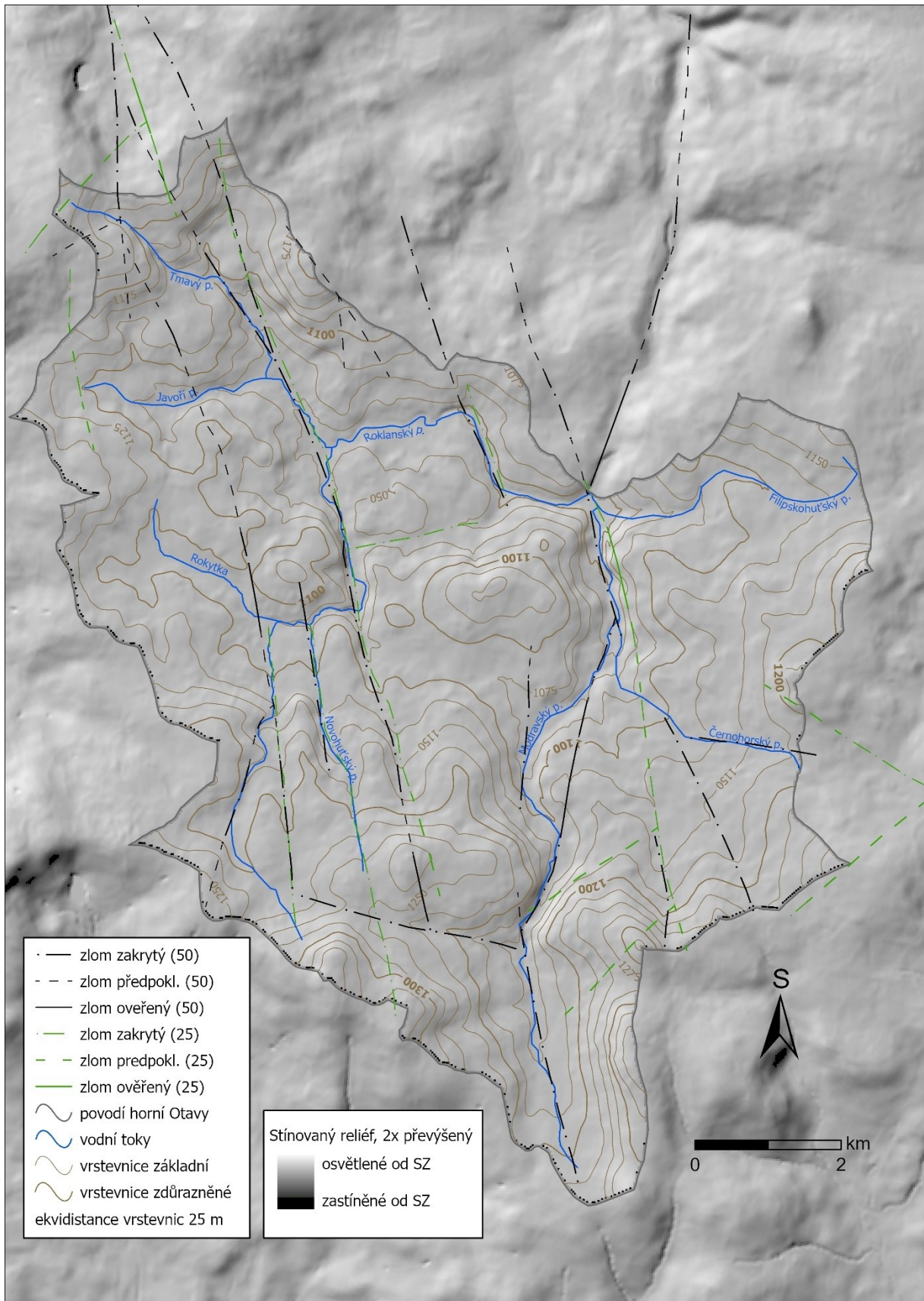
Pro analýzu zlomové tektoniky byly použity Geologické mapy ČR v měřítku 1 : 25 000 – konkrétně oblast Moldanubikum (MO) a v měřítku 1 : 50 000 – listy 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. V obou mapových podkladech jsou zakreslené linie ověřených, zakrytých a předpokládaných zlomů. Celkem bylo z geologické mapy zjištěno 108 linií zlomů, které spadají do zájmového území nebo do jeho blízkého okolí. Hlavní směr zlomových linií je dle obr. 29 jednoznačný a má orientaci JJV–SSZ (160–180° a 340–0°). Obecně je směr S–J zastoupen téměř v celé šíři od přibližně 330–50° a 150–230°. Naopak zastoupení zlomových struktur ve V–Z směru je téměř minimální nebo úplně chybí.



Obr. 29: Směry zlomových struktur v povodí horní Otavy

Celkový počet je 27

Veškeré tektonické linie jsou zakreslené v mapě na obr. 30. Většina tektonických linií je znázorněna jako zakryté nebo předpokládané, ověřených zlomů je méně, kvůli nižšímu počtu geologických průzkumů. Tektonické linie jsou v mnoha případech sledovány vodních toků, například Roklanský, Novohuťský, Studený Tmavý potok v západní části území. Dále například Březnický, Luzenský nebo Modravský potok ve východní části území. Více tektonických linií se nachází v geologické mapě 1 : 50 000 (černé linie).

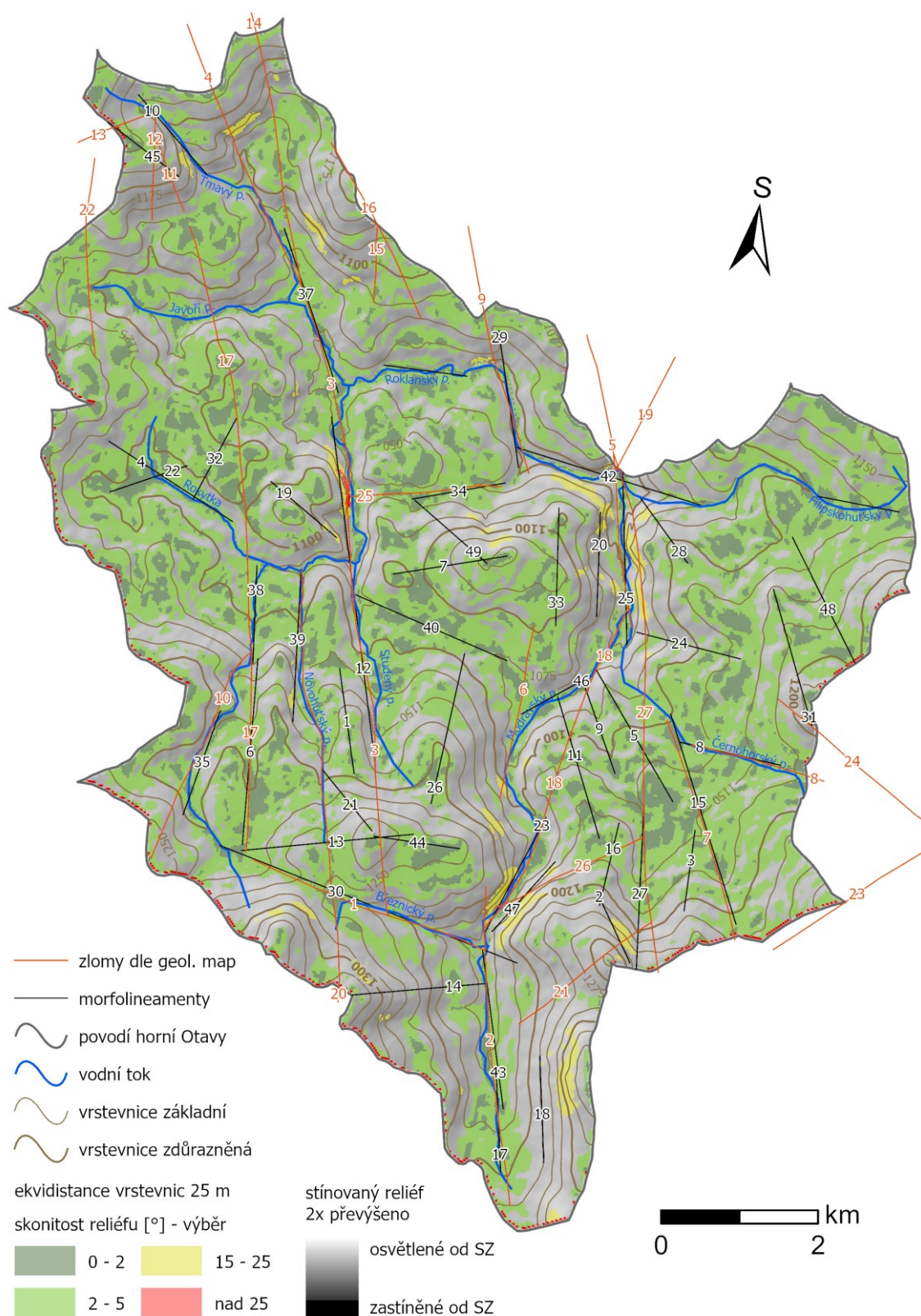


Obr. 30: Zlomové linie v povodí horní Otavy dle geologické mapy ČR 1 : 25 000 a 1 : 50 000
 zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), ČGS (2019), vlastní zpracování

5.4 Analýza údolní soustavy

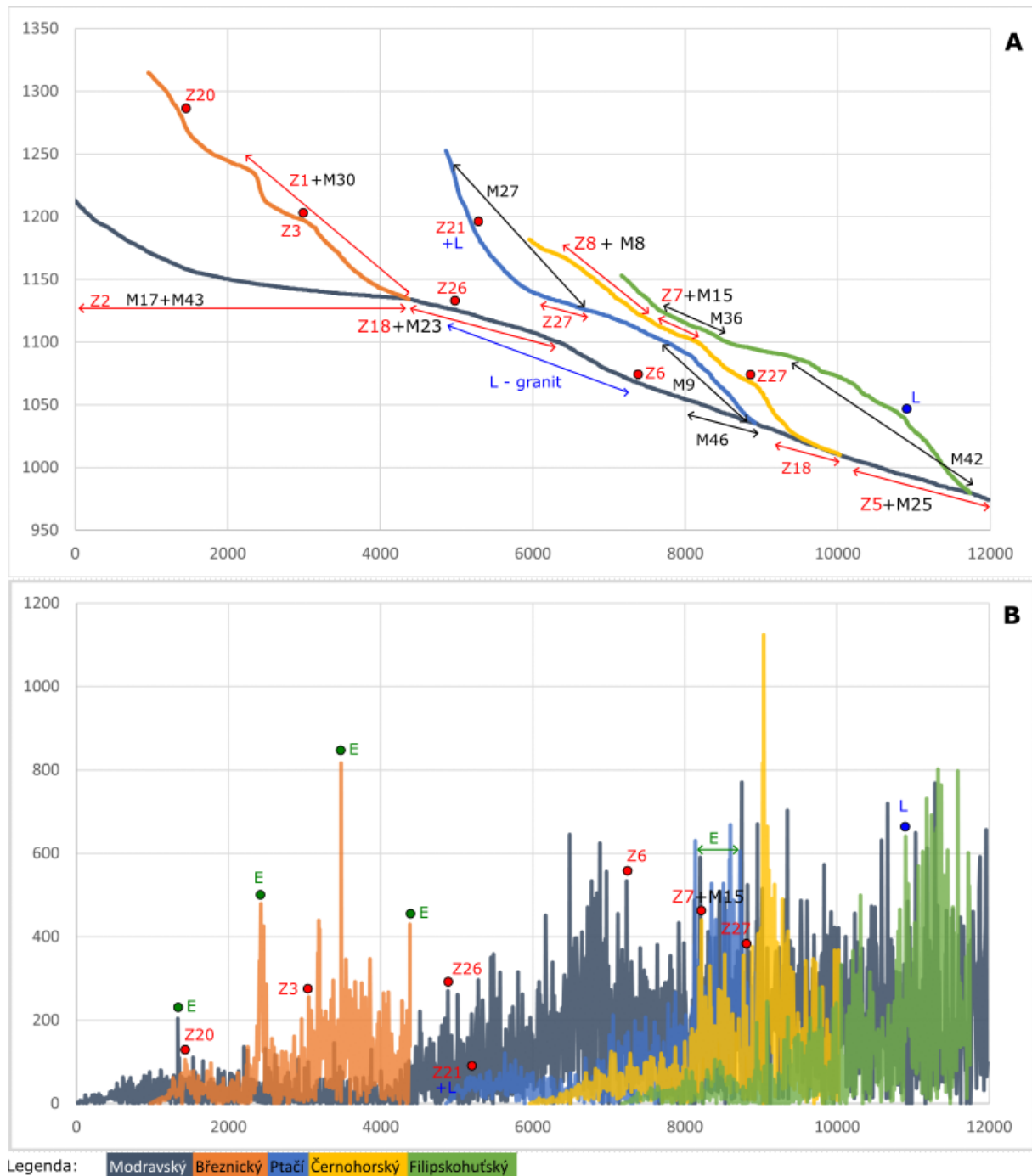
Údolní síť zájmového území je tvořena dvěma hlavními povodími Modravského a Roklanského potoka, z nich každý má několik větších přítoků. Analýza říčních systémů je důležitým nástrojem pro studium tektonické geomorfologie, protože vodní toky jsou schopny zvýraznit případné deformace, které na území vznikají. Podélné profily hodnotí nadmořskou výšku daného vodního toku v závislosti na vzdálenosti od pramene. Vodní tok s rostoucí vzdáleností od pramene a také s rostoucím průtokem má ideálně konkávní profil, který má dále od pramene mírnější sklon. Tento ideální průběh může být narušen rovnějšími úseky a stupni. Knickpoint pak označuje změny sklonu na podélném profilu vyskytuje se tam, kde dochází např. k výskytu více odolných hornin, tektonickým pohybům, náhlými změnami odtoku či aktivní erozi (Trenbith 2010), (Huggett 2011).

Pro potřeby analýzy podélných profilů byly potoky rozděleny dle jejich povodí na povodí Modravského a Roklanského potoka. V povodí Modravského potoka bylo analyzováno pět nejdelších potoků včetně Modravského. V povodí Roklanského potoka bylo analyzováno 6 nejdelších potoků včetně Roklanského. Na obr. 31 můžeme vidět vybrané potoky, pro které byly podélné profily vytvářeny. Dále jsou vyznačeny zlomové linie a linie potenciálních zlomů (morfolineamenty) a také vybrané intervaly sklonitosti reliéfu. Z té je vidět, že se jedná o území s převahou sklonitosti do 5°, tedy velmi mírné. Více strmé úseky v intervalu 15-25° se nachází spíše ve východní části v okolí Modravského potoka, při spodních částech údolí. Velmi strmý výrazný svah nad 25° se nachází na levém břehu Roklanského potoka po soutoku se Studeným potokem.



Obr. 31: Mapa vybraných intervalů sklonitosti zájmového území s tektonickými poruchami dle geologických map ČR (ČGS 2019) a morfolineamenty
 zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), ČGS (2019), vlastní zpracování

Povodí Modravského potoka



Obr. 32 – A: Podélný profil Modravského potoka a jeho vybraných přítoků a (B) jejich SL indexy (Z – zlom dle geologické mapy, M – předpokládaný zlom, E – zvýšená eroze, L – litologie), šipky znázorňují délku stejného průběhu zlomové linie či morfolineamentu

Podélný profil Březnického potoka je značně nevyrovnaný (viz obr. 32). Již na první pohled jsou patrné dva výraznější konkávní úseky ve střední části toku. Březnický potok je levostranný přítok Modravského potoka. Pramenná oblast se nachází v nadmořské výšce přes 1 300 m n. m. mezi Blatným vrchem a Špičníkem. Dále potok protéká rovinatou Blatenskou slatí, která se

rozprostírá při severovýchodním úpatí Blatného vrchu. Březnický potok pramenní nejvýše ze všech analyzovaných potoků včetně Modravského (Luzenského) potoka. Po prvních 500 m od pramene se potok kříží se zlomem (Z20), který se projevuje v mírně zvýšeném průběhu SL indexu. Po přibližně 1 km od pramene se průběh potoka výrazně stáčí z původně severního směru téměř kolmo k východu. Od tohoto místa až k ústí do Modravského potoka má Březnický potok přibližně shodný průběh se zlomovou linií (Z1) a s předpokládaným zlomem (M30), které výrazně ovlivňují průběh potoka. Toto propojení se projevuje významným nárůstem hodnot SL indexu, které na počátku souběhu dosahují hodnot přes 400, také díky zvýšené erozní síle dané přítokem několika menších potoků. Mírnější nárůst SL indexu doprovází napojení zlomu Z3 v levé části. Hodnota SL indexu v průběhu linie zlomu dvakrát přesáhne hranici 400 a oba výkyvy se projevují v podélném profilu výraznými stupni.

Ptačí potok je pravostranný přítok Modravského potoka, pramení na SV úbočí Malé Mokřůvky. Podélný profil je nevyrovnaný, kdy po strmém průběhu po výšce 1 150 m n. m. toku následuje mírnější rovinatý konvexní průběh toku, který má od nadmořské výšky 1 100 m strmější konkávní část. Od pramene má potok shodný průběh s předpokládaným zlomem M27 a po cca 300 m se kříží se zlomem Z21, který má podobný průběh jako litologické rozhraní mezi muskovit-biotickým granitem a migmatitem. Hodnoty SL indexu zde sice rostou, ale ne nijak výrazně díky blízkosti pramenné oblasti. Po 6. říčním km (Modravský p.) má Ptačí potok podobný průběh se zlomem Z27, ani zde však hodnoty SL indexu výrazně nerostou. Dále se tok stáčí více vlevo k údolí Modravského potoka, má prudší průběh a shodný průběh s předpokládaným zlomem M9. Hodnoty SL indexu prudce stoupají nad 400.

Podélný profil *Černohorského potoka* je velmi nevyrovnaný především v druhé polovině délky toku. Potok je pravostranný přítok Modravského potoka, pramení v rovinaté oblasti Černohorského močálu, který se nachází v sedle mezi Čertovým vrchem a Černou horou. Odsud teče na západ a již po 300 m sleduje průběh zlomu Z8 a předpokládaného zlomu M8, poté se stáčí mírně doprava na severozápad společně s další dvojicí zlomu Z7 a předpokládaného zlomu M15 až po 8. říční km. SL index do 8. km není příliš výrazný, poté však výrazně roste na lokální maximum 441. Před 9. říčním km potok protíná linii zlomu Z27 a začíná prudce klesat zařízlým údolím, čemuž odpovídá i SL index, který roste do hodnot maxima přes 1100. Tento silný výkyv lze přisuzovat právě přítomnosti zlomu po jehož přechodu má vodní tok zvýšenou erozní kapacitu.

Filipskohuťský potok je pravostranný přítok Modravského potoka, pramení při jižním okraji Březové hory, od které se dále stáčí na západ a protéká rovinatou Tetřevskou slatí. Podélný profil potoka je nevyrovnaný, počáteční část má až po nadmořskou výšku 1 100 m spíše konvexní průběh, který je narušen mírnou anomálií v nadmořské výšce 1 115 m, kdy se potok stáčí doprava, má západní směr a má podobný průběh s předpokládaným zlomem M36. U obce Filipova Huť se potok stáčí JJZ směrem a podélný profil nabývá konkávního tvaru. Potok má celkem mírný sklon a protéká rovinatou mokřadní částí. Poté se potok opět stáčí ZSZ směrem začíná se výrazněji zahlubovat a prudce klesá a má shodný průběh s předpokládaným zlomem M42 až po soutok. Na tomto úseku můžeme najít několik menších kaskád. V nadmořské výšce 1 040 m se navíc nachází menší vložka biotitického granitu v okolním migmatitu. Tento litologický faktor se projevuje jak v podélném v profilu, tak ve velmi prudkém nárůstu SL indexu na hodnotu 640. Kombinace spádu, litologie a shodného průběhu s předpokládaným zlomem M42 ještě více umocňuje erozní kapacitu, která se projevuje vysokými hodnotami SL indexu, jejichž hodnoty jsou zde téměř pořád přes 400 a několikrát překonává hranici 600.

Modravský potok pramení na SZ úbočí Luzného, odkud přibližně severním směrem prudce klesá do Luzenského údolí. Podélný profil Modravského potoka je značně nevyrovnaný a můžeme ho rozdělit do 3 hlavních částí.

V *první části*, kdy potok protéká Luzenským údolím až po soutok s Březnickým potokem, je podélný profil konvexní a má celkem mírný spád. Dno Luzenského údolí je spíše rovinaté, vyplněné slatiništi a Modravský potok zde protéká nejdříve Hraniční a poté Luzenskou slatí. Modravský potok zde vytváří četné meandry a zákruty. Po celou dobu má potok téměř shodný průběh se zlomem Z2 a předpokládanými zlomy M17 a M43. Hodnoty SL indexu jsou zde nízké, což je dáno blízkostí pramenu, ale také mírným spádem Luzenského údolí. Drobnou výjimku tvoří výkyv hodnoty nad 200 v místě, kdy se více prudký spád pramenné oblasti setkává s rovinatější částí Luzenského údolí a tok zde má vyšší erozní sílu.

V *druhé části*, po soutok s Ptačím potokem, má podélný profil konkávní průběh s viditelným stupněm v nadmořské výšce 1 100 m. V této části má větší spád a více přímočařejších úseků jen s málo meandry. V nadmořské výšce 1 125 m potok protíná zlom Z26, který představuje také hranici v litologii mezi biotitickým migmatitem a granitem až granodioritem, což se projevuje zvýšenou hodnotou SL indexu. Granitová vložka pokračuje až do nadmořské výšky 1 060 m, kde opět přechází do migmatitu. Modravský potok od přítoku Březnického potoka uhýbá mírně na SV a sleduje průběh zlomu Z18 a předpokládaným zlomem M23 až po nadmořskou výšku 1 100 m, kdy potok opouští zlomové pásmo a uhýbá SZ směrem. Hodnoty

SL indexu postupně rostou a pohybují se v intervalu hodnot 200-400. Po opuštění zlomového pásma však výrazně narůstají do lokálních maxim přesahujících hodnotu 600. V nadmořské výšce 1 070 m potok protíná další zlom Z6, což je vidět také jenom z lokálních maxim SL indexu (533). Odsud se Modravský potok stáčí na SV a od říčního km má stejný průběh s předpokládaným zlomem M46 až po soutok s Ptačím potokem.

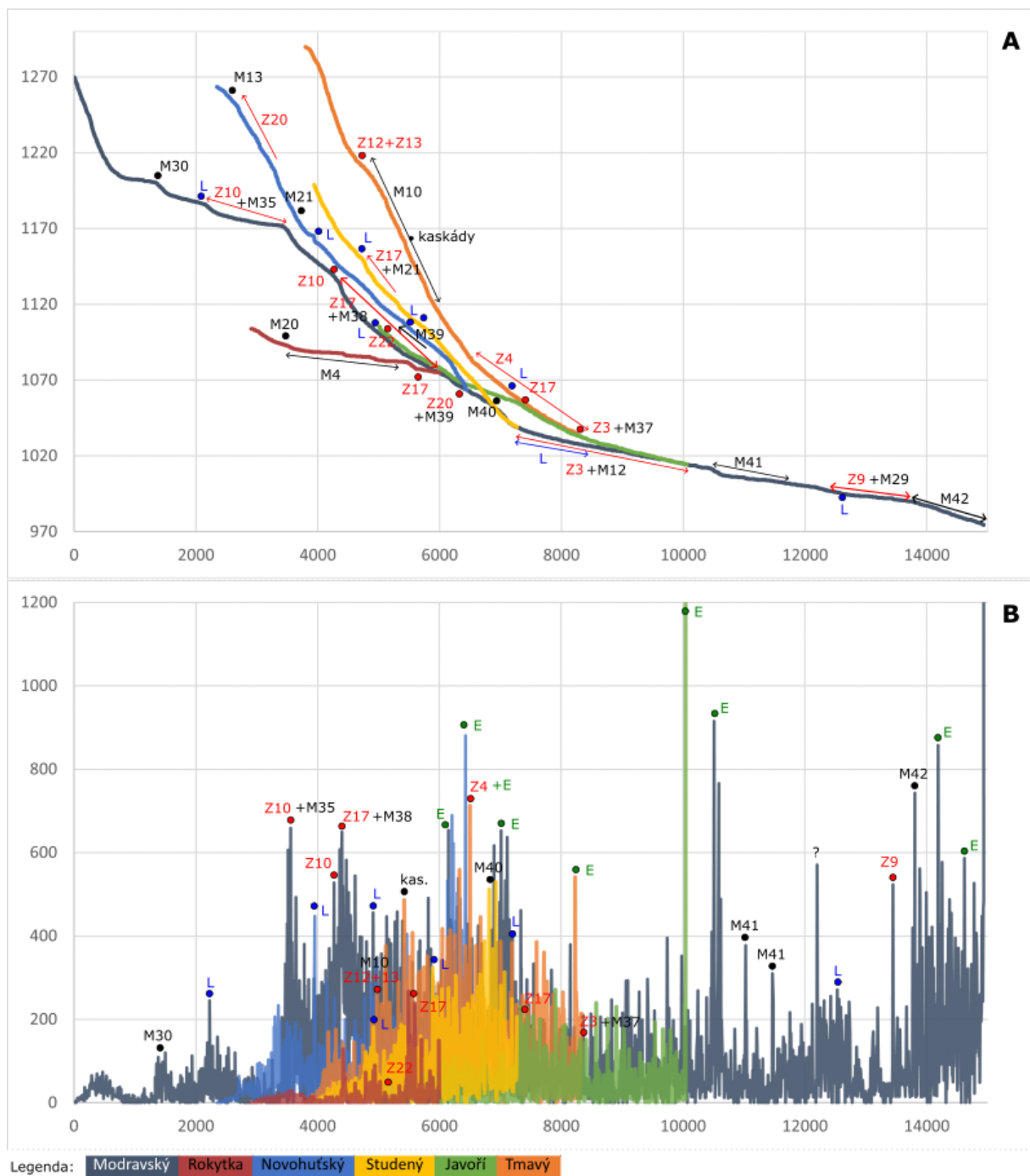
Ve *třetí části* od soutoku s Ptačím potokem má Modravský potok pokračující strmý průběh s většinou rovných úseků. Rovinaté údolní dno obklopují okolní údolní stěny vyššího sklonu nad 15 stupňů (viz obr. 32), neckovitého tvaru údolí. Od soutoku s Ptačím potokem je průběh potoka shodný s linií zlomu Z18 až po soutok s Černoorským potokem, odkud je průběh toku shodný s linií zlomu Z5 a předpokládaným zlomem M25. Hodnoty SL indexu jsou vysoké a většinou neklesají pod 400, naopak často překračují hranici 600.

Povodí Roklanského potoka

Rokytky je levostranný přítok Roklanského potoka, pramení v rovinaté Rokytecké slati, ze které vytéká J směrem. Podélný profil Rokytky je mírný a nevyrovnaný s nerovnostmi. Po protečení Rokytecké slati se tok v nadmořské výšce 1 090 m stáčí JV směrem a má podobný průběh s předpokládaným zlomem M4, kdy potok teče po rovinaté části a meandruje. Poté se potok stáčí opět J směrem, má vyšší spád a v nadmořské výšce přibližně 1 075 m tok protíná linii zlomu Z17. Tato zlomová linie se projevuje také na hodnotě SL indexu, který v okolí zlomu dosahuje maximální hodnoty 267.

Novohuťský potok je pravostranný přítok Roklanského potoka, pramení v rovinatém sedle mezi Studenou horou a bezejmennou kótou 1 275 m n. m. Odsud se vydává SSZ směrem a tímto směrem teče až do soutoku. Podélný profil je značně nevyrovnaný s několika stupni. Již po 200 m od pramene protíná Novohuťský potok potenciální zlom M13 a zároveň má od tohoto místa shodný průběh se zlomovou linií Z20 až k ústí. Od tohoto místa má potok celkem strmý průběh v zařízlém údolí. V nadmořské výšce 1 180 m se průběh potoka protíná s linií potenciálního zlomu M21. Na podélném profilu (obr. 33) můžeme v nadmořské výšce 1 165 m vidět výrazný stupeň, jehož přítomnost lze vysvětlit změnou litologie, kdy granitové podloží přechází v migmatit. To se projevuje vystřelením hodnoty SL indexu až na hodnotu 448. V nadmořské výšce 1 100 m se ke zlomové linii přidává ještě linie potenciálního zlomu M39, vyskytuje se zde opět litologická hranice mezi migmatitem a granitem a hodnota SL indexu se zde pohybuje stále nad 200 až k soutoku. V podélném profilu pak ke konci vidíme prudší spád, kdy se potok

více zahlubuje, což ukazuje také SL index, který má vysoké hodnoty přes 600 a místy roste až na hodnotu 880.



Obr. 33 – A: Podélný profil Roklanského potoka a jeho vybraných přítoků, B: srovnání jejich SL indexů (Z – zlom dle geologické mapy, M – předpokládaný zlom, E – zvýšená eroze, L – litologie), šipky znázorňují délku stejného průběhu zlomové linie či morfolineamentu

Studený potok je pravostranný přítok Roklanského potoka, pramení na SV úpatí Studené hory odkud se, stejně jako Novohuťský potok, stáčí na SSZ. Podélný profil Studeného potoka je nevyrovnaný. Od nadmořské výšky 1 150 m má potok až k ústí podobný průběh s linií zlomu Z3 a s linií předpokládaného zlomu M12. V tomto místě se nachází také litologická hranice mezi granitickými a migmatickými horninami. Na podélném profilu v tomto místě můžeme vidět výraznější stupeň. Ten je vidět také v SL indexu, který v tomto místě roste na hodnotu 180. Dále se potok více zahlubuje do podloží a kolem nadmořské výšky 1 110 m se opět mění litologické složení, které přechází z migmatitu na granit. Změnu můžeme vidět i v SL indexu, který vyroste na lokální maximum 324. V nadmořské výšce 1 155 m se do potoka vlévá pravostranný přítok a potok křížuje předpokládaný zlom M40. SL index v tomto místě dosahuje svého maxima, které je dané také erozní silou přítoku a blízkostí ústí.

Javoří potok je levostranný přítok Roklanského potoka, pramení v Německé části Šumavy poblíž Střeleckého průsmyku. Odtud směřuje na sever a po překročení státní hranice s Německem se stáčí k východu. Podélný profil je nevyrovnaný s dvěma mírnými konkávními úseky. V nadmořské výšce 1 100 m protíná potok zlomová linie Z22. Dále je průběh potoka mírný, protéká mnoha rašelišti, například Javoří slat' a meandruje. V nadmořské výšce 1 055 m protíná průběh toku další zlomová linie Z17, což se na podélném profilu prokazuje mírným stupněm. Odpovídají tomu také hodnoty SL indexu, které jsou v tomto úseku vyšší. Dále průběh potoka prudce a přímočaře klesá, až narazí na zlomové pásmo tvořené linií zlomu Z3 a předpokládaným zlomem M37. Zde se prudce, pravoúhle stáčí jižním směrem a vlévá se do něj Tmavý potok. Hodnoty SL indexu zde občasně dosahují hodnot 200 a na závěr je vidět velmi vysoká hodnota daná vysokou erozní silou toku.

Tmavý potok je levostranný přítok Javořího potoka, pramení na jižním úbočí Poledníku v nadmořské výšce 1 290 m, dále se stáčí jihovýchodním směrem. Podélný profil je značně nevyrovnaný s několika konkávními úseky. V nadmořské výšce 1 215 m potok narazí na křížení dvou zlomových linií Z12 a Z13 a od tohoto místa má shodný průběh s potenciálně aktivní linií zlomu M10. Od tohoto místa narůstá i hodnota SL indexu, která neklesne pod hodnotu 200 a Tmavý potok zde mění orientaci toku z JV na JJV. Průběh potoka sleduje linii potenciálního zlomu M10 až po nadmořskou výšku 1 120 m. Potok zde velmi prudce klesá hlubokým zařízlým údolím, přičemž v úseku dlouhém pouze 1,2 km činí výškový rozdíl téměř 100 metrů a podélný profil zde nabývá konkávního tvaru. V tomto úseku se nachází několik vodopádů, které jsou pojmenovány kaskáda Tmavého potoka. Nejvyšší dva stupně mají výšku

2 m a potok zde teče po obnaženém skalním podloží tvořeném biotitickým migmatitem se sklonem 15-30°. Hodnoty SL indexu v místě kaskád dosahují hodnot až 486. V nadmořské výšce 1 125 m se potok stáčí opět JV směrem a opouští linii potenciálního zlomu M10. V nadmořské výšce 1 082 m se do něj vlévá několik bezejmenných potoků a začíná sledovat průběh zlomové linie Z4, kterou sleduje až po ústí. To se projevuje ve skokovém růstu SL indexu, který dosahuje maximální hodnoty 712. V nadmořské výšce 1 060 m se nachází litologické rozhraní mezi migmatitem a granitem, které opět doprovází zvýšená hodnota SL indexu 383.

Roklanský potok pramení severozápadně od Blatného vrchu, poblíž státní hranice, odkud teče severozápadním směrem. Podélný profil Roklanského potoka je velmi nevyrovnaný a můžeme na něm vidět mnoho stupňů a konkávních úseků. Podélný profil lze rozdělit do třech hlavních úseků.

První část je brána od pramene po nadmořskou výšku 1 170 m. Na podélném profilu můžeme vidět prudkou konvexní část pramenné oblasti, která se nachází na strmějším úpatí Blatného vrchu (1 367 m n. m.), která přechází do rovinatého územím Blatenské a Vrcholové slatě. V nadmořské výšce 1 200 m tok prochází přes potenciální zlom M30, což je patrné v podélném profilu jako stupeň, a také prvním nárustem SL indexu. Od nadmořské výšky 1 185 m má Roklanský potok shodný průběh se zlomovou linií Z10 a s linií potenciálního zlomu M35, navíc se zde nachází tektonické rozhraní, kdy granitické podloží přechází v migmatit. To se projevuje v podélném profilu stupněm, a také v nárustu hodnoty SL indexu na lokální maximum 245. V nadmořské výšce 1 170 m se potok odklání od zmiňovaných linií zlomů Z10 a M35, což vede k velmi výraznému nárustu hodnoty SL indexu na 659.

V *druhé části* podélného profilu Roklanského potoka vidíme prudký pokles nadmořské výšky, a to od zmiňované nadmořské výšky 1 170 m po soutok se Studeným potokem. Poté co se potok odkloní od dvojice zlomů, se potok začne zahlubovat a na 1 140 výškovém m se opět protne se zlomovou linií Z10. V nadmořské výšce 1 125 m se potok dostává do souběhu se zlomovou linií Z17 a linií potenciálního zlomu M38, a to až po soutok s Rokytkou. To se odráží také v dalším lokálním maximu SL indexu na hodnotě 650. Do soutoku s Rokytkou protéká potok rovinatější částí Roklanské slati. V nadmořské výšce 1 105 m se nachází litologické rozmezí, kdy migmatit přechází v granit, což je vidět v mírném nárustu SL indexu. Po soutoku s Rokytkou se Roklanský potok stáčí téměř kolmo z původního SSV směru na VSV směr.

V nadmořské výšce 1 060 m n. m. potok prochází zlomovou linií Z20 a vlévá se do něj Novohuťský potok. Díky tomu se zvyšuje erozní síla potoka, která je patrná i na nárustu hodnoty SL indexu na 689. Roklanský potok dále prudce klesá v zařízlém údolí a s tím roste i hodnota SL indexu až na 652.

Ve *třetí části* podélného profilu má Roklanský potok již mírnější sklon. V nadmořské výšce 1 040 m se do Roklanského potoka vlévá Studený potok, Roklanský potok začíná sledovat zlomovou linií Z3 a linií potenciálního zlomu M12 a směr toku se výrazně pravoúhle stáčí severním směrem. Od toho místa potok představuje litologické rozmezí mezi granitickými horninami na levostranné části povodí a migmatitickými horninami na pravostranné části až po nadmořskou výšku 1 028 m. Toto zlomové pásmo (Z3 a M12) sleduje až po soutok s Javořím potokem. Jedná se o přímočarou část, potok jen minimálně meandruje a na levostranném břehu se nachází velmi strmý svah s největším zastoupením plochy se sklonem nad 25°. Hodnoty SL indexů se v této části drží kolem hodnoty 200. Po soutoku s Javořím potokem v nadmořské výšce 1 015 m Roklanský potok opouští zlomové pásmo a mění svůj směr toku na východní. Hodnota SL indexu prudce stoupá na svoje maximum, které je dané vysokou intenzitou eroze. V nadmořské výšce 1 010 – 1001 m potok sleduje průběh potenciálního zlomu M41, během něhož hodnota SL indexu také výrazněji roste. V nadmořské výšce 997 m potok naráží na další zlomové pásmo tvořené zlomem Z9 a potenciálním zlomem M29 a opět se stáčí pravoúhle JJV směrem. V nadmořské výšce 995 m potok prochází litologickým rozmezím, které je odražené mírně zvýšenou hodnotou SL indexu. Po nadmořské výšce 990 m končí zlomové pásmo Z9 a M29, Roklanský potok se stáčí pravoúhle na VJV a až po soutok má shodný průběh s potenciálním zlomem M42. Vlivem blízkosti ústí toku roste erozní síla a také hodnoty SL indexu nad 400.

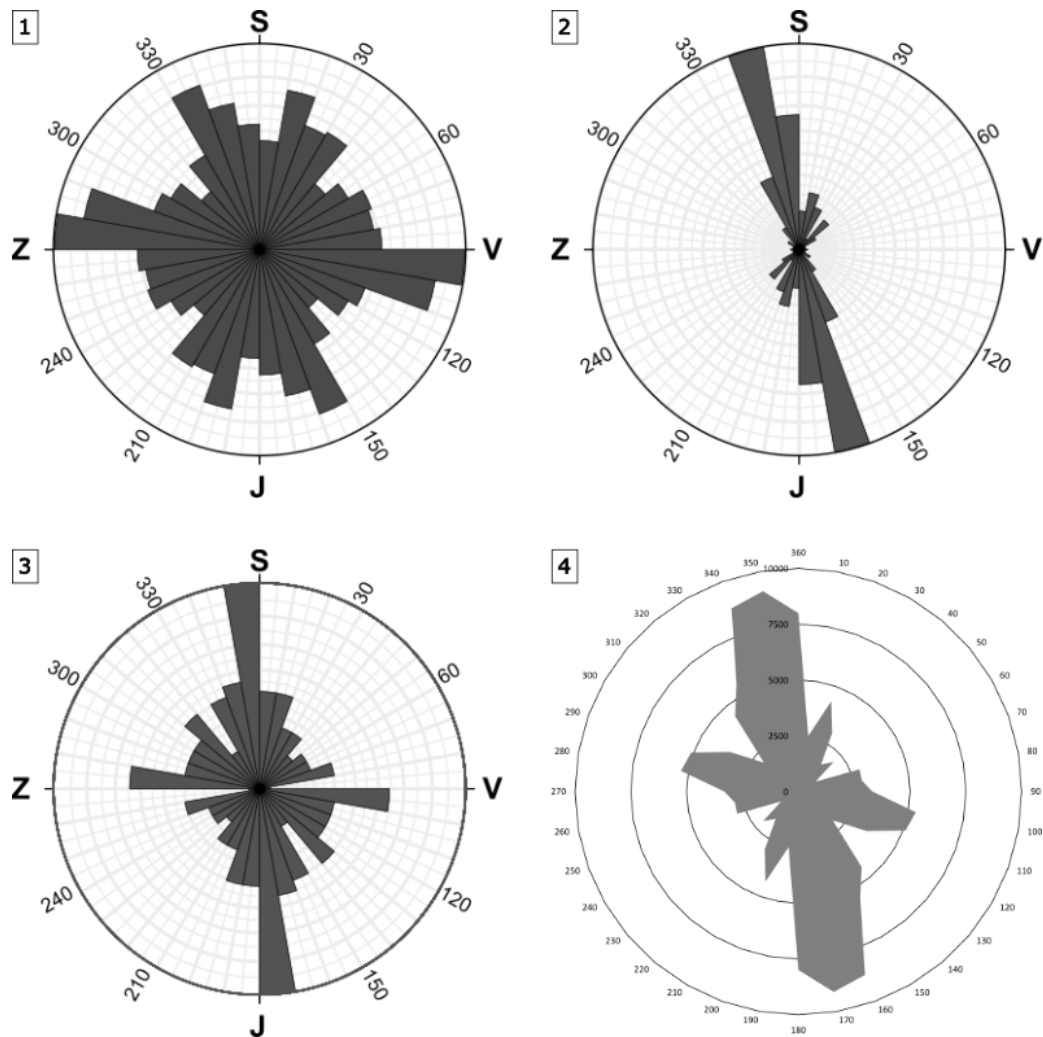
6. DISKUZE

Studované území Modravského a Roklanského potoka se nachází v geomorfologickém podcelku Šumavské pláně, které se nacházejí v centrální části pohoří Šumava. Pravděpodobně představují reliktní rozsáhlého, vyzdviženého zarovnaného povrchu paleogenního stáří (Czudek 2005). Území má podobu plochého reliéfu, který protíná síť horských potoků s širokými údolními. Dnešní tvar pohoří je výsledkem neotektonického zdvihu, který je důsledkem kolizního vývoje alpských systémů (Ziegler a Dèzes 2007). Uspořádání a tvar říční sítě v zájmovém území je zřetelně ovlivněn určitými predispozicemi. Říční síť a přilehlá údolí mají výrazně přímočarý průběh, s pravouhlými změnami směru toku, které napovídají, že příčinou takového uspořádání by mohla být geologická predispozice, struktura či tektonika. Pro ověření tohoto předpokladu bylo využito několik geomorfologických analýz.

Výsledné směry puklinové analýzy jednotlivých lokalit se liší, u většiny lokalit vidíme alespoň dva dominantní směry puklinových ploch, které často tvoří tzv. párové systémy které jsou na sebe vzájemně kolmé. Hlavním směrem puklinové analýzy je jednoznačně směr Z–V až ZSZ–VJV (viz obr. 34), který je dále doplněn dvěma dominantními směry SSV–JJZ a SSZ–JJV. Převažující sklon puklinových ploch je u většiny lokalit v rozmezí 70–90°. Všechny tři hlavní směry puklinové analýzy se shodují se zlomy, které v tomto území popisuje Müller (1999). Ten uvádí, že přímo zjištěny byly zlomy ve směru SSZ–JJV, přičemž zlomy ve směru SSV–JJZ a VJV–ZSZ považuje za předpokládané. Stáří těchto zlomů považuje Müller (1999) za mladopaleozoické až terciérní a nevyklučuje možnost opakování pohybů na těchto zlomech. Puklinová analýza jako celek tedy zjevně odpovídá hlavním směrům zlomů v této oblasti. Severním směrem od zájmového území prováděla puklinovou analýzu Zemanová (2005), která na skalních výchozech naměřila pukliny s převažující orientací SZ–JV a SV–JZ. Poukazuje však na rozdíly v orientaci dle geologického podloží.

Výrazná je také změna orientace mezi jednotlivými lokalitami, přičemž nejvýraznější je tato změna mezi lokalitami v povodí Roklanského potoka. Pokud bychom šli od západu, tak lokality L16 a L20 mají hlavní směr orientace ZJZ–VSV. Dále na východ se nacházejí L17, L18 a L19, jejichž orientace má úplně opačný hlavní směr SSZ–JJV. Oproti tomu dále na východ má lokalita L6 opět opačný hlavní směr ZSZ–VJV. Tyto lokality jsou od sebe oddělené sérií

paralelních zlomů, což by mohlo poukazovat na výraznější aktivitu zlomů s orientací SSZ–JJV v blízkosti těchto lokalit.



Obr. 34: Růžicové diagramy orientací (1) puklin – celkový počet 701, (2) zlomů – celkový počet 27, (3) morfolineamentů – celkový počet 49, (4) morfolineamentů s váhou délky morfolineamentů – celkový počet 49

Z analýzy zlomů je patrný hlavní výsledný směr pouze jeden a to SSZ–JJV a jen velmi mírně se zde projevuje směr zlomů SSV–JJZ, přičemž orientace blízká V–Z zde není patrná vůbec. Misař et al. (1983) ve své práci popisuje směry zlomů v šumavské části moldanubika a uvádí, že se zde nacházejí dva hlavní směry. Starší zlomy s orientací SSV–JJZ a mladší zlomy s orientací SZ–JV, přičemž označuje starší zlomy jako assynthského, tedy prekambriického stáří. Podle Kopačkové et al. (2010) je směr zlomů SZ–JV shodný s průběhem dunajského či pošumavského zlomu a odpovídají průběhu tzv. bavorského směru. Zlomy směru SZ–JV se

v zájmovém území nacházejí pouze minimálně a v malém množství se ukazují pouze v puklinové analýze a v analýze morfolineamentů (viz obr. 34). To by mohlo naznačovat, že v této oblasti jsou dominantní hlavně starší zlomy prekambriického stáří. Toto stáří ukazuje spíše na stáří jejich založení, neboť v tomto území je předpokládána jejich opětovná aktivita. Ta vyplývá z výsledků analýz údolní soustavy, které jsou diskutovány níže.

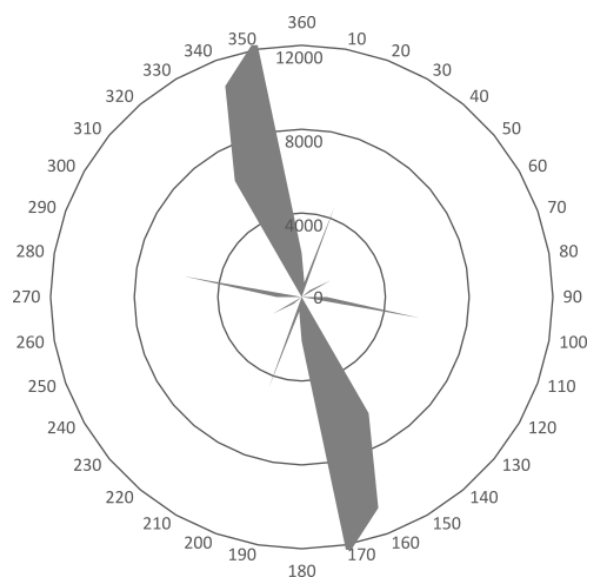
Výsledky analýzy morfolineamentů ukazují, že většina z nich má podobný průběh s průběhy zlomových linií a nachází se v přímých částech údolních úseků. Vodní toky v úsecích, kde mají shodný průběh s morfolineamenty a zlomy, mají často relativně vysoké hodnoty SL indexů, což by mohlo vypovídat o potenciální aktivitě těchto morfolineamentů a zlomů. Ostatní morfolineamenty spíše kratší délky představují hřbetnice. To se projevuje také na srovnání obou růžicových diagramů. Dominantním směrem je SSZ–JJV, a to i s ohledem na délku morfolineamentů, tedy směr shodný s průběhy zlomových linií. Sekundární orientace morfolineamentů ZSZ–VJV je dominantní spíše počtem, ale již ne tak délkou, tudíž se v reliéfu příliš neuplatňují. Existuje tedy silná korelace ve směrech morfolineamentů a směrech zlomů (viz obr. 34). To naznačuje, že morfolineamenty ve studované oblasti jsou více řízeny staršími primárními zlomy než sekundárním mladším systémem, který se více projevuje v orientaci puklin. Tedy, že zlomy této orientace SSZ–JJV mají výraznější vliv na formování dnešní podoby reliéfu.

Říční síť v zájmovém území má relativně uspořádaný pravidelný tvar. Nachází se zde mnoho přímočarých úseků, a také pravoúhlých ohybů toků. Podle tvaru se jedná o pravoúhlou říční síť, která je v našich podmínkách celkem ojedinělá, nicméně jednou z příčin jejího vývoje může být tektonické ovlivnění. Dle Charlton (2007) se pravoúhlá říční síť vyskytuje v oblastech, které jsou silně ovlivněné zlomy. Vodní toky zde sledují cestu nejmenšího odporu, a proto se soustřeďují v místech, kde je obnažená hornina nejslabší. Díky přítomnosti křižujících se zlomových systémů se toky prudce stáčí pod velkým úhlem. Tektonické ovlivnění říční sítě popisuje ve své práci Babůrek (1996), který uvádí, že většina řek v západní části zájmového území, které tečou ve směru SSZ–JJV, kopíruje tektonické zlomy. Müller (1999) uvádí, že byl v západní části zájmového území přímo zjištěn vztah mezi systémem zlomů s SSZ–JJV orientací a systémem údolí, která jsou paralelní s tímto průběhem.

Prakticky všechny podélné profily vodních toků v povodí Modravského a Roklanského potoka jsou značně nevyrovnané. Často se na profilech vyskytují konkávní úseky, menší stupně nebo

tzv. knickpointy, které byly doprovázeny vyššími hodnotami SL indexu. SL index reaguje i na jemné změny sklonu v podélném profilu a je díky němu možné posoudit vliv tektonických pohybů na vývoj povodí (Sarkar et al. 2021).

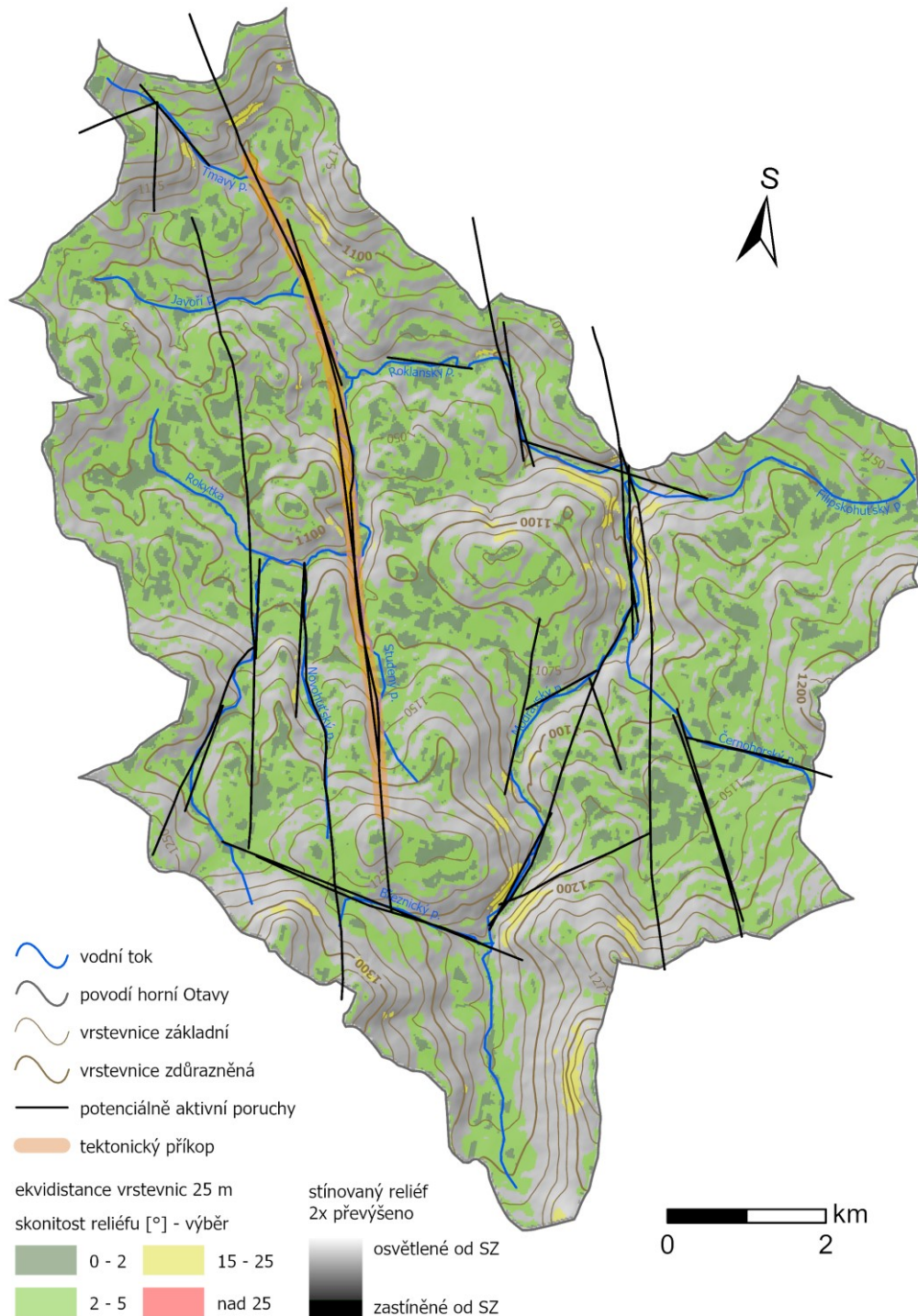
Po vyloučení dalších možných příčin spádových anomálií, jako např. zvýšená erozní síla v blízkosti soutoku, litologický přechod, vliv odolnějších struktur nebo antropogenní vlivy, lze zlomy, které se nachází v oblasti zvýšených hodnot SL indexu označit za potenciálně aktivní. Pro účely práce byla tato hodnota SL indexu stanovena na 200, kterou k indikaci anomálií používají např. Stemberk (2021) nebo Štěpančíková a Stemberk (2016). Nicméně tato hodnota byla s odstupem od pramene překonána většinou toků od poloviny jejich délky (např. Modravský a Studený p.), tudíž se nabízí otázka, jestli hodnota nebyla stanovena příliš nízko. Na druhou stranu většina ze zlomů vodní tok nekřížila, ale měla shodný průběh s vodním tokem a vysoké hodnoty SL indexu poukazují na možnou aktivitu zlomu. To ostatně potvrzují i výsledky připravované publikace Hartvich et. al (in prep.), kde je v těchto oblastech doložena i vyšší aktivita erozně akumulacích procesů. Na základě vyšších hodnot SL indexů (200) byly vybrány poruchy, které můžeme označit za potenciálně aktivní (viz obr. 36). Jejich orientace je znázorněna na obr. 35 níže.



Obr. 35: Směry poruch označených na základě SL indexů za potenciálně aktivní, s váhou délky poruch, celkový počet poruch je 32

Potencionálně aktivní poruchy jsou v zájmovém území sledovány průběhy vodních toků. Což je dalším důkazem o vlivu tektoniky na formování reliéfu. Hlavním dominantním směrem je zde SSZ–JJV (150-180° a 330-360°), který byl dominantní ve všech provedených analýzách.

Dalším méně zastoupeným směrem je ZSZ–VJV. Z pohledu na mapu potenciálně aktivních poruch vidíme, že se tento směr nachází více v jihovýchodní části území např. část průběhu Březnického nebo Filipskohuťského a Roklanského potoka. Tyto zlomy se v několika případech kříží se zlomy dominantního směru SSZ–JJV a jsou jimi porušovány. To silně napovídá, že zlomy dominantního směru SSZ–JJV jsou mladší než zlomy ve směru ZSZ–VJV.



Obr. 36: Potenciálně aktivní poruchy a vymezení tektonického příkopu v zájmovém území zdroj dat: Arcdata Praha (2016), COPERNICUS (2022), ČGS (2019), vlastní zpracování

Zlomové pásmo Roklanského potoka

Velmi výraznou zlomovou linií jsou zlomy Z3 a M12, které mají směr SSZ–JJV a spojují do jedné údolní linie průběhy čtyř různých toků. Z jižní strany se jedná o téměř celý průběh toku Studeného potoka, který se dále vlévá do Roklanského potoka, odkud pokračuje dále severním směrem až k místu, kde se do Roklanského potoka vlévá Javoří potok. Na obr. 36 je tento úsek vyznačen jako tektonický příkop. Roklanský potok navíc před a po průchodu tímto zlomovým pásmem mění výrazně svůj směr přibližně o 90°. Linie zlomu dále na sever od Javořího potoka pokračuje po linii Z4 a M35 a má shodný průběh s částí Tmavého potoka, který se v této linii vlévá do Javořího potoka. Müller (1999) tuto zlomovou linii pojmenovává jako Roklanský zlom. Také hodnoty SL indexu Roklanského potoka mají vyšší hodnoty, které v celém úseku neklesají pod hodnotu 200. A podobně jsou na tom i výše zmíněné potoky, které mají v oblasti zlomového pásma vyšší hodnoty. Okolí soutoku Javořího a Roklanského potoka popsali Stacke et al. (2016) jako oblast, která je tvořena širokým údolním dnem, kde se zachoval terasový systém.

Povodím Roklanského potoka a hlavně uvedeným zlomovým pásmem se zabývají také Hartvich et. al (in prep.). Autoři ve své práci zkoumali dané území pomocí kombinace terénního průzkumu, analýzy sedimentů, geofyzikálních profilů ERT a dalších analýz v prostředí GIS. Jejich výsledky ukazují, že se jedná o aktivní oblast, ve které se koncentruje recentní fluvialní aktivita v podobě mapovaných tvarů, byly zjištěny fluvialní terasy, z nichž některé byly pohřbené v údolí pod úroveň současné nivy, což může naznačovat roli tektonické aktivity. Analýzou fluvialních teras se na soutoku Javořího a Roklanského potoka zabývali také Stacke et al. (2016), kteří poukazují na dynamiku během pozdního holocénu. Metodou ERT byla dle Hartvicha et. al (in prep.) prokázána přítomnost zlomů v okolí zlomové zóny Roklanského potoka, které přibližně korespondují s jejich zákresem v geologických mapách. Podle autorů je území povodí Roklanského a Modravského potoka silně ovlivněno tektonickými strukturami, které mají vliv na reliéf povodí.

7. ZÁVĚR

Studované území povodí Roklanského a Modravského potoka se nachází na vyzdviženém, zarovnaném povrchu Šumavských plání. Na relativně plochem reliéfu se nacházejí horské toky s širokými údolními sítěmi, jejichž síť je podmíněna tektonickou aktivitou. Skalní podloží v zájmovém území je silně postiženo křehkými a křehce-duktilními strukturami, které mají klíčový vliv na vývoj a průběh údolní sítě. Cílem této práce bylo zhodnotit vliv strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf a posoudit tak jeho celkový obraz. K tomu byly využity postupy morfostrukturních a morfometrických analýz. Výstupem je vytvořená mapa s přehledem lokalit a s výsledky puklinové analýzy, které sloužily jako důležitý zdroj informací o směrech tektonických poruch. Významným výstupem je také mapa potenciálně aktivních poruch s vyznačeným tektonickým příkopem. Dalším významným výstupem je analýza podélných profilů pro hlavní toky obou povodí a jejich významné přítoky a stanovení hodnot SL indexu. Analýza puklinových systémů ukázala hlavní směr puklin ZSZ–VJV a dále dva dominantní párové směry SSV–JJZ a SSZ–JJV, které odpovídají také zlomům z geologických map. Převažujícím sklonem puklinových ploch je u většiny lokalit v rozmezí 70-90° a mohlo by se jednat o radiální zlomy.

Na základě vyšších hodnot SL indexu, které korelují s přítomností zlomových linií a linií morfolineamentů (po odfiltrování ostatních vlivů jako je eroze nebo litologické rozhraní), byly tyto zlomové linie a morfolineamenty označeny za potenciálně aktivní. Většina vodních toků v zájmovém území má shodnou část svého průběhu s liniemi těchto zlomů. Morfologické projevy v reliéfu ukazují na potenciálně aktivní tektonické vlivy na průběh říční sítě. Zejména v povodí Roklanského potoka odpovídá tvar říční sítě pravoúhlému typu, který je typický pro tektonicky podmíněný reliéf.

Velmi vysoké hodnoty SL indexu v delším průběhu se vyskytovaly v okolí tektonické linie Z3 a M12 (potenciálně až po tektonické linie Z4 a M35). V rámci této jedné linie se nacházejí poměrně přímé části čtyř potoků. V této zóně, kterou bychom mohli označit jako malý tektonický příkop SSV–JJZ směru, je patrná vysoká erozní energie, přestože se jedná o oblast s mírným sklonem.

Analýza morfolineamentů ukazuje na dominantní směry SSZ– JJV. Z analýzy vyplývá, že se jedná převážně o přímočaré části údolí a svahů. Z porovnání se směry puklin a zlomů je zřejmé, že všechny tyto systémy mají velmi výraznou dominanci SSZ– JJV směru, který zásadně ovlivňuje i tvar říční sítě, a také celkovou konfiguraci reliéfu. Druhý výrazný směr ZSZ–VJV je sledován pouze krátkými úseky údolí a hřbetů.

Zlomy označené na základě výsledků analýz jako potenciálně aktivní mají dominantní směr SSZ– JJV. Tyto zlomy porušují zlomy ve směru ZSZ–VJV a jsou tedy pravděpodobně mladšího stáří.

Zlomy, které byly v rámci této práce označeny za potenciálně aktivní, nelze samozřejmě považovat za aktivní, neboť jejich aktivita nebyla přímo prokázána. Jedná se o předpoklad založený na výsledcích morfostrukturních a dalších analýz. Prokázání aktivity těchto zlomů by vyžadovalo dalších metod, zejména monitoringu těchto potenciálních pohybů moderními metodami. Tímto směrem by se mohly ubírat případné budoucí práce.

8. POUŽITÁ LITERATURA

- ALBRECHT, J. (2003): Chráněná území ČR. VIII., Českobudějovicko. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.
- ARCDATA PRAHA (2016): ArcČR 500 – digitální geografická databáze, verze 3.3. www.arcdata.cz (cit. 15. 3. 2022).
- BABŮREK, J. (1996): Geological research of Bohemian Forest. 1, 27–31.
- BALÁKOVÁ, H. (2004): Morfostrukturní analýza georeliéfu v prostředí GIS (na vybraných částech Šumavy). *Miscellanea geographica*, 10, 1–17.
- BALATKA, B. (1993): Opuštěná údolí České vysočiny. *Geografické rozhledy*, 3, 2, 73–75.
- BALATKA, B., PŘIBYL, V. (2000): Morphostructural analysis and geomorphological development of the Nedvědička River valley near Pernštejn. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica, SUPPL.*, 35, 211–224.
- BATAYNEH, A., GHREFAT, H., DIABAT, A. (2012): Lineament characterization and their tectonic significance using gravity data and field studies in the Al-Jufr area, southeastern Jordan plateau. *Journal of Earth Science*, 6, 23, 873–880.
- BLÁHOVÁ, Š., KŘÍŽEK, M. (2007): Spatial distribution of potential planation surfaces in the Bohemian Forest (the Šumava Mts.). *Silva Gabreta*, 3, 13, 217–224.
- ČADA, V., MORRISSEY, R. C., MICHALOVÁ, Z., BAC, R., JANDA, P., SVOBODA, M. (2016): Frequent severe natural disturbances and non-equilibrium landscape dynamics shaped the mountain spruce forest in central Europe. *Forest Ecology and Management*, 363, 169–178.
- ČGS (1998a): Databáze významných geologických lokalit: 2151 (online), (cit. 23. 6. 2022) Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/2151>.
- ČGS (1998b): Databáze významných geologických lokalit: 2618 (online), (cit. 23. 6. 2022) Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/2618>.
- ČGS (1998c): Databáze významných geologických lokalit: 4222 (online), (cit. 23. 6. 2022) Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/4222>.
- ČGS (1998d): Databáze významných geologických lokalit: 4223 (online), (cit. 23. 6. 2022) Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/4223>.
- ČGS (2019): Geologická mapa České republiky 1 : 25 000. Mapový podklad © Česká geologická služba (cit. 15. 3. 2022).

ČHMÚ (2022): Historická data počasí a hydrologie – Denní data dle zákona 123/1998 Sb., <https://1url.cz/WrLao> (cit. 1. 2. 2022).

COPERNICUS (2022): European Digital Elevation Model (EU-DEM), version 1.1 rozlišení 25 m <https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1.1> (cit. 22. 4. 2022).

ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí vydry. *Geografie-Sbornik CGS*, 3, 116, 335–353.

ČÚŽK (2022): Geomorfologické jednotky ČR – 1998.

ČZU (2014): Půdní mapa ČR 1:250 000 - klasifikace dle TKSP a WRB (cit. 15. 3. 2022).

CZUDEK, T. (1972): Geomorfologické Členění ČSR. Geografický Ústav CSAV, Brno.

CZUDEK, T. (2005): Vyvoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. *Moravské zemské museum, Brno*, 238 str.

DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia Praha, Praha.

DEMEK, J. (2003): Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geomorfologický sborník*, 2, 215–221.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P., BALATKA, B., BUČEK, A., CIBULKOVÁ, P., CULEK, M., ČERMÁK, P., DOBIÁŠ, D., HAVLÍČEK, M., HRÁDEK, M., KIRCHNER, K., LACINA, J., PÁNEK, T., SLAVÍK, P., VAŠÁTKO, J. (2006): *Hory a nížiny*. Zeměpisný lexikon ČR. MŽP ČR, Brno.

DEMEK, J., ZEMAN, J. (1979): *Typy reliéfu Země*. Academia, Praha.

EKNELIGODA, T. C., HENKEL, H. (2006): The spacing calculator software - A Visual Basic program to calculate spatial properties of lineaments. *Computers and Geosciences*, 4, 32, 542–553.

FIALA, T. (2005): Pojetí morfostrukturní analýzy reliéfu v pracech českých a slovenských geomorfologů. *Geografie-Sbornik CGS*, 110, 2, 103–115.

FINGER, F., GERDES, A., JANOUŠEK, V., RENÉ, M., RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: The significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geosciences*, 1–2, 52, 9–28.

HACK, J. T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, 1, 421–429.

- HARTVICH, F. (2004): Morfostrukturní analýza SV okraje Šumavy v okolí Pošumavského zlomu.
- HARTVICH, F. (2005): Research of geodynamic activity in the vicinity of Obří hrad, Šumava mts. *Acta Geodyn. et Geomater*, 2, 1, 29–35.
- HARTVICH, F., TÁBOŘÍK, P., LANGHAMMER, J. (in prep.): Multidisciplinary analysis of a mid-mountain valley system: case study from Bohemian Forest Mts. Nepsublikovaný článek.
- HARTVICH, F., VALENTA, J. (2011): The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: A case study from Strašín Cave site. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, 8, 425–441.
- HASALOVÁ, P., JANOUŠEK, V., SCHULMANN, K., ŠTÍPSKÁ, P., ERBAN, V. (2008): From orthogneiss to migmatite: Geochemical assessment of the melt infiltration model in the Gföhl Unit (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). *Lithos*, 3–4, 102, 508–537.
- HOUSAROVÁ, M., MENTLÍK, P. (2004): Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. *Miscellanea geographica*, 10, 16.
- HRUBCOVÁ, P., ŠRODA, P., ŠPIČÁK, A., GUTERCH, A., GRAD, M., KELLER, G. R., BRUECKL, E., THYBO, H. (2005): Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 11, 110, 1–21.
- HUGGETT, R. J. (2011): *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London.
- HUNG, L. Q., BATELAAN, O., DE SMEDT, F. (2005): Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology V*, 5983, 182–193.
- CHAMRA, S., SCHRÖFFEL, J., TYLŠ, V. (2005): *Základy petrografie a regionální geologie ČR*. Vydavatelství ČVUT, Praha.
- CHARLTON, R. (2007): *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge, London.
- CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2011): *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, Praha.
- CHLUPÁČ, I., ŠTORCH, P. (1992): Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky*, 37, 4, 25–275.

JABLONSKÁ, D. (2013): Zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku Zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Magisterská práce.

JAČKA, L., PAVLÁSEK, J., PECH, P. (2010): Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava. Praha.

JANÍK, T., ROMPORTL, D. (2016): Comparative landscape typology of the bohemian and bavarian forest national parks. *European Journal of Environmental Sciences*, 2, 6, 114–118.

JEDLIČKA, K., MENTLÍK, P. (2002): Hydrologická analýza a výpočet základních morfometrických charakteristik povodí s využitím GIS. In: Sborník GEOINFORMATIKA z XX. Sjezdu ČGS v Ústí nad Labem 2002. 46–58.

JEDLIČKA, K., MENTLÍK, P. (2003): Užití některých prvků morfostrukturní analýzy v prostředí GIS. *Geomorfologický sborník*, 2, 223–232.

JELÍNEK, J. (2004): Morfostrukturní analýza jako vhodná metoda studia strukturně-geologické stavby aplikovaná na příkladu moravskoslezské oblasti. *Sborník vědeckých prací VSB Ostrava*, 1, L, 41–56.

JELÍNEK, J. (2006): Hydrografie a režim odtoku v povodí Roklanského potoka. Univerzita Karlova.

JORDAN, G., MEIJNINGER, B. M. L., HINSBERGEN, D. J. J. va., MEULENKAMP, J. E., DIJK, P. M. va. (2005): Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 3, 7, 163–182.

KACHLÍK, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. 65.

KINDLMANN, P., MATĚJKA, K., DOLEŽAL, P. (2012): Lesy Šumavy, Lýkožrout a ochrana přírody. Univ. Karlova v Praze, Nakl. Karolinum, Praha, Praha.

KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Disertační práce.

KODYM, O. ml. a kol. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 – list Strakonice. Nakladatelství ČSAV, Praha.

KOPAČKOVÁ, V., VERNER, K., FRANĚK, J., MARTÍNEK, K., VONDROVIC, L., ŠEBESTA, J. (2010): Geologické výzkumné práce v části VÚ Boletice k vymezení potenciálně vhodného území pro umístění hlubinného úložiště : Tektonická analýza družicových snímků.

- KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy České vysočiny. Academia, Praha.
- KRAUSE, D., MARGOLD, M. (2019): Glacial geomorphology of the Šumava / Bayerischer Wald mountains, Central Europe. *Journal of Maps*, 2, 15, 719–725.
- KŘÍŽEK, M., UXA, T., MIDA, P. (2016): Praktikum morfometrických analýz reliéfu. Karolinum, Praha.
- KUSÁK, M. (2017): Morfostrukturní analýza Etiopské vysočiny pomocí dálkového průzkumu Země. Karlova Univerzita.
- LINDNER, M., DÖRR, W., REITHER, D., FINGER, F. (2021): The dobra gneiss and the drosendorf unit in the southeastern bohemian massif, Austria: West amazonian crust in the heart of Europe.
- MAPY.CZ (2022): Základní snímky. Dostupné z: www.mapy.cz (cit. 2. 5. 2022).
- MAŠEK, P., VOTÝPKA, J. (1999): Geomorphological development of the lower part of the Vydra River basin. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica XXXIV*, 2, 101–132.
- MENTLÍK, P. (2004): Stav geomorfologických výzkumů v okolí Prášilského jezera a jeho další perspektivy Pavel Mentlík. In: *Miscellanea geographica* 10. Plzeň, 15.
- MINÁR, J., SLÁDEK, J. (2009): Morphological network as an indicator of a morphotectonic field in the central Western Carpathians (Slovakia). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 2, 53, 23–29.
- MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český Masiv. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- MÜLLER, V. (1999): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 : list 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. Český geologický ústav, Praha.
- NOAA (2022): Magnetic Field Calculators. Dostupné z: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml> (cit. 24. 4. 2022)
- PÁNEK, T. (2004): The use of morphometric parameters in tectonic geomorphology (on the example of the Western Beskydy Mts). *Acta Universitatis Carolinae*, 1, 111–126.
- PETRÁNEK, J., BŘEZINA, J., BŘÍZOVÁ, E., CHÁB, J., LOUN, J., ZELENKA, P. (2016): Encyklopedie geologie. Česká geologická služba, Praha.
- PRASAD, A. D., JAIN, K., GAIROLA, A. (2013): Mapping of Lineaments and Knowledge

Base Preparation using Geomatics Techniques for part of the Godavari and Tapi Basins, India: A Case Study. *International Journal of Computer Applications*, 9, 70, 39–47.

RAMSAY, J. G., HUBER, M. I., LISLE, R. J. (1983): The techniques of modern structural geology: Folds and fractures. Academic Press.

REBAI, N., SLAMA, T., TURKI, M. M., CHELBI, M. Ben, ACHOUR, H., BOUAZIZ, S. (2014): DEM-based calculation of residual topography: Application to the Quaternary salt dome tectonics in Northern Tunisia. In: *Vertical Geology Conference*. 12.

ROŠTÍNSKÝ, P., POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O. (2013): Recent geodynamic and geomorphological analyses of the Diendorf-Čebín Tectonic Zone, Czech Republic. *Tectonophysics*, 599, 45–66.

SARKAR, A., ROY, L., DAS, S., SENGUPTA, S. (2021): Fluvial response to active tectonics: analysis of DEM-derived longitudinal profiles in the Rangit River Basin, Eastern Himalayas, India. *Environmental Earth Sciences*, 7, 80, 1–22.

ŠILHAVÝ, J., MINÁR, J., MENTLÍK, P., SLÁDEK, J. (2016): A new artefacts resistant method for automatic lineament extraction using Multi-Hillshade Hierarchic Clustering (MHHC). *Computers and Geosciences*, 92, 9–20.

STACKE, V., TLAPÁKOVÁ, L., MENTLÍK, P., VOČADLOVÁ, K. (2016): Deposits and evolution of the alluvial infill on the confluence of Roklanský Potok and Javoří Potok streams at the Šumavské Pláně plains. *Silva Gabreta*, November, 22, 17–29.

STEJSKAL, V. (2022): Morfostrukturní analýza reliéfu Polické vrchoviny.

STEMBERK, J. jr. (2021): Analýza údolní sítě Kladské Bělé. Disertační práce, KFGG, Univerzita Karlova, Praha 246s.+volná příloha.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2005): Selected analyses of the morphostructure of the ne part of the rychlebské hory mts. (Czech Republic). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 2, 59–67.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2007): Vybrané metody morfostrukturní analýzy. *Miscellanea Geographica*, 13, 59–66.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., STEMBERK, J. jr. (2016): Region of the Rychlebské Hory Mountains—Tectonically Controlled Landforms and Unique Landscape of Granite Inselbergs (Sudetic Mountains) BT - Landscapes and Landforms of the Czech Republic. In: Pánek, T., Hradecký, J. (eds.). Springer International Publishing, Cham, 263–276.

STEREONET (2022): Program (online) dostupné z:
<https://www.rickallmendinger.net/stereonet> (cit. 7. 4. 2022).

TGM VÚV (2022): Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) – digitální geografická databáze. www.dibavod.cz (cit. 15. 3. 2022).

TÍRLĂ, L., VIJULIE, I. (2013): Structural-tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges: Southern Carpathians, Romania. *Geomorphology*, 197, 123–136.

TOLASZ, R., MÍKOVÁ, T., VALERIÁNOVÁ, A., VOŽENÍLEK, V. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ, UPOL, Praha.

TRENBIRTH, H. E. (2010): Lichenometry. In: Cook, S. J., Clarke, L. E., Nield, J. M. (eds.): *Geomorphological Techniques* (Online Edition). British Society for Geomorphology, London.

TROIANI, F., GALVE, J. P., PIACENTINI, D., DELLA SETA, M., GUERRERO, J. (2014): Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183–197.

VLASÁK, T. (2008): Návrh databanky povodní Otavy a její využití v protipovodňové ochraně. Univerzita Karlova.

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., BLAŽKOVÁ, Š. (2016): Influence of peat soils on runoff process: Case study of Vydra River headwaters, Czechia. *Geografie-Sborník CGS*, 2, 121, 235–253.

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. (2012): Retention potential and hydrological balance of a peat bog: case study of Rokytka Moors, Otava River headwaters, sw. Czechia. *Geografie*, 4, 117, 395–414.

ŽÁČEK, V., BABŮREK, J. (2007): Radioaktivita a facie vyderského a prášilského granitového plutonu na Šumavě. 2005, 2006.

ŽÁK, J., VERNER, K., FINGER, F., FARYAD, S. W., CHLUPÁCOVÁ, M., VESELOVSKÝ, F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos*, 1–4, 121, 25–40.

ZIEGLER, P. A., DÉZES, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 1–4, 58, 237–269.

ŽÍŽALA, D., VILÍMEK, V. (2011): Morfostrukturní analýza údolí Svratky v okolí Doubravníku. *Informace České geografické společnosti*, 30, 1, 1–12.