

**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 HORNÍ OTAVY**

**Structural tectonic and morphometric characteristics of the Upper Otava river basin**

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: 2019/2020

**student:** Bc. Šárka Burkytová

**obor:** Fyzická geografie a geoekologie (NFGGD)

**Téma:** **Strukturně-tektonická a morfometrická charakteristika povodí horní Otavy**

## **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:**

- rešerše zaměřená na geologickou stavbu a struktury zájmové oblasti (geologie, strukturní geologie, geomorfologie, tektonika) a pořízení dat (DMR)
- rešerše 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 horní Otavy; 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: 23.11.2019

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 29. 7. 2022

.....

podpis

**Poděkování:**

Ráda bych ráda poděkovala svému vedoucímu práce RNDr. Filipu Hartvichovi, Ph.D., za vedení, konzultace, cenné rady 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-geomorfologických charakteristikou a morfometrickou analýzou povodí horní Otavy, které se nachází v pohoří Šumavy. Úvodní část je zaměřená na rešerši odborné literatury, v rámci které je zájmová oblast zhodnocená z hlediska fyzicko-geografických charakteristik. Rešerše se dále zabývá přehledem metod strukturně-geomorfologického výzkumu se zaměřením na morfostrukturní analýzu reliéfu. Strukturně-geomorfologická charakteristika byla provedena pomocí puklinové analýzy vybraných lokalit, na kterých proběhlo měření směru puklinových ploch a jejich sklon. Byla také provedena analýza morfolineamentů a analýza zlomové tektoniky, na základě které byly vymezeny morfostruktury. Jednotlivé morfostruktury byly hodnoceny pomocí metod morfometrické analýzy a porovnány pomocí morfostrukturní syntézy z hlediska vzájemné podobnosti či odlišnosti. Závěrem bylo v zájmovém území nastíněn geomorfologický vývoj.

## **Klíčová slova**

Morfostrukturní analýza, strukturní měření, Šumava, morfometrie, morfolineamenty

## **Abstract**

The thesis deals with the structural-geomorphological characteristics and morphometric analysis of the Upper Otava River basin, located in the Šumava Mountains. The introductory part is focused on the literature search, in which the area of interest is evaluated in terms of physical-geographical characteristics. The review also deals with an overview of methods of structural geomorphological research with a focus on morphostructural analysis of relief. The structural-geomorphological characterization was established by means of a joint analysis of selected sites where the direction of the joint surfaces and their slope were measured. A morpholineament analysis and fault tectonics analysis were also done to define the morphostructures. The individual morphostructures were evaluated using morphometric analysis methods and compared using morphostructure synthesis in terms of their similarities or differences. Finally, the geomorphological evolution in the area of interest was outlined.

## **Keywords**

Morphostructural analysis, structural measurements, Šumava mountains, morphometry, morpholineaments

## Obsah

<b>Rozsah práce:</b> .....	3
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.....	15
2.1 Geologické poměry.....	15
2.1.1 Tektonické poměry a strukturní charakteristika.....	20
2.2 Geomorfologické poměry.....	22
2.2.1 Geomorfologické členění.....	22
2.2.2 Geomorfologický vývoj .....	26
2.3 Hydrologické poměry .....	28
2.4 Klimatické poměry .....	31
2.5 Pedologické poměry .....	32
2.6 Biogeografické poměry .....	34
3. METODY STRUKTURNĚ-GEOMORFOLOGICKÉHO VÝZKUMU .....	35
3.1 Morfostrukturní analýza reliéfu.....	36
3.1.1 Metody morfostrukturní analýzy založené na terénním výzkumu .....	37
3.1.2 Metody morfostrukturní analýzy založené na analýze digitálního modelu reliéfu..	44
4. METODIKA .....	46
4.1 Rešerše odborné literatury .....	46
4.2 Vyhledávání vhodných lokalit.....	47
4.3 Puklinová analýza.....	48
4.4 Analýza morfolineamentů .....	49
4.5 Analýza zlomové tektoniky .....	49
4.6 Morfostrukturní analýza .....	50
5. VÝSLEDKY .....	51
5.1 Puklinová analýza.....	51
5.2 Výsledky puklinové analýzy dle lokalit .....	53
5.2.1 Lokalita 1 – Skála s křížkem .....	53
5.2.2 Lokalita 2 – Modrava .....	53
5.2.3. Lokalita 3.....	54
5.2.4 Lokalita 4.....	55

5.2.5	Lokalita 5.....	55
5.2.6	Lokalita 6 – Modravská hora .....	57
5.2.7	Lokalita 7.....	58
5.2.8	Lokalita 8 – Lovčí skála .....	58
5.2.9	Lokalita 9 – Čertův vrch.....	60
5.2.10	Lokalita 10.....	60
5.2.11	Lokalita 11 – Tetřev .....	61
5.2.12	Lokalita 12 – Hraniční kámen .....	63
5.2.13	Lokalita 13 – Oblík .....	63
5.2.14	Lokalita 14.....	63
5.2.15	Lokalita 15 – Velká Mokrůvka .....	64
5.2.16	Lokalita 16 – Medvědí hora .....	64
5.2.17	Lokalita 17.....	65
5.2.18	Lokalita 18.....	68
5.2.19	Lokalita 19.....	68
5.2.20	Lokalita 20.....	69
5.2	Analýza morfolineamentů .....	71
5.3	Analýza zlomové tektoniky .....	73
5.4	Morfostrukturní analýza .....	75
5.4.1	Morfostruktura 1 .....	75
5.4.2	Morfostruktura 2 .....	77
5.4.3	Morfostruktura 3 .....	78
5.4.4	Morfostruktura 4 .....	79
5.4.5	Morfostruktura 5 .....	80
5.4.6	Morfostruktura 6 .....	81
5.4.7	Morfostruktura 7 .....	82
6.	DISKUZE .....	84
6.1	Diskuze výsledků.....	84
6.2	Morfostrukturní syntéza .....	85
6.3	Geomorfologický vývoj povodí horní Otavy .....	86
7.	ZÁVĚR .....	87
8.	POUŽITÁ LITERATURA .....	88

# SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, MAP, TABULEK A PŘÍLOH

## Seznam obrázků

Obr. 1: Vymezení zájmového území v rámci ČR .....	13
Obr. 2: Nadmořská výška zájmového území vymezené povodím Roklanského potoka .....	14
Obr. 3: 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. ....	16
Obr. 5: Sklonitost reliéfu v povodí horní Otavy.....	24
Obr. 6: Sklonitost reliéfu v povodí horní Otavy.....	25
Obr. 7: Průměrný průtok za jednotlivé roky na profilu Vydra – Modrava .....	29
Obr. 8: Graf denních a měsíčních průměrů průtoků, období 1981-2020, (Zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování) .....	30
Obr. 9 Klimagram průměrných měsíčních srážek a teplot z let 1953–2022, .....	32
Obr. 10: Půdní mapa povodí horní Otavy .....	33
Obr. 11: Základní typy uspořádání údolních sítí, převzato z Charlton (2007), upraveno.....	40
Obr. 12: Rozdíl mezi geometrickou a prostorovou analýzou křehkých poruch.....	42
Obr. 13: Souhrnný růžicový diagram s orientacemi poruchových ploch a stereografická s póly ploch pro všechny lokality .....	51
Obr. 14: Přehled lokalit s výsledky puklinové analýzy.....	52
Obr. 15: Fotografie lokalit 1–4, zdroj: archiv autorky .....	54
Obr. 16: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 1–4.....	56
Obr. 17: Fotografie lokalit 5–8, zdroj: archiv autorky .....	57
Obr. 18: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 5–8.....	59
Obr. 19: Fotografie lokalit 9-12, zdroj: archiv autorky.....	61
Obr. 20: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 9–12.....	62
Obr. 21: Fotografie lokalit 13,15 a 16, zdroj: archiv autorky .....	65
Obr. 22: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 13–16.....	67
Obr. 23: Fotografie lokalit 17-20, zdroj: archiv autorky.....	69
Obr. 24: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 17–20.....	70
Obr. 25: Vymezení a směry morfolineamentů v povodí horní Otavy.....	72
Obr. 26: Směry zlomových struktur v povodí horní Otavy.....	73

Obr. 27: Zlomové linie v povodí horní Otavy dle geologické mapy ČR 1 : 25 000 a 1 : 50 000 .....	74
Obr. 28: Přehled morfostruktr .....	76
Obr. 29: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 1 .....	77
Obr. 30: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 2 .....	78
Obr. 31: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 3 .....	79
Obr. 32: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 4 .....	80
Obr. 33: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 5 .....	81
Obr. 34: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 6 .....	82
Obr. 35: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 7 .....	83

## Seznam tabulek

Tab. 1: Geomorfologické členění dle Demka et al. (2006) .....	22
Tab. 2: Základní hydrologické údaje Roklanského a Modravského potoka .....	28
Tab. 3: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 1.	75
Tab. 4: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 2.	78
Tab. 5: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 3	79
Tab. 6: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 4	80
Tab. 7: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 5	81
Tab. 8: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 6	82
Tab. 9: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 7	83

## 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

# 1. ÚVOD

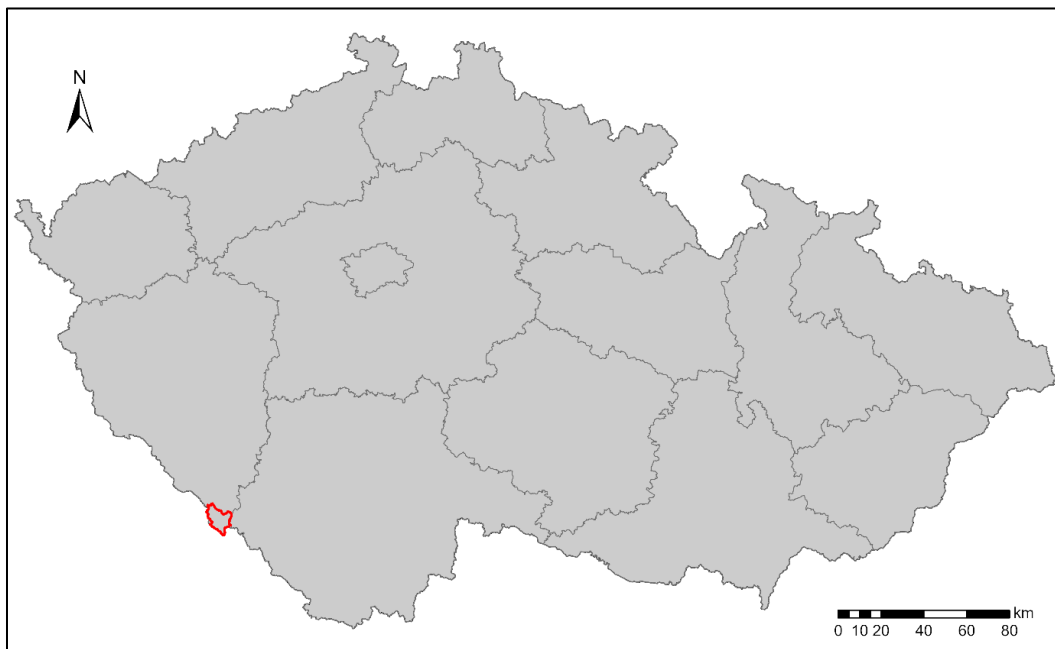
Na formování reliéfu a krajiny, tak jak jí známe a můžeme pozorovat dnes, má velký vliv několik faktorů. Dnešní podoba krajiny je výsledkem dlouhého vývoje, který je podmíněn působením endogenních a exogenních činitelů. Výsledkem těchto geomorfologických procesů je georeliéf, který je stále pod vlivem 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 milionů let a skalní výchozy, které zde vystupují na povrch, mohou být významným ukazatelem strukturního vývoje této oblasti.

Tato diplomová práce si klade za cíl provést zhodnocení vývoje georeliéfu zájmového území povodí Horní Otavy, které se nachází v centrální oblasti pohoří Šumavy. Postupně bude oblast charakterizována strukturovanou rešerší, která bude zaměřená 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 morfolineamentů 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. Pro potřeby morfostrukturní analýzy jsou dále vymezeny jednotlivé morfostruktury, u kterých je uvedena stručná charakteristika a základní morfometrické a další analýzy. V diskuzi se poté zabývám interpretací jednotlivých výsledků, které jsou srovnány s pracemi dalších autorů. V závěru pak představuji hlavní důležité poznatky, které vyplynuly z provedených analýz.

## 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 protáhlé pohoří v SZ–JV směru.

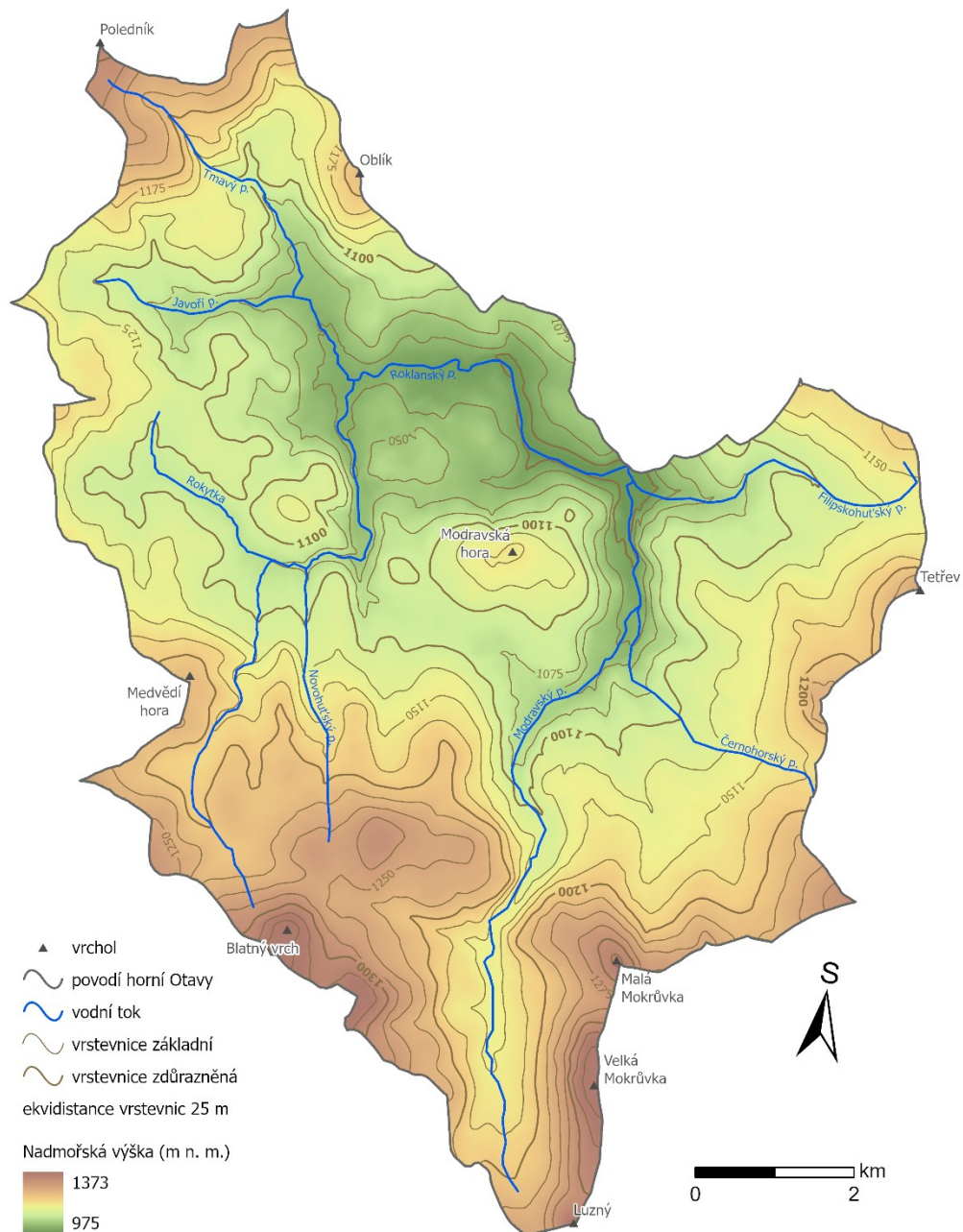
Zájmové území této práce je vymezeno povodím Roklanského a Modravského potoka, jejichž soutokem vzniká poblíž obce Modravy řeka Vydra. Zájmové území patří k pramenným oblastem povodí Otavy. Území se nachází centrální části Šumavy v geomorfologickém okrsku Kvildských plání, které patří k nejvýše položeným částem Šumavských plání. Celková plocha povodí horní Otavy je 14,2 km<sup>2</sup>.



*Obr. 1: Vymezení zájmového území v rámci ČR*

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

Na obr. 2 níže můžeme vidět výškopisnou mapu vybraného území. Nejvyšších hodnot dosahuje terén v jižní části, kde nadmořská výška činí až 1373 m n. m. Naopak nejnižší výšku nad mořem vidíme podél vodního toku Roklanského potoka v části severní – klesá zde na 975 m n. m.



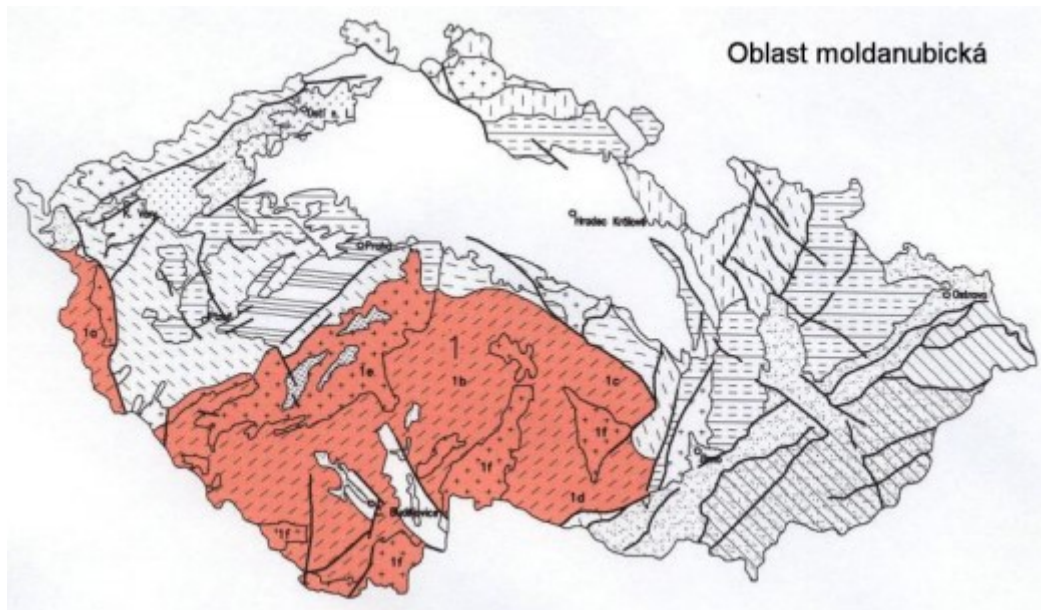
Obr. 2: Nadmořská výška zájmového území vymezené povodím Roklanského potoka

## 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. 3. Zájmové území pak spadá do oblasti 1b – oblast Šumavy a jižních Čech. Moldanubikum je tektonické souvrství, které je tvořené 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. 3: 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.

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 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 alpinských 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 Ostronská skupina, dále se v některých oblastech vyskytuje Drosendorfská jednotka a v jihovýchodní části můžeme čteněji narazit i na Gföhlskou jednotku.

### **Ostronská 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 Ostronské 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 pestrým souvrstvím metamorfovaných hornin, 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).

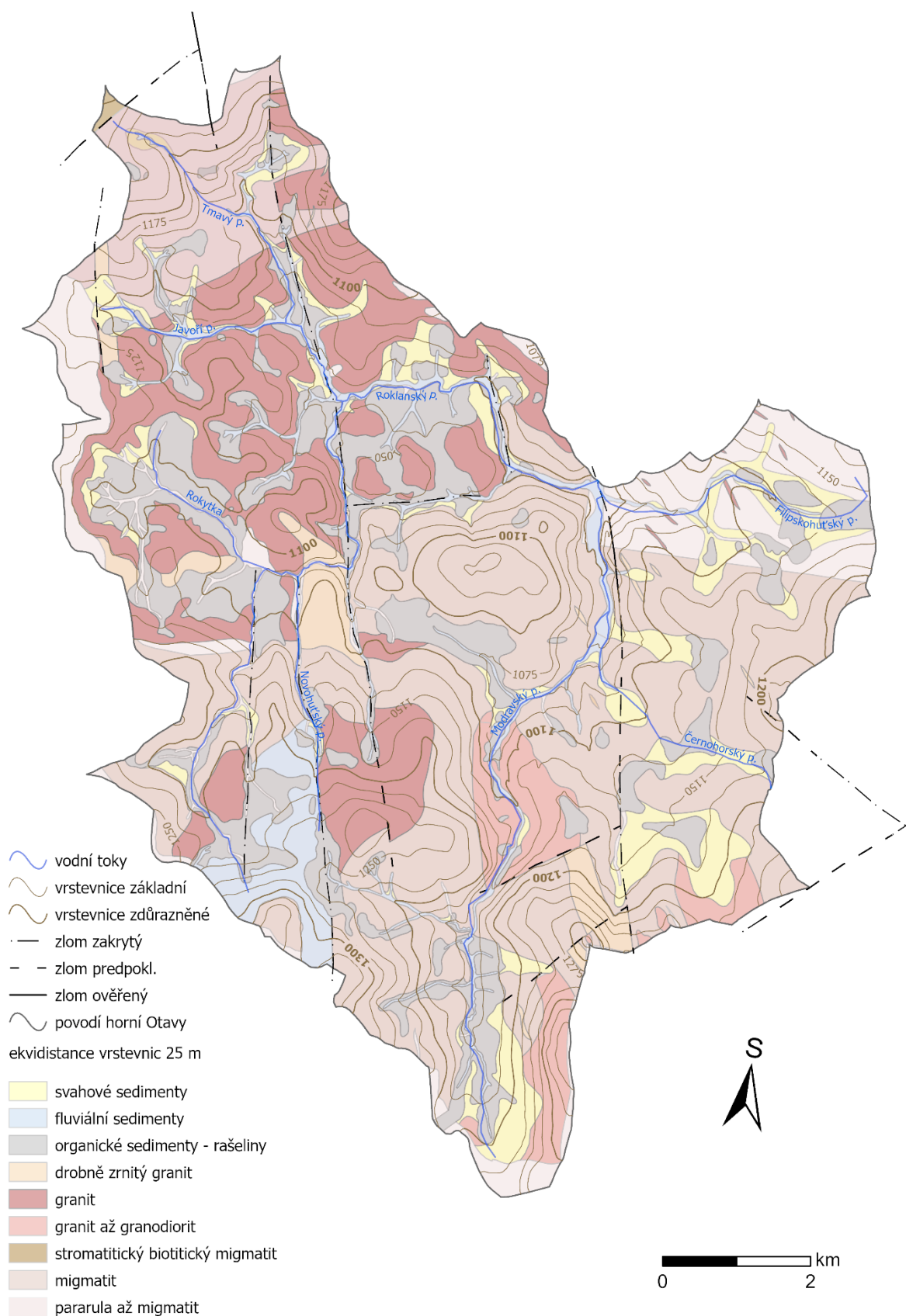
### **Gföhlská jednotka**

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 část (Žáček, Babůrek 2007). Jedná se o hlubinné těleso, které je souvisle propojeno s okolními plutony. Je složen z většiny středně zrnitými biotitickými granity až granodiority s vyrostlicemi živeců (Žáček, Babůrek 2007). Mezi Modravou a Železnou Rudou představuje i díky svému odolnému složení vrcholovou páteř Šumavy.

V zájmovém území dle obr. 4 převažují metamorfované horniny, které jsou představované hlavně různými typy granitů, granodioritů, které tvoří hlavně severozápadní část a migmatitů až pararul, které se nachází více 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.



Obr. 4: 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 dokazuje 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 tektogeneze 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.

## 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. Z bavorské strany je poněkud příkřejší a na severovýchodě díky četným sedimentům 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. 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
subsystem	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).

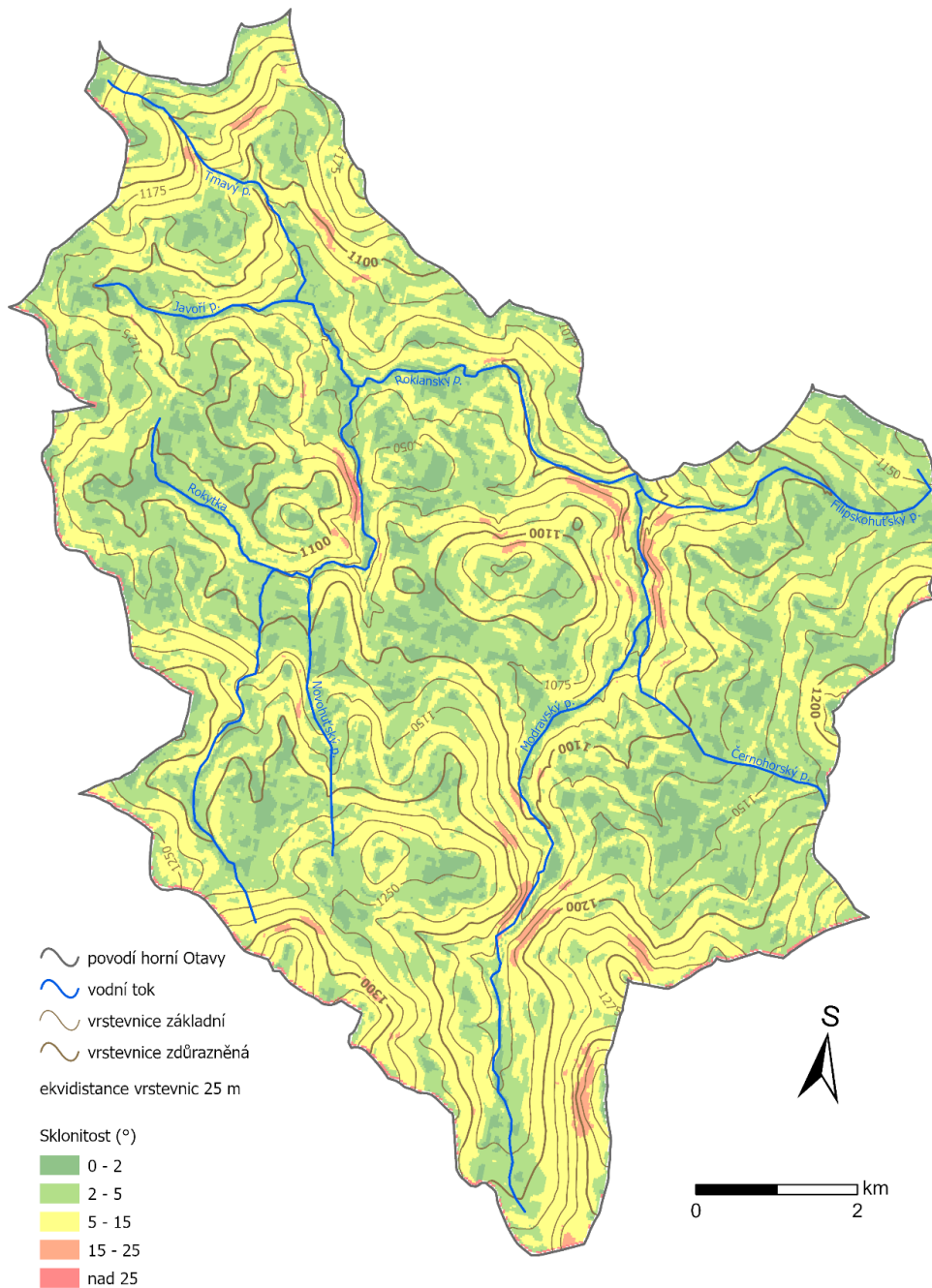
Dle Albrechta (2003) představují linii antiklinály vrcholky: Vítkův kámen, Smrčina, Plechý, Strážný, Luzný, Roklan, Falkenstein, Jezerní hora a Ostrý s dalšími okolními vrchy nad 1300 m n. m. Na tuto antiklinálu navazuje megasyklinála, jejíž průběh vede od údolí Úhlavy a Křemelné k oblasti horního toku 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 kvarténními sedimenty. Na dolních tocích tyto řeky mají mírnější sklon a více meandrují. Údolí jsou zde více zahloubená 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).

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 zahloubeným údolím Modravského potoka a dále na sever údolím Vydry.

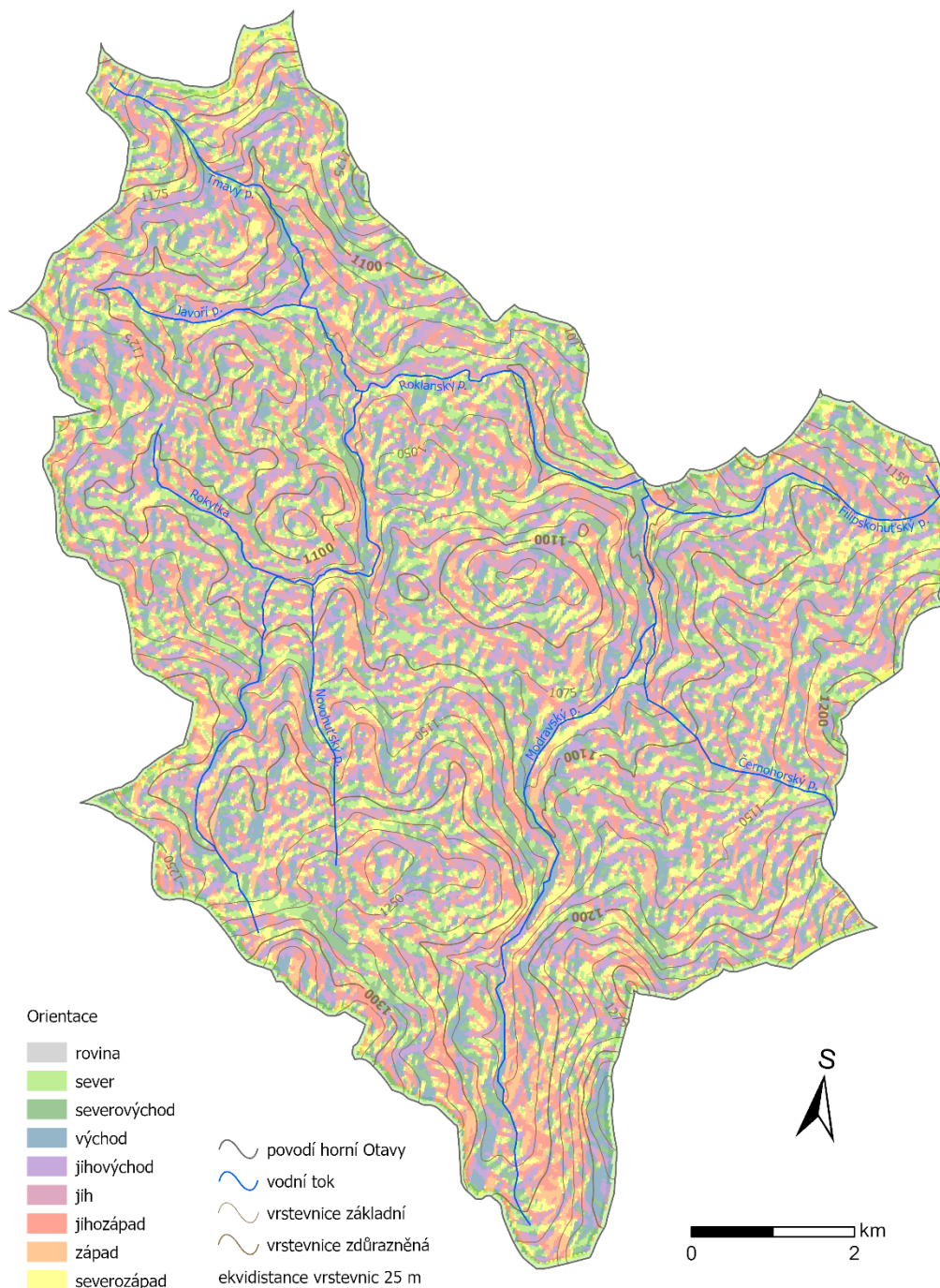
Sklonitost reliéfu pro zájmové území lze vidět na obr. 5. Sklon reliéfu nad 15° můžeme pozorovat především podél vodních toků, celkově však převažuje v celé sledované oblasti sklonitost od 0 do 5° (odstíny zelené barvy) spolu se sklonem 5-15° (barva žlutá).



Obr. 5: 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. XX níže. V území se nachází jak roviny, tak svahy severní, jižní, východní, západní, a také severo- a jihovýchodní a severo- a jihozápadní orientací.



Obr. 6: Sklonitost 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 nepřímě, 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.

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, které vytváří ostré morfologické tvary. Významná pro morfologii našeho území byla i přítomnost permafrostu a fázové přechody bodu mrazu. Z období glaciálů pochází také četná deluvia, která se vyznačují menší velikostí klastů, které jsou také více ostrohranné. Z období interglaciálů můžeme nacházet mocná spíše balvanovitá deluvia. Holocenního stáří bývají deluviofluviální uloženiny, které lemují úpatí svahů, často v podobě aluviálních kuželů s případným zvrstvením (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 pleistocénních 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 m<sup>2</sup> (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 km<sup>2</sup> a délka toku je přibližně 13,57 km.

Tab. 2: Základní hydrologické údaje Roklanského a Modravského potoka

	<b>Roklanský potok</b>	<b>Modravský potok</b>
Plocha povodí	47,88 km <sup>2</sup>	42,08 km <sup>2</sup>
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.)

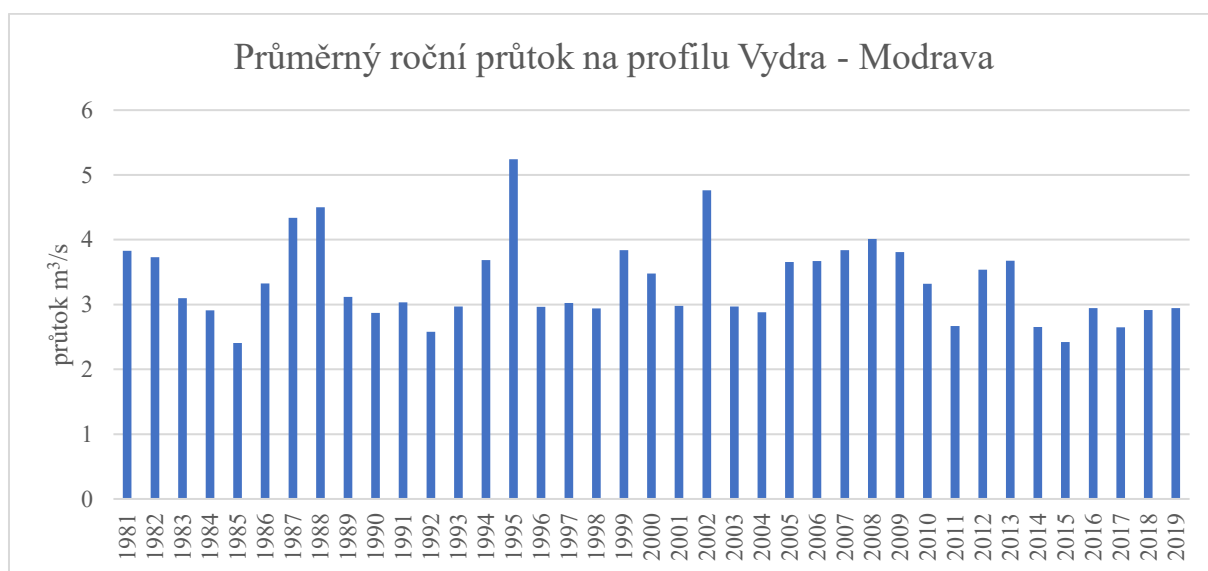
Zdroj: ArcČR a DIBAVOD

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).

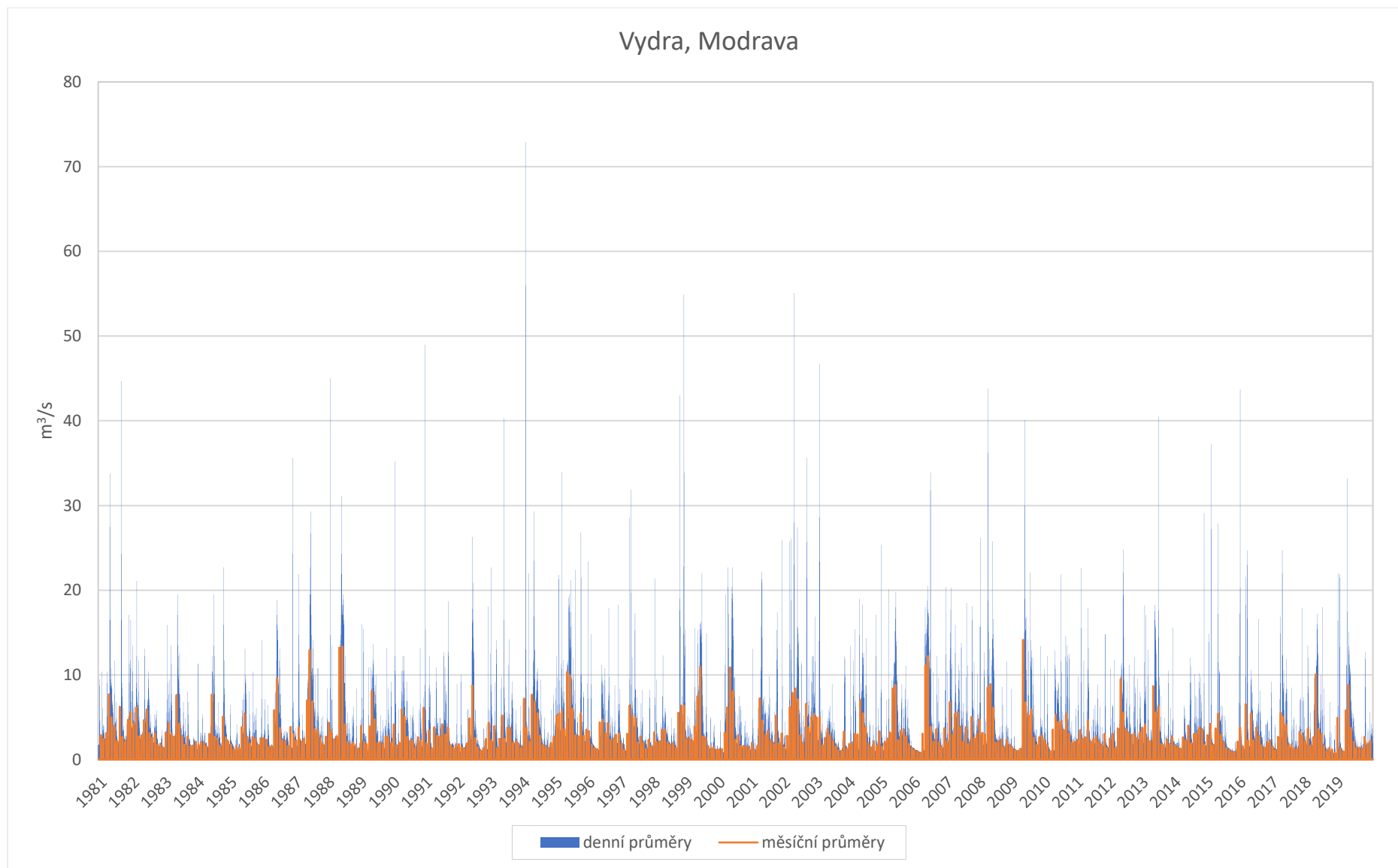
Průměrný roční průtok mezi lety 1981 až 2019 můžeme pak vidět na obr. 7. Jak je z obrázku patrné, nejvyšší průtok byl zaznamenán v roce 1995, kdy dosahoval přes 5 m<sup>3</sup> za sekundu. Další poměrně vodnaté roky byly 1987, 1988 a 2002 – v těchto letech průtok přesáhl 4 m<sup>3</sup>/s. Naopak nejnižší průměrné průtoky byly zaznamenány v letech 1985, 1992, 2011, 2014 a 2015. Ani u jednoho ze zmiňovaných roků se nepřiblížil průměr 3 m<sup>3</sup> za sekundu.



Obr. 7: Průměrný průtok za jednotlivé roky na profilu Vydra – Modrava

zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování

V povodí Vydry jsou čtenější povodňové události. Nejvíce typické jsou povodňové události během jara, které jsou spojené s táním sněhu (viz obr. 8). 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).



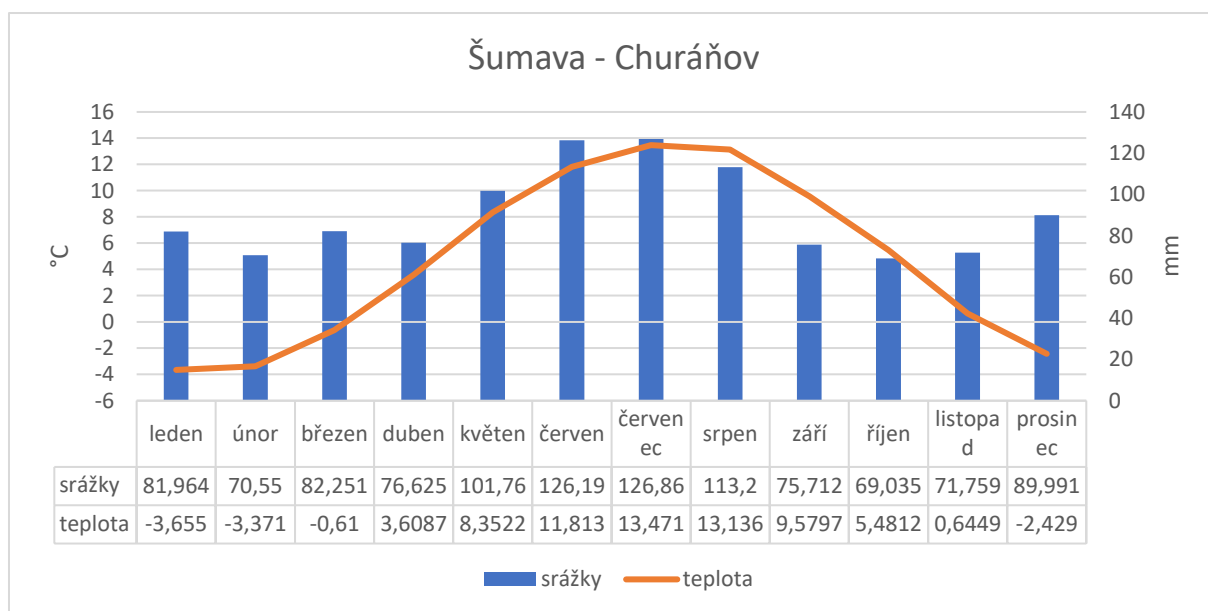
Obr. 8: Graf denních a měsíčních průměrů průtoků, období 1981-2020, (Zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

## 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. Převládající 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. 9 dlouhodobě drží kolem bodu mrazu od listopadu po březen, přičemž pro sněhovou pokrývku lze očekávat určitou setrvačnost, než kompletně roztaje. Dle klimagramu na obr. 9 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.



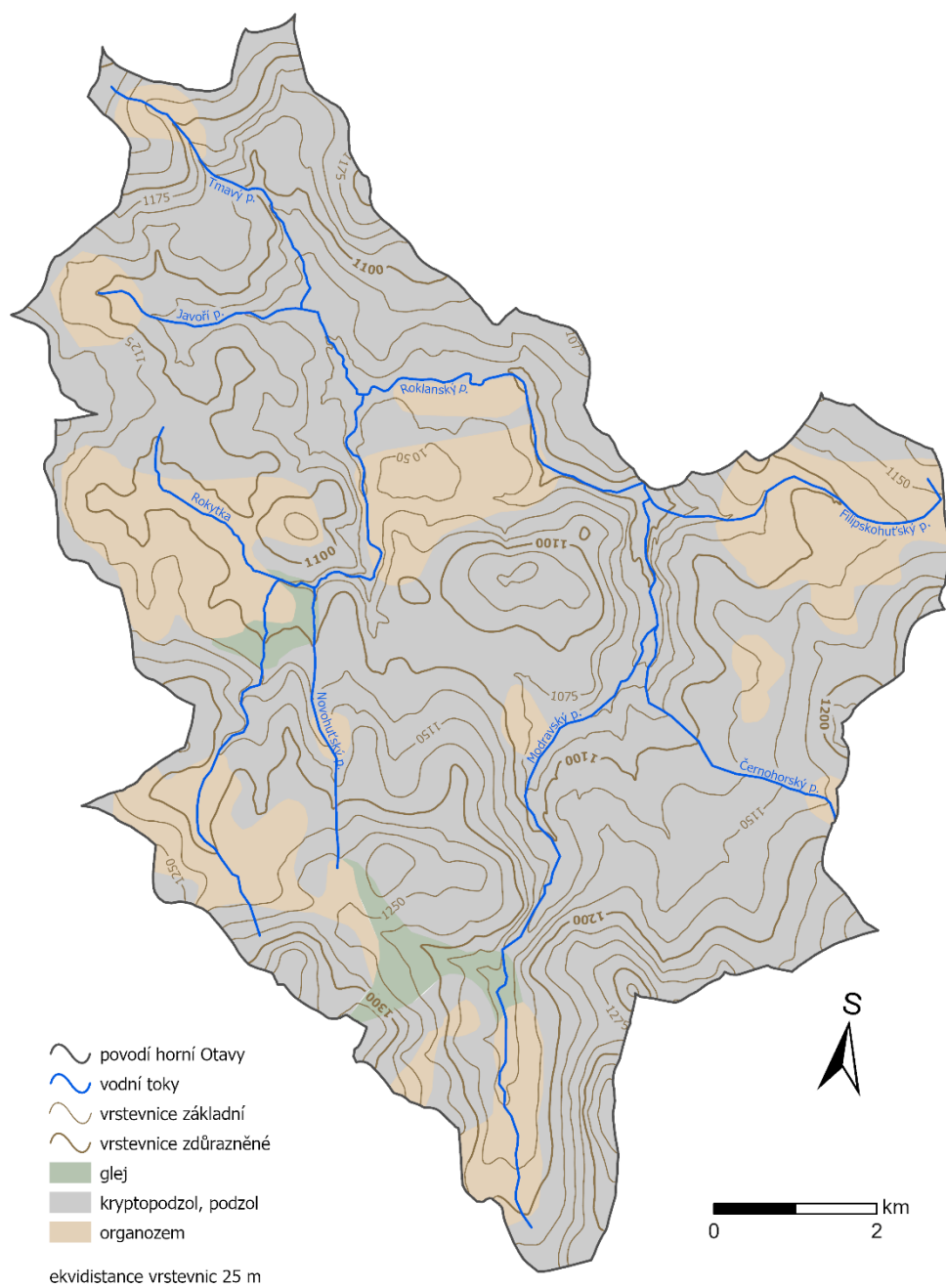
Obr. 9 Klimagram průměrných měsíčních srážek a teplot z let 1953–2022,

zdroj: ČHMÚ, 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. 10 níže. Typické je pro tuto oblast výskyt organozemí v oblastech rozvodí nebo na dně plochých údolí a sníženin (Vlček et al. 2012). Dle Jačky, Pavlásky 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 rašeliništní 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 rašelinišť.



*Obr. 10: 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 km<sup>2</sup>.

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 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 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 epeirogenetickými 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 nám slouží metody morfostrukturní analýzy. Morfostrukturní analýza se zabývá například hodnocením projevů tektoniky a geologických struktur. 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 roztřídit 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. Zhodnocuje, že mezi jejich 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 celkem komplexní informaci o povaze zkoumaného území. Pokud se vybrané vlastnosti projevují ve většině dílčích analýz, můžeme je považovat za velmi pravděpodobně se projevující. 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 reliéfu přímo závisí na dané místní morfostruktuře a úložných poměrech. Ty dle Demeka (1987) můžeme členit na reliéfy:

- 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 pahorky 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 prohnutí 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 fluviaální 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 zasazené erozí (Král 1985).

### **c) Analýza údolní soustavy a fluviálních tvarů**

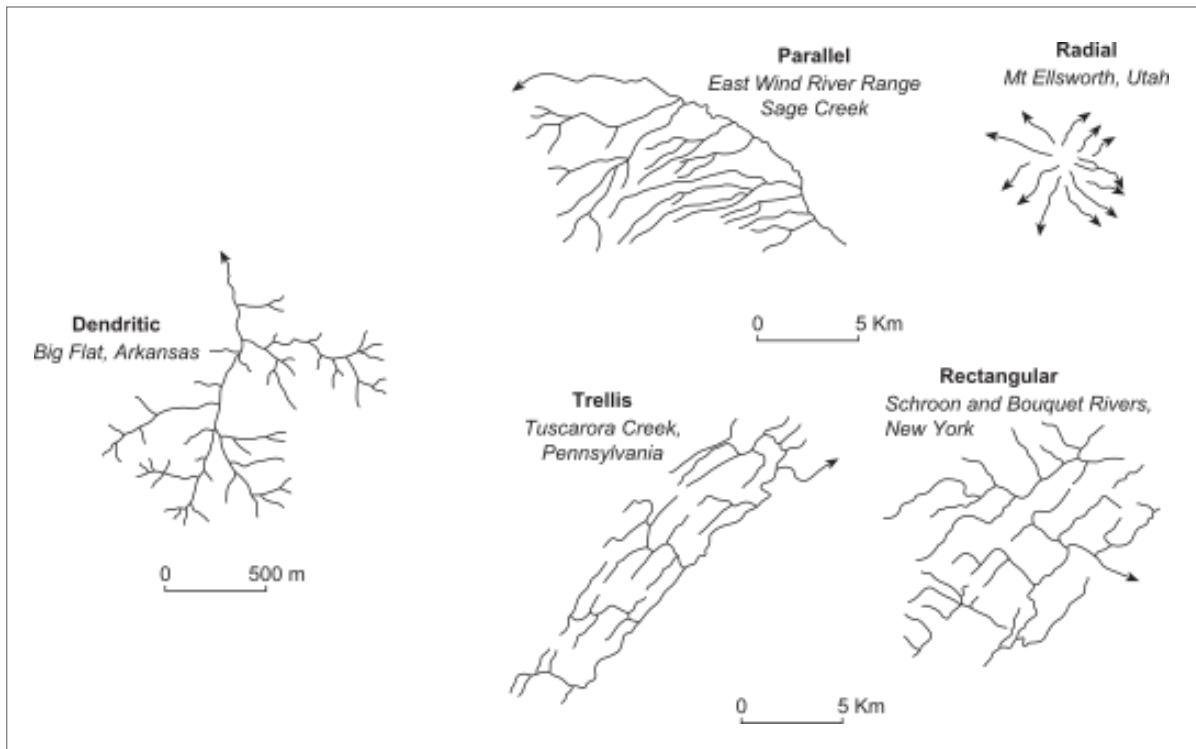
Údolí a údolní síť jsou geomorfologické tvary, které vznikaly činností fluviálních procesů. Vzniklé tvary, včetně samotných údolí a jejich sítí, jsou specifické a jsou skvělými nositeli informací o vývoji reliéfu a jeho případným ovlivněním tektonickou aktivitou a erozně denudačními procesy. Huggett (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 sítě hlavních a vedlejších údolí podle těchto přítoků. Hydrologickými procesy jsou údolí dále prohlubována a rozšiřována.

Údolní sítě 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 sítě na 5 základních typů (obr. 11), 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. 11: 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 fluviální tvary mohou být rovněž indikátory vývoje reliéfu. Dle Štěpančíkové (2007) se v rámci analýzy fluviálních tvarů mapují především říční terasy a fluviální 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

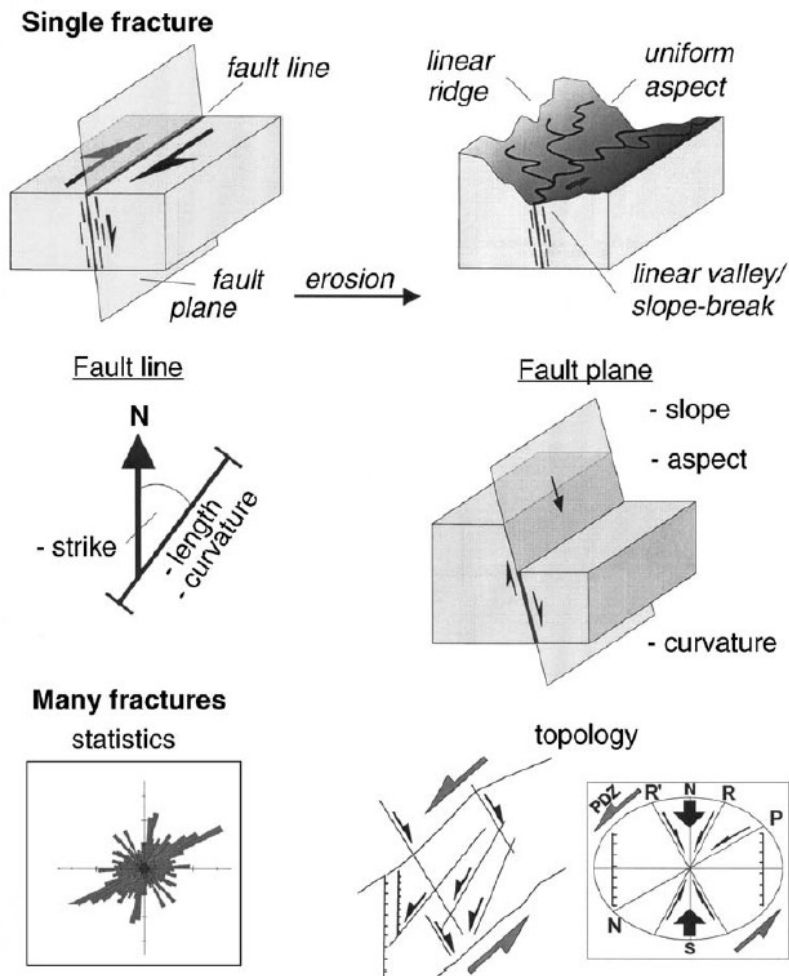
svahů, jejich sklonitost a tvar z profilu. U analýzy údolní sítě se hodnotí celkový tvar, ale také směry vodních toků a jejich srovnání s puklinovou analýzou (Žižala, Vilímek 2011).

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 nám 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, mluvíme o zlomu nebo o zlomové poruše (Tírlä, Vijulie 2013). Pokud nedojde k žádnému pohybu, nachází se v horninách mnoho menších poruch, které mají stejnou orientaci a nazývají se pukliny (Tírlä, 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. 12. 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. 12: 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 přilehlých 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 měřením 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 se používá pro výrazný prvek liniového tvaru na zemském povrchu značného rozsahu. Dle Petránka et al. (2016) jsou lineamenty obvykle tektonického původu, někdy bývají označeny také jako hlubinné zlomy a jejich hloubka může dosahovat až astenosféry. Lineamenty bývají výsledkem zón oslabení či strukturních posuvů zemské kůry a vytvářejí hrany, které oddělují rozdílné typy reliéfu (Hung, Batelaan, De Smedt 2005). Typickými geomorfologickými projevy lineamentů jsou přímá údolí říční sítě nebo přímé úseky údolní sítě, linie hřbetů a sedel. Lineamenty mohou vzniknout také kontrastní hranicí, 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 (Žižala, Vilímek 2011),

(Roštínský, Pospíšil, Švábenský 2013). Batayneh, Ghrefat a Diabat (2012) vymezovali 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 se zaměřím na důkladné popsání veškerých zdrojů a metod, které byly využity pro zhodnocení zájmového území z hlediska strukturních, tektonických a morfometrických charakteristik.

Širší zájmové území povodí Horní Otavy bylo vybráno s pomocí vedoucího práce, se kterým byl diskutován i výběr konkrétního úseku, tedy povodí Modravského a Roklanského potoka až po jejich soutok v obci Modrava, kterým vzniká řeka Vydra. Jedná se o specifickou oblast Šumavy, neboť přes převládající vysokou nadmořskou výšku, kdy nejnižší bod má 975 m n. m., se také jedná o velmi zarovnané území. Dle Vlčka et al. (2016) má až 90 % území sklon do 10°. Podobným zájmovým územím se zabývají četné práce nejčastěji s hydrologickým nebo dalším zaměřením 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 Vyhledávání vhodných lokalit

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 km<sup>2</sup>) 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 skloností 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.

### 4.3 Puklinová analýza

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. 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.

Výsledné hodnoty 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. Naměřené hodnoty azimutu puklin byly opraveny 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 doplňkově vytvořeny stereografické projekce poruch v Lamberotvo 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 izolinie, 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) mohou být morfolineamenty představovány 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 ZABAGED®, 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 ZABAGED® 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 500 m s ohledem na měřítko zájmového území. Výsledné hodnoty byly zpracovány v programu Stereonet (2022), kde byla vytvořený graf směrové růžice a hodnoty uspořádány do intervalů po 10°.

#### 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 a bylo zachované členění zlomů na ověřené, zakryté a předpokládané. V atributové tabulce byly pomocí funkce *calculate geomtetry* 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 Morfostrukturní analýza

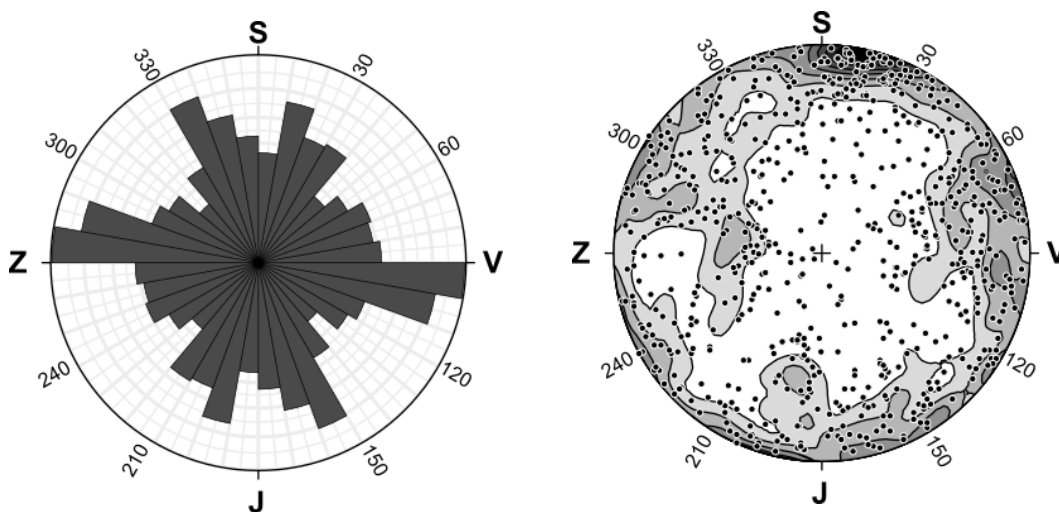
Morfostrukturní analýza nám slouží k popsání vztahu geologické struktury a výsledným reliéfem v daném území. Metoda spočívá ve vymezení morfostrukturních jednotek v rámci zájmového území a jejich následného srovnání pro zjištění podobností či rozdílů v jejich struktuře. Tato analýza spočívá a aplikaci několika různých morfometrických charakteristik, které slouží k popsání jednotlivých morfostruktur a získání přehledu o jejich povaze. Pro účely morfostrukturní analýzy byly v zájmovém území vytipovány lokality dle podkladů geologickým map v měřítku 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Z těchto podkladů byly zjištěny průběhy zlomových struktur, ze kterých byly vytvořeny geomorfologické linie ohraničující vytvořené morfostruktury. Celkem bylo v zájmovém území vymezeno 7 morfostrukutr, na kterých byly dále aplikovány morfometrické a další metody.

## 5. VÝSLEDKY

### 5.1 Puklinová analýza

Puklinová analýza zahrnovala měření vybraných lokalit geologickým kompasem. Celkem bylo vybráno 20 lokalit, na kterých bylo naměřeno celkem 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 prudší 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. 14).

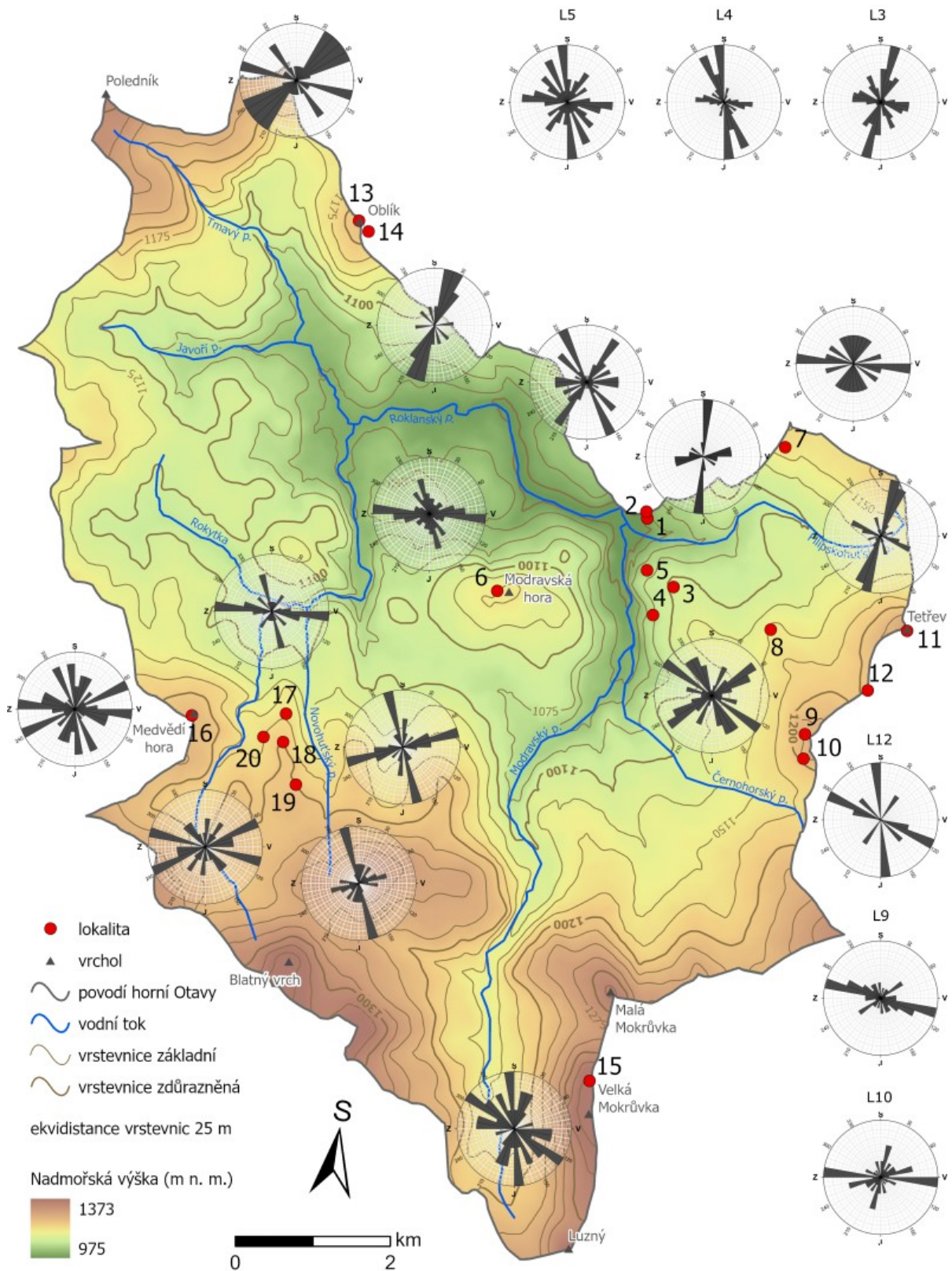
Výsledky puklinové analýzy jsou vidět na obr. 13, na kterém vidíme směrovou růžici naměřených ploch poruch a také stereografickou projekci pólů ploch. Stereografická projekce je přidána ke každé směrové růžici pro ověření, že se na dané lokalitě nevyskytuje více puklinových systémů o stejné orientaci, ale jiném sklonu.



Obr. 13: Souhrnný růžicový diagram s orientacemi poruchových ploch a stereografická s póly ploch pro všechny lokality

Hlavním směrem puklinové analýzy je jednoznačně V–Z ( $90\text{--}110^\circ$  a  $270\text{--}290^\circ$ ). Dalším dominantními směry jsou SSV–JJZ ( $10\text{--}50^\circ$  a  $190\text{--}230^\circ$ ) a dále také JJV–SSZ ( $150\text{--}170^\circ$  a  $330\text{--}350^\circ$ ). 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  $90^\circ$ , což dokládá také graf stereografické projekce

zahrnující všechny lokality (obr. XX). Jedná se nejčastěji o velmi příkré sklony puklinových ploch. Druhým nejvíce zastoupeným sklonem je v intervalu od 40 do 60°.



Obr. 14: 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 15, 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. 15: Fotografie lokalit 1–4, zdroj: archiv autorky

#### 5.2.4 Lokalita 4

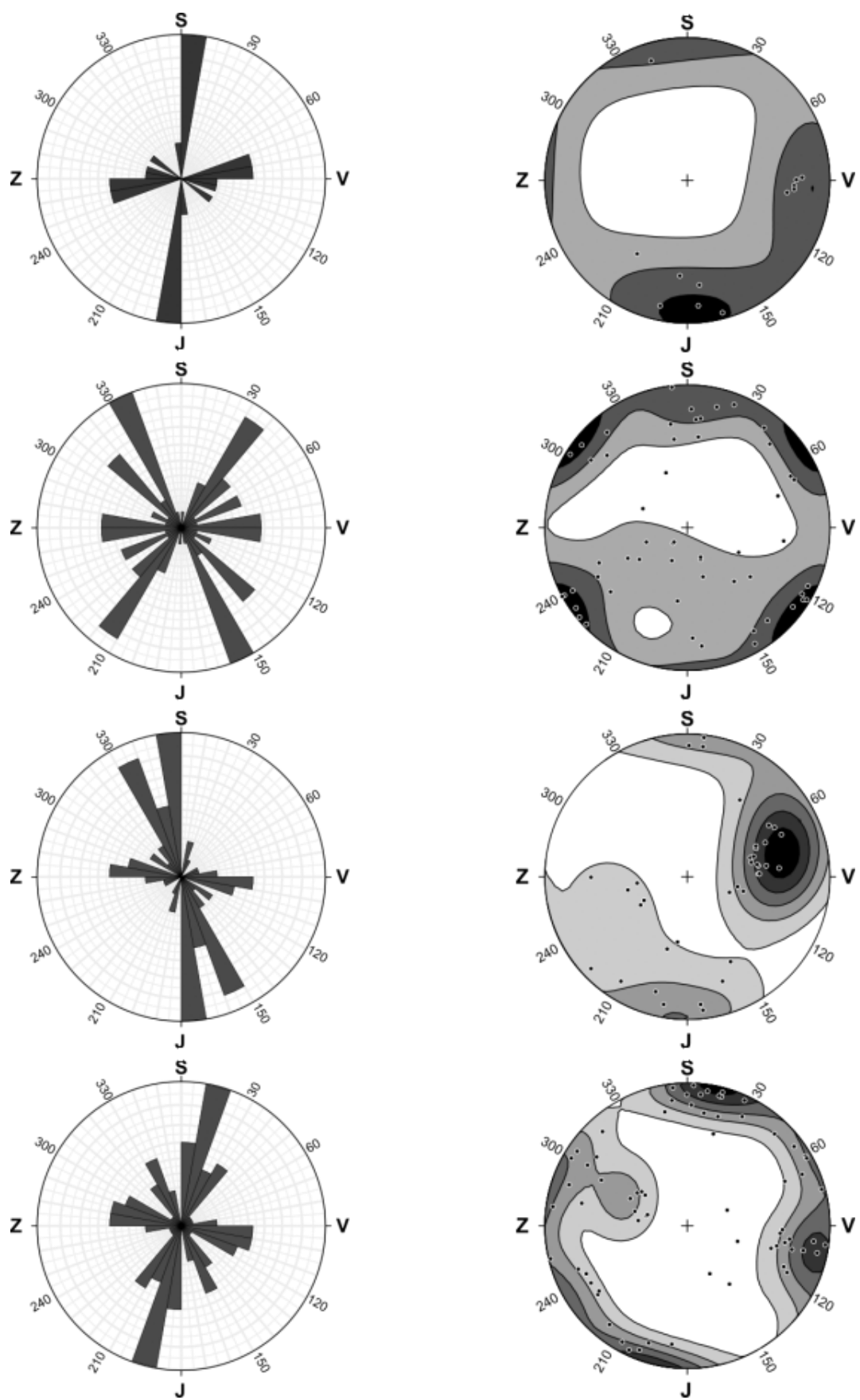
Další lokalita (L4) se v údolí Modravského potoka v blízkosti Filipskohuťské stráně. Jedná se o lokalitu ve více svažitém terénu, kde se nacházely dva hlavní skalní výchozy, kdy oba tvořili lokální vyvýšeninu a byly protáhlé kolmo na sklon svahu (GPS: 49,013693 S, 13,50229 V). Blízký potok zde tyto vyvýšeniny 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. 16 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°.



Obr. 16: 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, 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 rovinnatý 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. 17: Fotografie lokalit 5–8, zdroj: archiv autorky

### 5.2.7 Lokalita 7

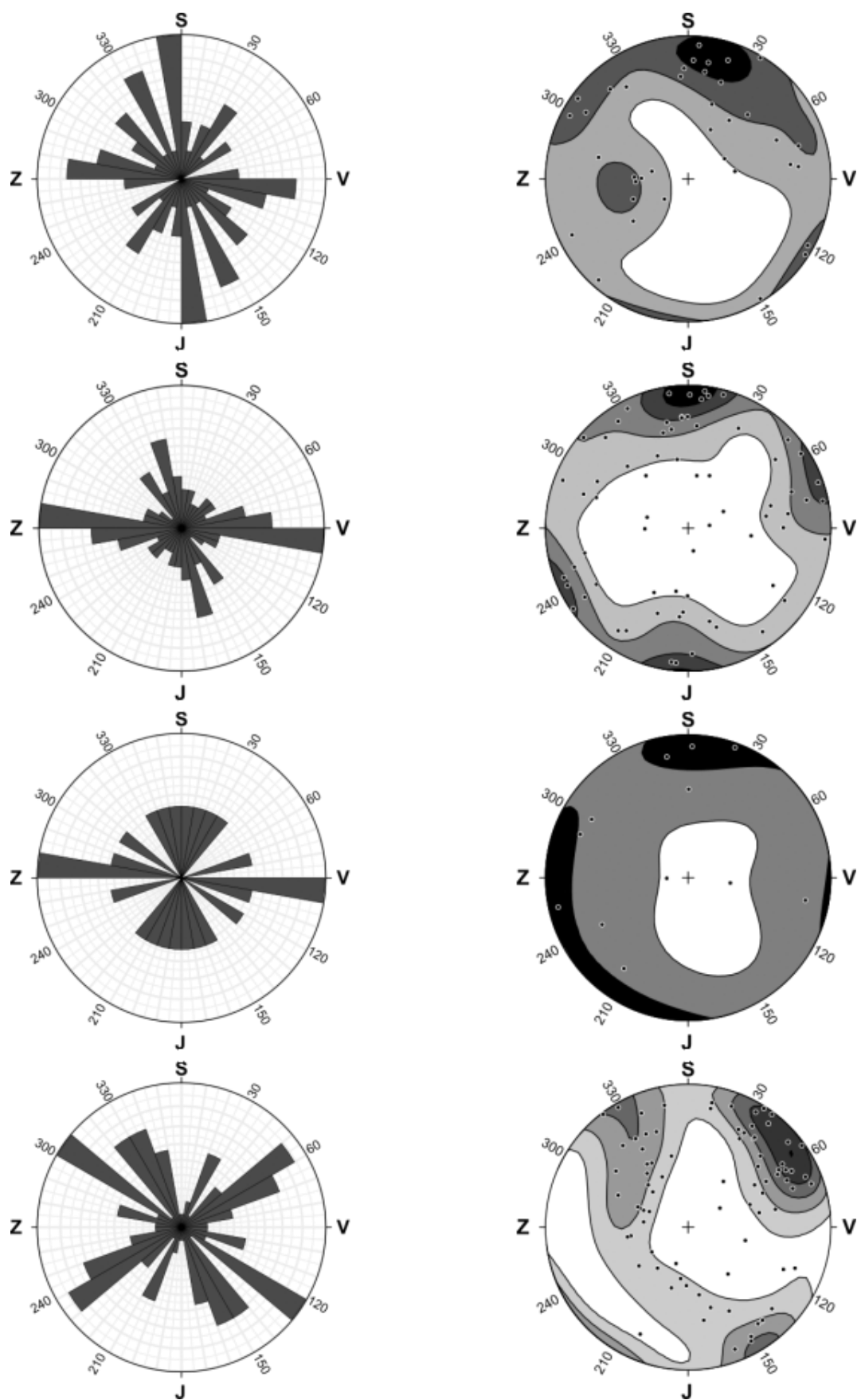
Lokalita 7 (L7) se nachází na severovýchodním okraji zájmového území. Jedná se o menší skalku, jak velikostí, tak rozlohou. Leží přibližně 500 m na sever od Filipovy Huti v blízkosti Jeleního vrchu (GPS: 49,0355618 S, 13,5196908 V). Jednotlivé skalní bloky jsou více hladké a ve vrchní části více oddělené 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 celkem zvětralá a zarostlá 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. 18. Na růžicovém diagramu dominují dva hlavní puklinové systémy, které jsou na sebe téměř kolmé. Jedná se pravděpodobně o smykové párové systémy ve směru SV–JZ (50–70° a 230–250°) a druhý ve směru JV–SZ (140–160° a 320–340°), ve kterém je velmi dominantní směr VJV–ZSZ (120–130° a 300–310°).



Obr. 18: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 5–8  
zdroj: terénní výzkum

### 5.2.9 Lokalita 9 – Čertův vrch

Tato lokalita (L9) je představovaná 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 Vydry a Vltavy 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 rovinnatou 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 rovinnaté 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 blízké 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°.

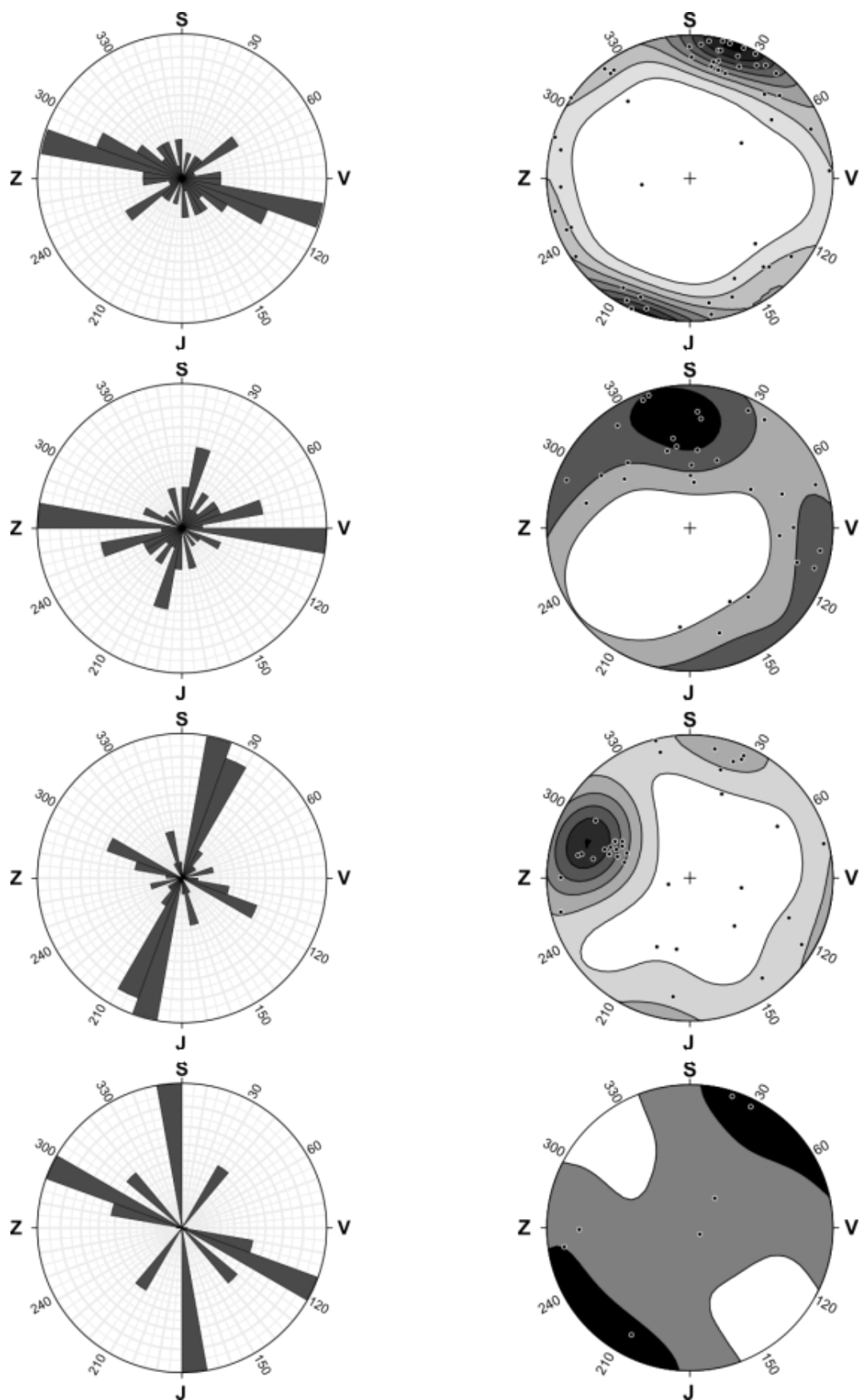
### 5.2.11 Lokalita 11 – Tetřev

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. 19). 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 puklinových ploch je nejčastější kolem 75°.



Obr. 19: Fotografie lokalit 9-12, zdroj: archiv autorky



Obr. 20: 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) a Čertův vrch (L9) opět na hranici rozvodí 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 borůvkám 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. 21), 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. XX** 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°). Nachází se zde několik dalších více zastoupených směrů, které se však nacházejí v podobné orientaci. 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 na této lokalitě. Z růžicového diagramu na obr. 22 můžeme vidět dva hlavní směry systémů poruchových ploch. Jeden má orientaci V–Z (90–100° a 270–280°) a druhý má orientaci SV–JZ (60–70° a 240–250°). Dále vidíme systém orientovaný ve směru JJV–SSZ (150–180° a 330–0°). Sklon poruchových systémů se nachází nejčastěji v rozmezí 80–90°. Méně pak v rozmezí 70–80°.

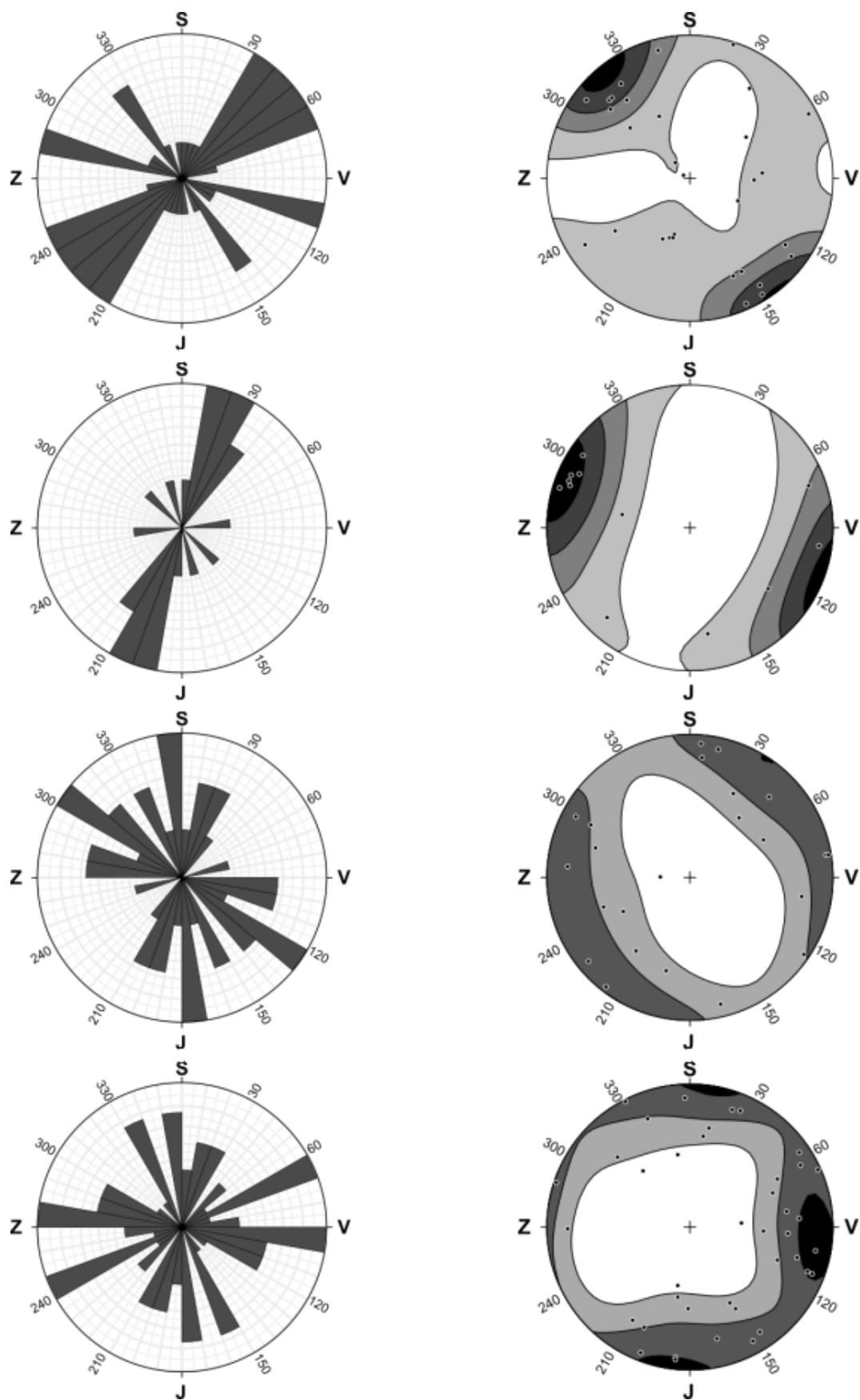


Obr. 21: Fotografie lokalit 13, 15 a 16, zdroj: archiv autorky

### 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 ( $90\text{--}100^\circ$  a  $270\text{--}280^\circ$ ). Druhý převažující systém má JV–SZ směr ( $160\text{--}170^\circ$  a  $340\text{--}350^\circ$ ). Sklon puklinových ploch se pohybuje nejčastěji mezi  $80\text{--}90^\circ$ . Na této lokalitě, se nachází také několik poruchových ploch, které jsou téměř ploché a jejich sklon je kolem  $10^\circ$ .



Obr. 22: 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 Roklasnkým 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 migmatititované pararuly 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 jsou 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. 24) můžeme jasně vidět dva hlavní párové systémy puklinových ploch, které jsou na sebe téměř kolmé. První je ukloněný k VSV–ZJZ (70–80° a 250–260°) a druhý je ukloněný k 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 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 rovinaté 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°.

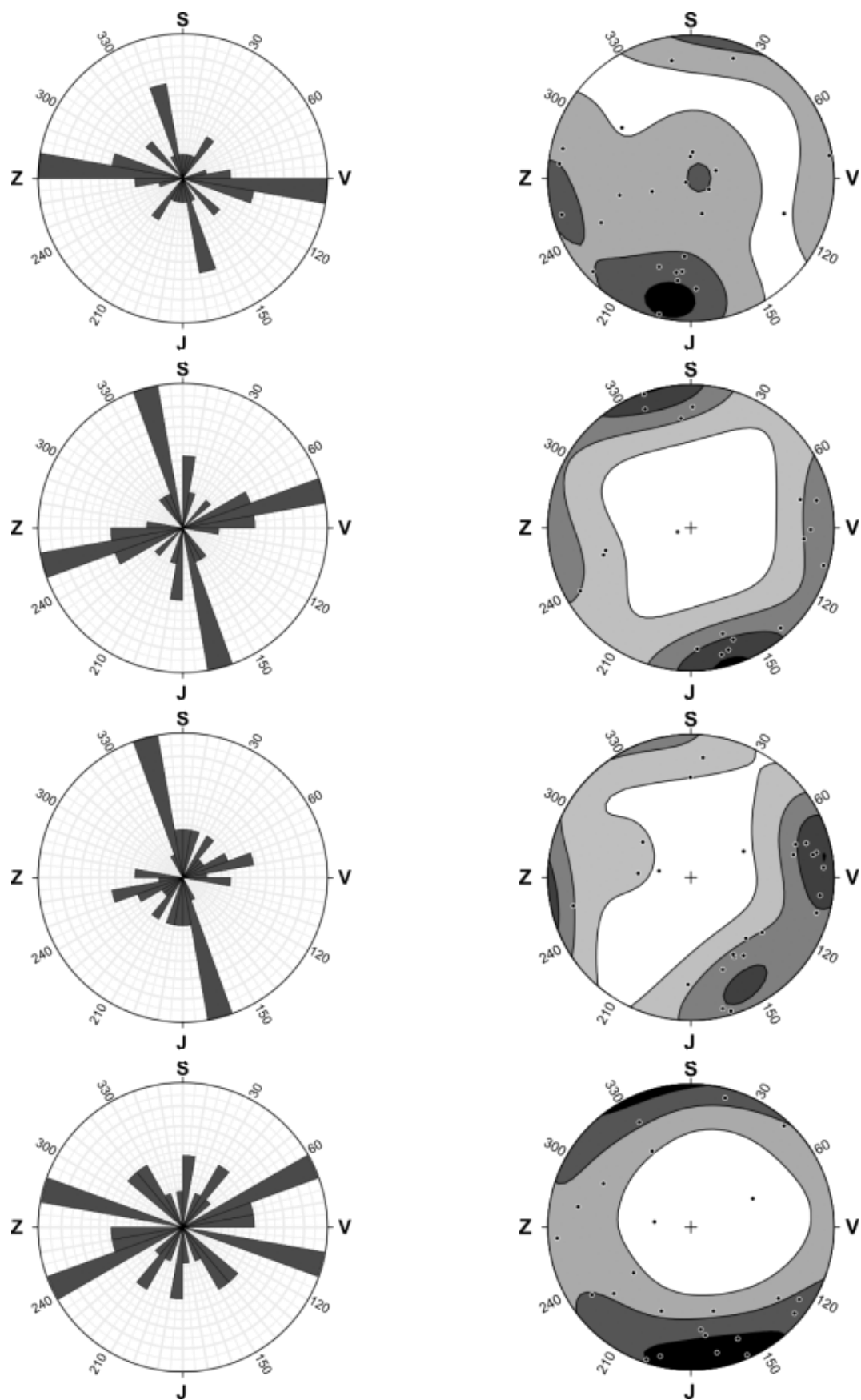


*Obr. 23: Fotografie lokalit 17-20, zdroj: archiv autorky*

### **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 rovinnaté 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°.



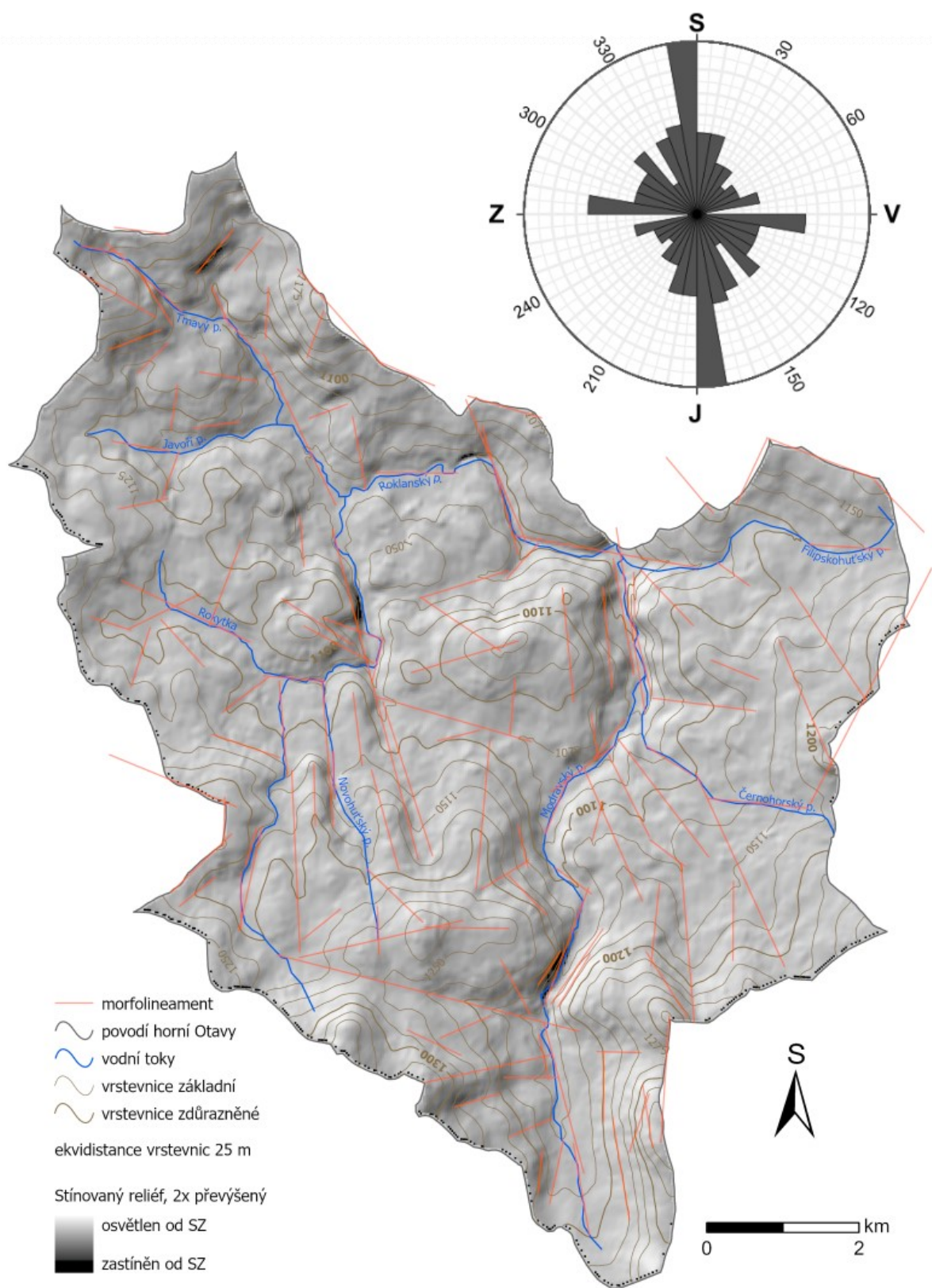
Obr. 24: Růžicové diagramy a stereografické projekce pro lokality 17–20  
zdroj: terénní výzkum

## 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 linií hřbetů elevací, která je dobře viditelná na snímcích orientace. V menší míře jsou morfolineamenty představovány terénními hranami nebo stupni.

Celkem bylo na území vymezeno 209 morfolineamentů, ze kterých bylo následně odebráno ještě 73 morfolineamentů, jelikož neměli potřebnou délku 500 m. Pro tuto analýzu bylo využito 136 morfolineamentů. Nejdelší morfolineament má délku 4,4 km a jeho orientace je ve S–J směru ( $345^\circ$  a  $165^\circ$ ). Tento morfolineament byl odečten ze stínovaného reliéfu DMR 5G a přibližně kopíruje údolní síť Studeného potoka, dále část Roklanského potoka, do kterého se Studený potok vlévá, a pokračuje až k Mlynářské slati. Druhý nejdelší morfolineament byl také odečten ze stínovaného reliéfu DMR 5G. Má přibližně VJV–ZSZ orientaci ( $165^\circ$  a  $284^\circ$ ) 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.

Hlavní směr morfolineamentů má přibližně S–J průběh ( $350-0^\circ$  a  $170-180^\circ$ ), viz obr. 25. Do tohoto směru spadá i nejdelší morfolineament. Tento směr sledují také některé přímé úseky Roklanského, Novohuťského a Studeného potoka. Dále horní část Černoohorského 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 s výjimkou intervalu ve směru V–Z ( $80-90^\circ$  a  $260-270^\circ$ ), který není zastoupen vůbec.

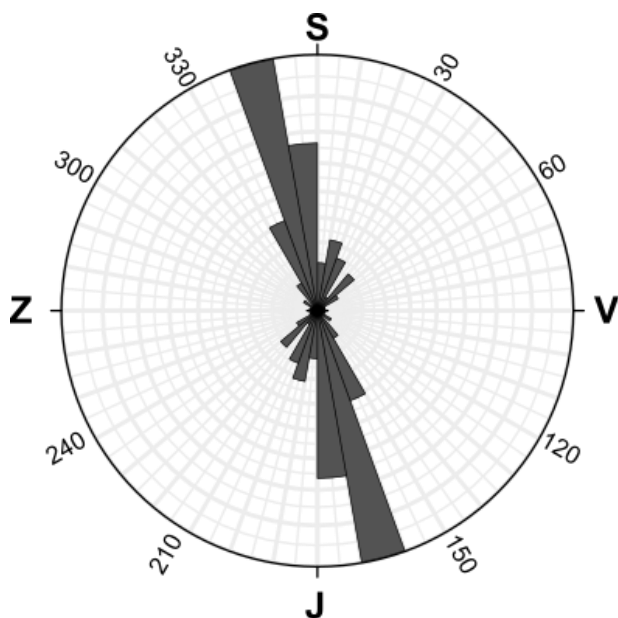


Obr. 25: Vymezení a směry morfolineamentů v povodí horní Otavy.

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

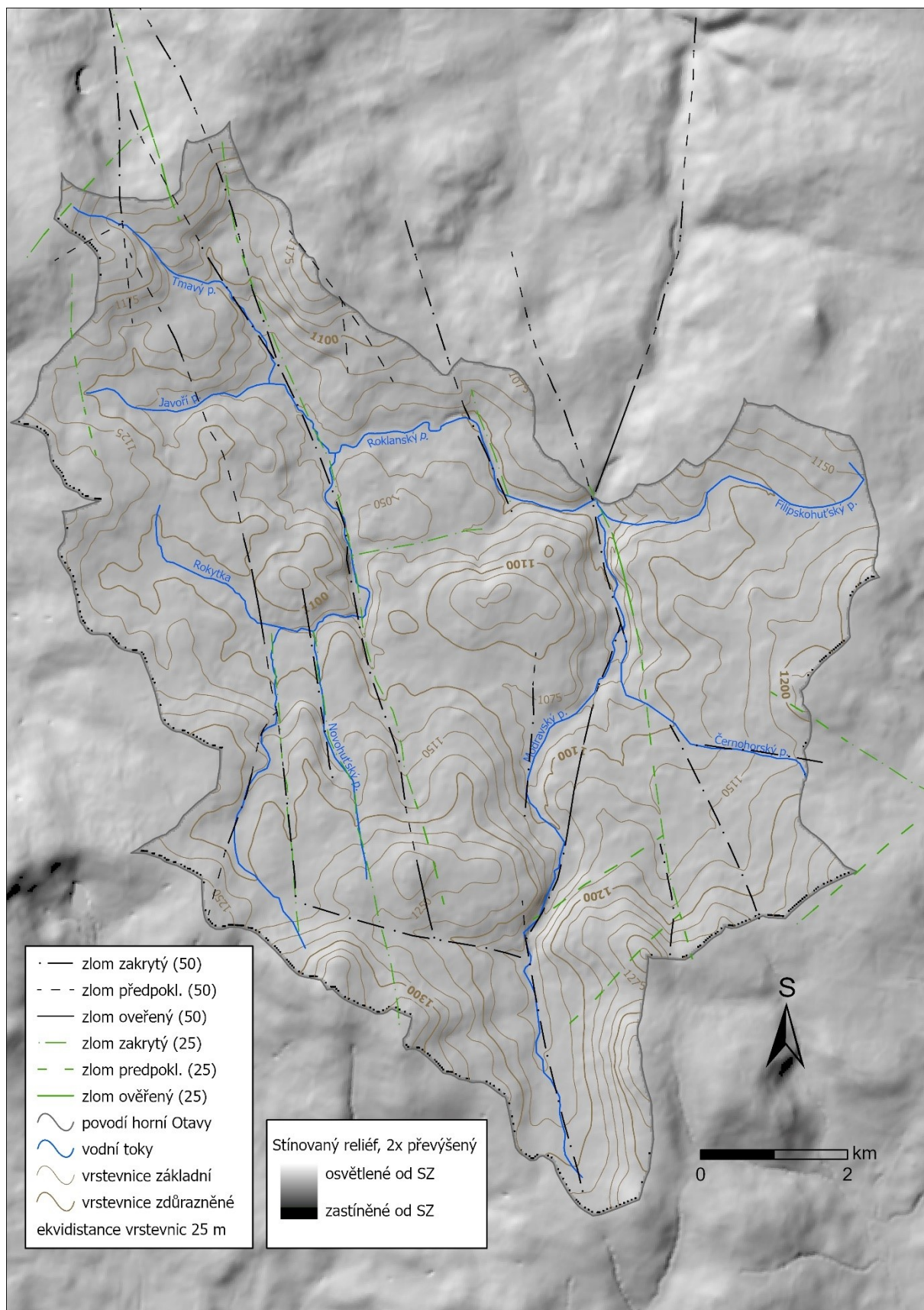
### 5.3 Analýza zlomové tektoniky

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. 26 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 struktury ve V–Z směru je téměř minimální nebo úplně chybí.



Obr. 26: Směry zlomových struktur v povodí horní Otavy

Veškeré tektonické linie jsou zakreslené v mapě na obr. 27. Většina tektonických linií jsou znázorněny jako zakryté nebo předpokládané, ověřených zlomů je méně, kvůli nižšímu počtu geologických průzkumů. Tektonické linie v mnoha případech sledují průběh 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 nahází v geologické mapě 1 : 50 000 (černé linie).



Obr. 27: 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 Morfostrukturní analýza

Pro účely využití morfostrukturní analýzy bylo na základě projevů zlomové tektoniky dle geologických map ČR vymezeno 7 jednotlivých morfostrukturních jednotek, které budou níže charakterizovány a dále posuzovány dle vybraných morfometrických charakteristik za účelem získání morfostrukturní syntézy poznatků. Vymezené morfostrukturní jednotky v rámci zájmového území můžeme vidět na obr. 28.

### 5.4.1 Morfostruktura 1

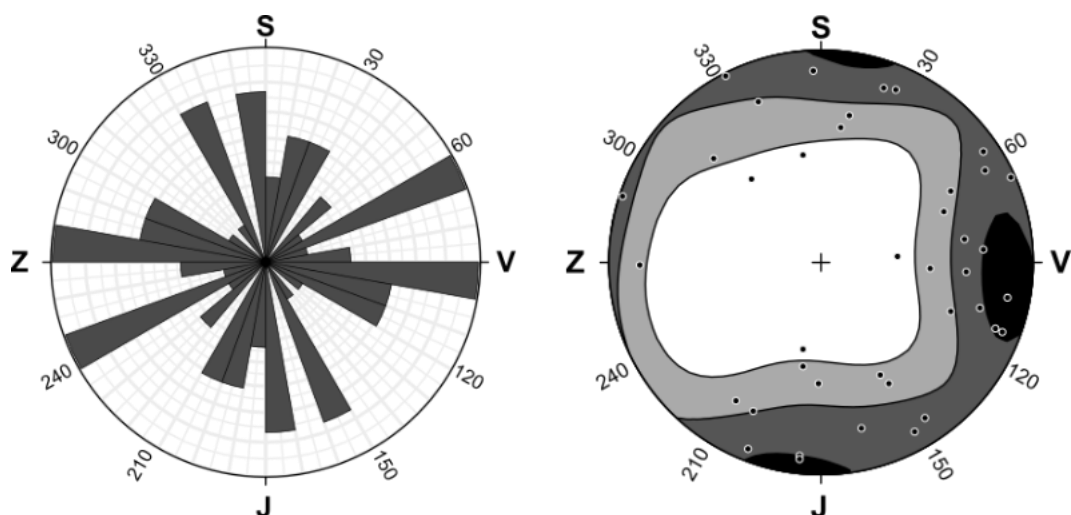
Morfostruktura 1 byla vymezena při západním okraji zájmového území a zahrnuje lokalitu 16. Má protáhlý tvar a na východě ji od morfostruktur 2 a částečně 7 odděluje výrazný zlom S–J průběhu, který prochází východně od Poledníku, protíná Smrkový vrch a v části sleduje údolí Roklanského potoka (GeoČR 50). Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí od 1 067 m (údolí u Javoří Slatě) do 1 315 m (Poledník). Území se vyznačuje mírnými sklony svahů do 17°, v průměru však jen 4,5°. Podle analýzy sklonitostí je reliéf tvořen až z 98 % plochami se sklonitostí do 15°, přičemž rovinaté povrchy tvoří téměř 15 % z celkové plochy. Jedná se o velmi rovinatou morfostrukturu s největším procentuálním zastoupením zarovnaných povrchů.

Na základě měření na lokalitě č. 16 byly stanoveny dva dominantní párové systémy puklin. První pár zahrnuje struktury ve směru Z–V a S–J. Druhý pár představují směry ZJZ–VSV a SSZ–JJV (obr. 29). Pukliny mají převážně vertikální průběh, stereografická projekce naznačuje mírné úklony S–J puklin směrem k západu (70°–90°).

Tab. 3. Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 1

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	14,47	2,42
2–5°	47,65	7,97
5–15°	36,85	6,17
15–25°	0,03	0,01
25° a více	0,99	0,17
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>16,73</b>





Obr. 29: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 1

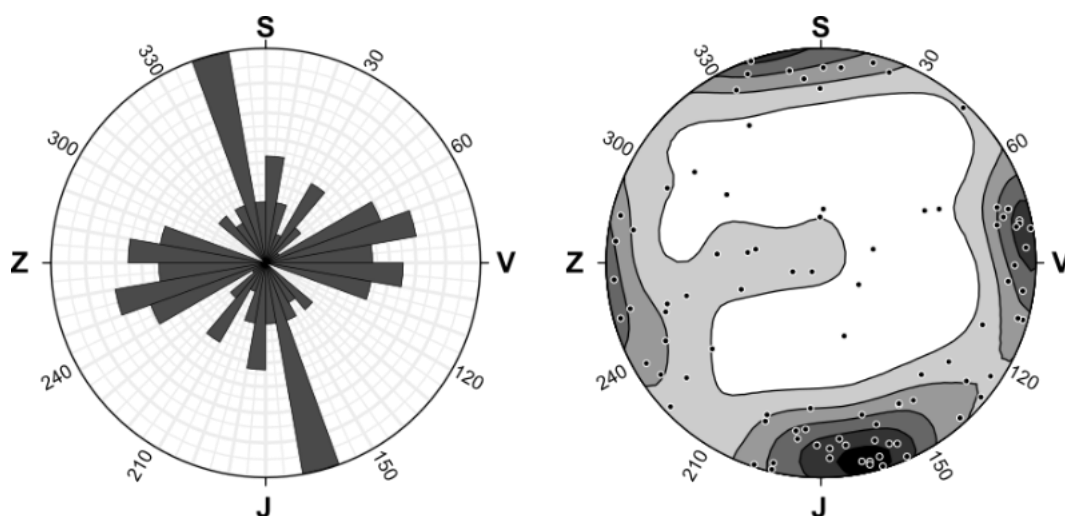
#### 5.4.2 Morfostruktura 2

Morfostruktura 2, zahrnující lokality 17, 18, 19 a 20, byla vymezena dvěma výraznými geologickými zlomy S–J průběhu, které určují její protáhlý tvar. Zlom na Z ji odděluje od morfostruktury 1 a zlom na V od morfostruktur 3 a 4. Na jihu ji od morfostruktury 7 odděluje zlom ZSZ–VJV směru. Východní zlom ve své podstatné části sleduje průběh údolí Roklanského a na něj navazujících údolí Studeného a Tmavého potoka. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí od 1 022 m (údolí Roklanského potoka) do 1 299 m (Studená hora). Sklonitost svahů zde z celého zájmového území dosahuje nejvyšších hodnot, v údolích až 37°, průměrný sklon činí 5,5°. Analýza sklonitosti reliéfu ukazuje na největší zastoupení sklonu v intervalu od 5 do 15° (téměř 48 %). Roviny tvoří přibližně 11 % z celkové plochy morfostruktury 2 (viz Tab. 4).

Jako jasně dominantní systém puklin se jeví směr SSZ–JJV, který odpovídá projevům zlomové tektoniky, která ohraničuje morfostrukturu. Větší rozptyl směrů od Z–V po VSZ–VJZ má druhý výrazný systém (obr. 30). Pukliny mají opět převážně vertikální průběh. Pukliny Z–V směru se mírně uklánějí k severu (70°–90°).

Tab. 4. Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 2

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	10,51	1,57
2–5°	40,42	6,03
5–15°	47,58	7,10
15–25°	1,32	0,20
25° a více	0,18	0,03
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>14,92</b>



Obr. 30: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 2

### 5.4.3 Morfostruktura 3

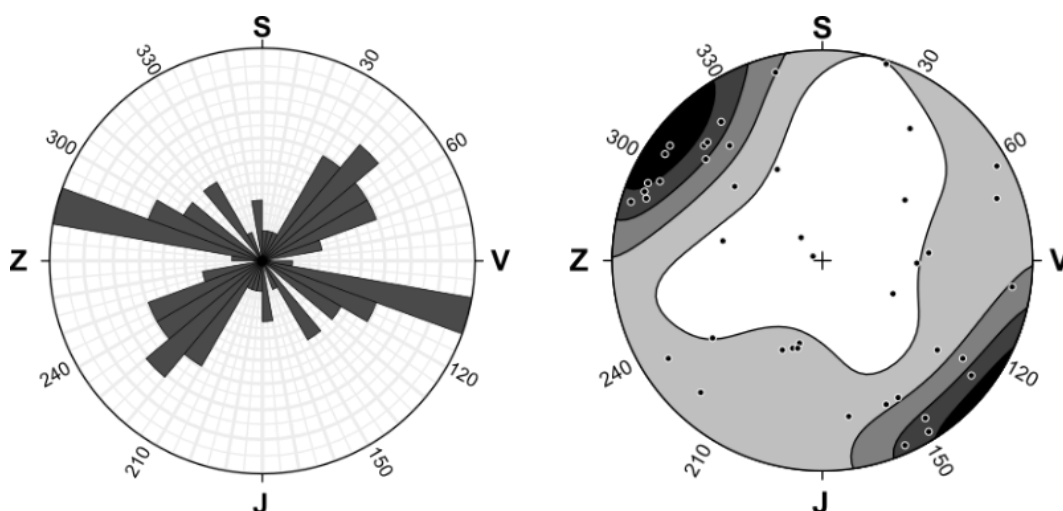
Do Morfostruktury 3 spadají lokality 13 a 14. Morfostruktura 3 je ohraničena zlomy, které nápadně kopírují prvky reliéfu. Západní zlom S–J směru na hranici s morfostrukturou 2 částečně sleduje údolí Tmavého potoka, jižní zlom Z–V směru kopíruje přímý průběh údolí Roklanského potoka a odděluje ji od morfostruktury 4. Nadmořská výška leží v rozmezí od 1 000 m (údolí Roklanského potoka) do 1 259 m (poblíž vrcholu Jezernice). Na okraji povodí zde leží další významné vrchy Oblík (1 228 m) a Adamova hora (1 078 m), které zde tvoří výrazné antiklinály. Sklonitost svahů dosahuje 22°, v průměru necelých 6°. Podíl rovin na celkové ploše morfostruktury je necelých 7 %.

Mezi systémy puklin se v růžicovém diagramu jako nejvýraznější jeví směr ZSZ–VJV, ve stereografické projekci však více vyniká směr SV–JZ, který se vyznačuje větším rozptylem

hodnot, přičemž jejich kategorizací po 10° jejich význam v růžicovém diagramu zdánlivě zaniká. Sklony dominantních systémů puklin mají převážně vertikální průběh, mohou však kolísat v rozmezí od 70° do 90° v obou směrech (obr. 31).

Tab. 5: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 3

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	6,68	0,39
2–5°	38,71	2,24
5–15°	53,02	3,07
15–25°	1,56	0,09
25° a více	0,03	0,00
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>5,79</b>



Obr. 31: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 3

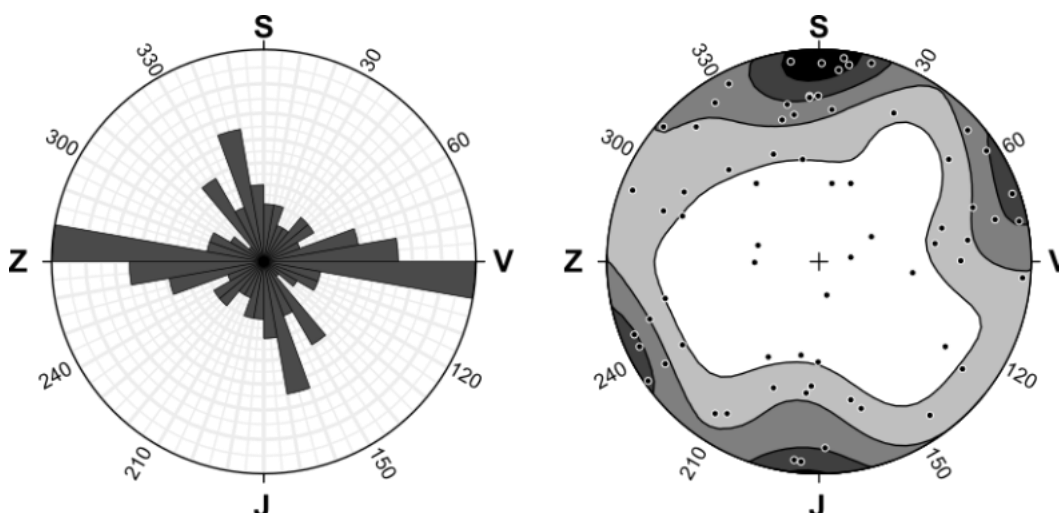
#### 5.4.4 Morfostruktura 4

Morfostruktura 4, zahrnující lokalitu 6, hraničí na západě s morfostrukturou 2 podél výrazného S–J zlomu sledujícího údolí Studeného a Roklanského potoka. Na severu se Roklanský potok stáčí k východu a sleduje Z–V zlom, který území dělí od morfostruktury 3. Východní okraj tvoří zlomy S–J a SSV–JJZ průběhu, které z velké části procházejí údolím Modravského potoka a oddělují území od morfostruktur 5 a 6. Na jihu tvoří hranici s morfostrukturou 7 zlom ZSZ–VJV průběhu podél Březnického potoka. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí od 981 m (Modrava) do 1 299 m (Studená hora). Sklonitost svahů dosahuje 32°, průměrný sklon je 5,7°. Podíl rovinatých ploch je v rozloze povodí přes 12 % (viz Tab. 6).

Jak v růžicovém diagramu, tak ve stereografické projekci dominují směry puklin Z–V a SSZ–JJV (obr. 32). Jejich průběh je vertikální, Z–V pukliny se mírně uklánějí k jihu (70°–90°).

Tab. 6: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 4

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	12,23	2,38
2–5°	38,46	7,48
5–15°	47,27	9,19
15–25°	1,99	0,39
25° a více	0,05	0,01
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>19,44</b>



Obr. 32: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 4

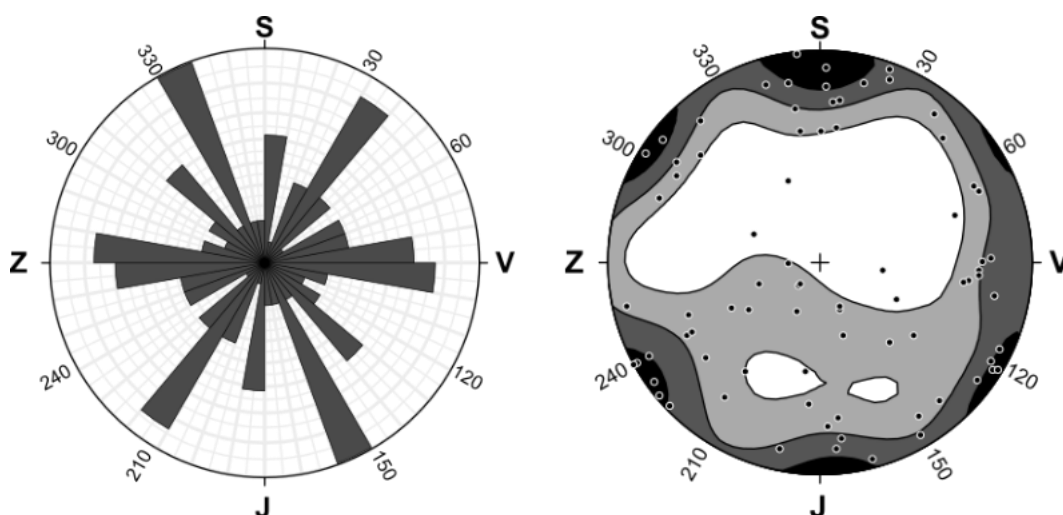
#### 5.4.5 Morfostruktura 5

Morfostruktura 5 zahrnuje lokality 1, 2 a 7. Morfostrukturu 5 na jihu od morfostruktury 6 odděluje Z–V průběh Filipohuťského potoka a na západě S–J zlom podél Modravského potoka od morfostruktury 4. Nejnižší bod v nadmořské výšce 980 m leží v Modravě a nejvyšší bod s nadmořskou výškou 1 194 m představuje Březová hora. Sklonitost svahů dosahuje pouhých 13° a její průměr činí 4,4°. Podíl rovin je přes 12 % z celkové plochy povodí.

Výsledky strukturální měření poukazují na existenci více významných směrů puklin. Mezi dominantní směry patří SSZ–JJV, Z–V a SV–JZ. Méně patrné jsou směry S–J a SZ–JV (obr. 33). Stereografická projekce poukazuje na velký rozptyl sklonů a směrů k severu se uklánějících puklin. Póly ploch dominantních systémů se však koncentrují podél okrajů diagramu, což svědčí o vertikálním průběhu těchto puklin.

Tab. 7: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 5

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	12,37	0,39
2–5°	52,10	1,66
5–15°	35,53	1,13
15–25°	0,00	0,00
25° a více	0,00	0,00
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>3,18</b>



Obr. 33: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 5

#### 5.4.6 Morfostruktura 6

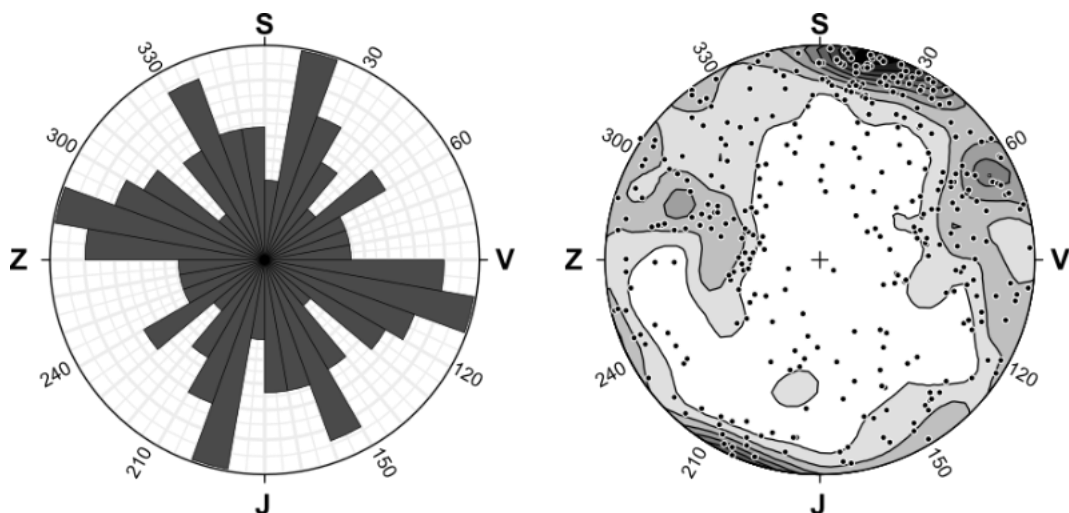
Morfostruktura 6 zahrnuje lokality 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 12. Na severu ji od morfostruktury 5 omezuje Z–V průběh Filipohuťského potoka. Na západě hraničí s morfostrukturou 4 podél S–J a SSV–JJZ zlomů převážně sledujících průběh Modravského potoka. Na JZ ji od morfostruktury 7 omezuje zlom ZSZ–VJV průběhu. Nejnižší bod v nadmořské výšce 989 m leží v Modravě, nejvyšším bodem je Malá Mokrůvka s nadmořskou výškou 1330 m. Sklon

svahů se pohybuje do 26°, jeho průměr je 5°. Procentuální zastoupení rovin na celkové ploše morfostruktury činí téměř 13 %.

Mezi dominantní systémy puklin patří směry Z–V až ZSZ–VJV vertikálního či mírně k jihu ukloněného průběhu, SSZ–JJV s mírným úklonem k ZJZ (70°–90°) a SSV–JJZ s rozptýlenými sklony od 40° do 90° k VJV (obr. 34).

Tab. 8: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 6

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	12,68	2,54
2–5°	46,72	9,34
5–15°	38,31	7,66
15–25°	1,82	0,36
25° a více	0,48	0,10
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>20,00</b>



Obr. 34: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 6

#### 5.4.7 Morfostruktura 7

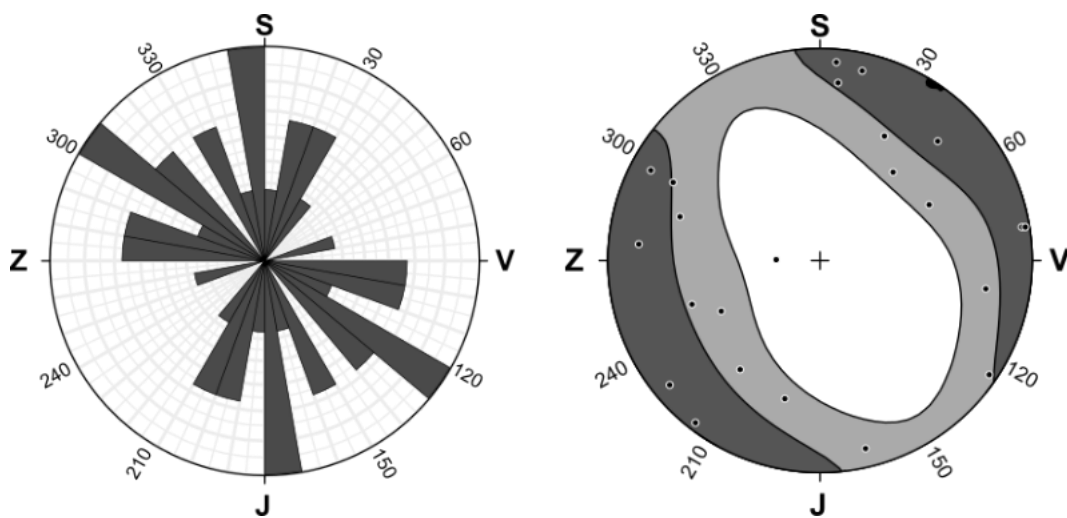
Morfostruktura 7 leží v jižní části zájmového území a zahrnuje lokalitu 15. Na severu ji od morfostruktur 2, 4 a 6 odděluje významný zlom ZSZ–VJV průběhu podél Březnického potoka. Na západě hraničí s morfostrukturou 1 podél S–J zlomu. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí od 1 140 m (Modravský potok) po 1 373 m (Luzný). Sklonitost svahů se pohybuje do 22°, její průměr činí 7,3°, což je nejvyšší průměrná hodnota v celém zájmovém

území. Podíl rovin na celkové ploše této morfostruktury činí pouze necelá 4 %, což je naopak nejnižší podíl ze všech morfostruktur.

Systémy puklin SZ–JV a S–J směrů patří k nejvýraznějším. Méně časté systémy mají směr SSV–JJZ a Z–V. Pukliny mají převážně vertikální průběh, jejich sklony však mohou kolísat až k 50° (obr. 35)

Tab. 9: Relativní a plošné zastoupení kategorií sklonitosti reliéfu – oblast morfostruktury 7

sklon [°]	podíl z celkové plochy [%]	plocha [km <sup>2</sup> ]
0–2°	3,87	0,37
2–5°	26,33	2,53
5–15°	65,50	6,29
15–25°	3,15	0,30
25° a více	1,15	0,11
<b>celkem</b>	<b>100,00</b>	<b>9,60</b>



Obr. 35: Růžicový diagram a stereografická projekce pro morfostrukturu 7

## 6. DISKUZE

### 6.1 Diskuze výsledků

Na základě terénního průzkumu bylo vybráno 20 lokalit u kterých bylo provedeno celkem 701 měření hodnot směrů sklonu a sklonu puklinové plochy. Během terénního posuzování vhodnosti lokalit mohlo dojít k nepřesnému vybrání měřených puklinových ploch, které mohly být ovlivněny gravitačními pohyby. Vzhledem k vyššímu počtu měření by případné chyby neměly mít vliv na výsledné směry puklinové analýzy.

Většina vhodných skalních výchozů se nachází ve vrcholových částech území nebo je lokalita tvořena přímo vrcholem. To platilo pro 16 lokalit z celkových 20. Ostatní lokality (4) se nacházely při bázi svahu, často v jeho prudší části. 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, který je dále doplněn dvěma dominantními směry SSV–JJZ a SSZ–JJV. Převažujícím sklonem puklinových ploch je u většiny lokalit v rozmezí 70-90°. Podle Mísaře et al. (1983) se v Šumavské části Moldanubika nachází několik zlomových systému, z nichž ty starší jsou ve směru Z–V a S–J, který může mít směr až SSV–JJZ. Mladší zlomové systémy mají směr SZ–JV, což podle Kopačkové et al. (2010) odpovídá průběhu tzv. bavorského směru, který je paralelní s dunajským a pošumavským zlomem. Na sever od zájmového území prováděla puklinovou analýzu Zemanová (2005), která na skalních výchozech naměřila pukliny ve směru SZ–JV a SV–JZ. Sekundární puklinové systémy povodí horní Otavy jsou posunuté od tohoto směru více k S–J směru.

Výsledky zlomové tektoniky jasně ukazují jediný dominantní směr JJV–SSZ. Tomuto směru odpovídá také větší množství morfolineamentů. Oproti významným zlomům v širším okolí jsou zlomy v zájmovém území mírně posunuté k S–J směru. Podle Zemanové (2005) mají blízké zlomy – Kvildský a Prášilský zlom směry SZ–JV až SV–JZ, které také odpovídají Pošumavskému zlomu.

## 6.2 Morfostrukturní syntéza

Hodnocení vlivu strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf povodí horní Otavy slouží ke stanovení obrazu historického vývoje reliéfu. Dílčí metody, které slouží k popsání zájmového území, nastiňují pouze částečný tematicky zaměřený obraz a může sloužit spíše jako podpora k vymezení morfostruktr. Ty je třeba dále porovnat mezi sebou z hlediska homogenity či nehomogenity jednotlivých morfostruktr a k sestavení tzv. morfostrukturní syntézy, která dává dohromady veškeré nashromážděné poznatky a umožňuje formulovat závěry o tektonickém a strukturním vývoji reliéfu, jeho stáří, aktivitě a dynamice.

V puklinové analýze morfostruktur vidíme, že ve všech morfostrukturách jsou dominantní minimálně dva směry, které jsou často párové. Výrazné systémy starších zlomových systémů, tedy S–J a V–Z můžeme vidět u všech morfostruktur, s výjimkou morfostruktr 3, u které je směr mírně posunut na ZSZ–VJV. Výrazné systémy mladších zlomových systémů (tzv. bavorskému směru), tedy SZ–JV a SV–JZ můžeme vidět u morfostruktur 3 (kde dominuje), 5 a 7. Sklon puklinových ploch je spíše vertikální a pohybuje se v intervalu 70–90°, nicméně u všech morfostruktr mohou sklony kolísat až k 50°.

Jednotlivé morfostruktr lze vzájemně porovnat z hlediska změn dominantních směrů při překročení zlomové linie. Výrazná změna hlavního směru puklin je patrná mezi morfostrukturou 2, kterou můžeme srovnat s morfostrukturou 3 a 4. Vidíme, že se původní směr SSZ–JJV morfostruktr 2 zmlizel a v morfostrukturách 3 a 4 dominuje směr VJV–ZSZ a Z–V. Naopak velkou podobnost vidíme u morfostruktr 5 a 6, které mají téměř identické hlavní i vedlejší směry puklin.

Z hlediska průměrné sklonitosti svahů jsou si morfostruktr mírně podobné, nejnižší průměrnou sklonitost mají morfostruktr 1 a 6. Naopak výrazně vyšší průměrnou sklonitost má morfostruktr 7. Podobné rozložení vidíme i u analýzy zarovnaných povrchů, kde největší podíl ploch se zarovnaným povrchem má morfostruktr 1, která jsou následovaná morfostrukturami 4, 5 a 6. A opět morfostruktr 7 má podíl zarovnaných povrchů nejmenší. Dle této analýzy bychom mohli vyčlenit jako více odlišné morfostruktr 1 a 7, přičemž lokalita 1 je více plochá a zarovnaná. Naopak morfostruktr 7 má větší průměrnou sklonitost a nejmenší zastoupení zarovnaných povrchů. Nachází se zde také Nejvyšší hora zájmového území Luzný (1 373 m) a nejvyšší hora celku Kvildských plání Velká Mokrůvka (1 370 m).

### 6.3 Geomorfologický vývoj povodí horní Otavy

Syntéza o strukturně-geomorfologickém vývoji zájmového území je založena na porovnání vlastností a charakteristik jednotlivých morfostruktur. Základní přehled o zájmovém území nám přiblíží analýza puklin, morfolineamentů a zlomové tektoniky, podle které vyplývá, že území je strukturně podmíněné křehkými a vrásno-zlomovými strukturami, které mají vliv na vývoj průběhu říčních sítí. Říční síť je zde v některých částech mřížkovitá s pravými úhly a rovnými úseky. Směr odvodnění se např. u Roklanského potoka výrazně mění, což poukazuje na silné tektonické ovlivnění reliéfu. Také vysoká dynamika erozně akumuláčních procesů může být ovlivněna přítomností tektonických struktur. Velkou dynamiku erozně akumuláčních procesů potvrzují autoři Stacke et al. (2016), kteří z analýz prováděných na soutoku Roklanského a Javořího vymezují tři říční terasy vyvinuté v průběhu pleistocénu a holocénu.

Dle orientace zlomové tektoniky převládá S–J směr, který napovídá směrům spíše starších zlomových systémů, se zde pravděpodobně jedná o pasivní morfostruktury. Podle Balákové (2004) je dané území ze strukturního hlediska podmíněné erozně-denudačními procesy, kdy na vývoj reliéfu mají vliv vlastnosti litologické podloží a jeho odolnost.

Mezi jednotlivými morfostrukturami není z hlediska analýzy sklonitosti signifikantní rozdíl. U většiny se projevuje velký podíl povrchů se sklonem do 2°, který je v rozmezí od 4–15 % z celkové plochy území. Podle Czudka (2005) jsou Šumavské pláně pravděpodobně rozsáhlým reliktem zarovnaných povrchu, které byly vyzdvižnuty v paleogénu. Podle Bláhové a Křížka (2007) se zarovnané povrchy vyskytují na území Šumavských plání v úrovních nadmořských výšek 780–900 m, 1075–1175 m a 1225–1300 m z čehož povodí horní Otavy se týkají nadmořské výšky nad 975 m (nejnižší bod). Podle Zemanové (2005) formují dnešní podobu reliéfu horního povodí Vydry především puklinové systémy, kryogenní a fluviaální procesy.

## 7. ZÁVĚR

Cílem této práce bylo zhodnotit vlivu strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf a posoudit tak jeho celkový obraz.

Šumavskému směru starších zlomových systémů Z–V a S–J odpovídá hlavní směr puklinové analýzy, jejíž hlavní směr je Z–V. Ostatní výrazné systémy mají směry SSV–JJZ a SSZ–JJV a jedná se o párové systémy. I přes běžně uvažovaný sklon puklinových ploch najdeme u většiny lokalit také sklony v rozmezí 40–60°. Převažujícím sklonem puklinových ploch je u většiny lokalit interval od 70° do 90°.

Analýza morfolineamentů potvrzuje dominantní směry puklin ve směru Z–V. Hlavní směr S–J je velmi podobný hlavnímu směr zlomové tektoniky JJV–SSZ.

Skalní podloží v povodí horní Otavy je silně postiženo křehkými a křehce-duktilními strukturami, které mají klíčový vliv na vývoj a průběh údolní sítě. Říční síť je zde v některých částech mřížkovitá s pravými úhly a rovnými úseky. Ta je zde převážně mřížkovitá, s četnými pravými úhly a rovnými úseky. Říční síť se v mnoha případech shoduje průběhem zlomové tektoniky.

Výrazná zlomová zóna se nachází v údolí, kde je vyvinutý Javoří, část Roklanského a Tmavý potok. Skalní výchozy sousedních morfostrukt (3 a 4) mají výrazně odlišný hlavní směr puklin (Z–V a ZSZ–VJV) oproti výchozům morfostruktury 2 (SSZ–JJV).

Jedná se o spíše ploché území s převahou sklonitostí do 15° a s výrazným podílem ploch se sklonem do 2°. Menší výjimkou je morfostruktura 7, ve které jsou vyšší hodnoty sklonitosti a menší podíl ploch se sklonem do 2°.

## 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](http://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](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).

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

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

JÁČKA, 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 č. 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 Dobruška gneiss and the Drosendorf unit in the southeastern Bohemian Massif, Austria: West Amazonian crust in the heart of Europe.
- MENTLÍK, P. (2004): Stav geomorfologických výzkumů v okolí Prášílského 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.
- NOAA (2022): Magnetic Field Calculators.
- 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.

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.

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, R. P. (2008): Morphostructural development of the north-eastern part of the Rychlebské Mountains. *Acta Research Reports*, 17, 4, 55–61.

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](http://www.dibavod.cz) (cit. 15. 3. 2022).

TÎRLĂ, 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.

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-Sbornik 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.

ZEMANOVÁ, A. (2005): Morphostructural analysis of the Hamerský Brook catchment Alena Zemanová. *Miscellanea geographica*, 11, 63–71.

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