

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra geografie a kartografie



Michal Kusák

MORFOLOGICKÉ TYPY ÚDOLNÍCH SÍTÍ

(Morphology of valley network)

Bakalářská práce

Praha 2011

Vedoucí práce RNDr. Marek Křížek Ph.D.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci „Morfologické typy údolních sítí“ vypracoval sám a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje a literaturu.

V Praze, dne 24. 5. 2011

.....
Michal Kusák .

Děkuji svému vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi Ph.D. za množství poskytnutých odborných rad, konzultací a za poskytnutá data. Za poskytnutá data také děkuji organizaci Správa CHKO Kokořínsko.

Zadání bakalářské práce

Michal Kusák

Téma práce

Morfologické typy údolních sítí

Cíle práce

Cílem práce je definovat morfologické typy údolních sítí a určení jejich vztahu ke genetickým procesům, resp. genetickou typizaci reliéfu (tj. např. říci jaké typy sítí jsou typické pro morfostrukturně ovlivněný reliéf (např. krasový, pískovcový), pro glaciální, vulkanický atd.). Určení a zdůvodnění vhodných morfometrických kritérií pro morfologickou typizaci údolních sítí, resp. analogií při morfologické typizaci i jiných typů sítí (např. patterned ground aj.). Úkolem je s využitím DMÚ 25 a zdrojů DPZ se pokusit morfometricky charakterizovat údolní síť pískovcového reliéfu vybrané části kokořínské oblasti.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše odborné literatury, jednoduché GIS analýzy, popisná statistika

1. krok – rešerše odpovídající literatury zabývající se údolními sítěmi a obecně problematikou sítí a jejich hierarchií (například metody sítí se užívají u patterned ground). Rešerše se bude zaměřovat na: a) problematiku morfologických typů sítí (tedy vytvořit přehled), b) vztahem údolních sítí a genetického typu reliéfu (tj. jaké typy sítí jsou charakteristické pro dané genetické typy reliéfu, c) stanovení vhodných morfometrických kritérií při morfometrické typizaci údolních sítí včetně zhodnocení a vytvořit systém vhodných morfometrických postupů pro studium údolních sítí.
2. krok – využít postupů popsaných v literatuře a aplikovat je na vybrané části údolních sítí pískovcového reliéfu Kokořínska a srovnat je.
3. krok – srovnat morfometrické typy údolních sítí Kokořínska s jinými (ekvivalentními) typy popsanými v literatuře. Zhodnotit funkčnost morfometrických kritérií a postupů použitých na tréninkovém území.

Zájmové území: Kokořínsko

Datové zdroje: informační zdroje, DMÚ 25, ortofota.

Abstrakt – Morfologické typy údolních sítí

Bakalářská práce se zabývá srovnáním a různými metodami popisu údolních sítí. Rešerší odborné literatury publikované přibližně v posledních sto letech byly zjištěny typy údolních sítí vznikající v různých typech reliéfu a kritéria, podle kterých lze daný typ údolní sítě v reliéfu identifikovat a odlišit od ostatních typů údolních sítí. Metody charakterizování údolních sítí slouží k popisu údolních sítí stejného typu v různých oblastech, respektive umožňují jejich srovnání.

Na tréninkovém území CHKO Kokořínsko byla zjišťována řádovost údolních sítí, typ údolních sítí, hustota údolních sítí, bifurkační poměry, propojenost údolních sítí, fraktálová dimenze údolních sítí, homogenita údolních sítí a allometrický vývoj vybraných údolí. Údolní sítě studovaných oblastí Pšovky a Liběchovky byly označeny jako mřížkovité a údolní síť studovaného území Vlhoště byla označena jako radiální typ údolní sítě s prvky prstencové údolní sítě.

Klíčová slova: morfologie, údolí, údolní síť

Abstract – Morphology of valley networks

This bachelor thesis is engaged in the juxtaposition and different methods account of valley networks. Thanks to the background research of the late published literature, there are known a lot of types of valley network, which result in various types of relief and the criteria by which can the different types of valley networks be identified and distinguished from other types of valley networks. Methods of characterizing the valley networks are used to describe the valley of the same type of networks in different areas, respectively allow their comparison.

In the interested area of CHKO Kokořínsko, there were studied the valley network order, the type of the valley network, the bifurcation ratio, connected of valley network, the fractal dimension, the valley network homogeneity and the allometry of the valley of some parts. Valley networks in the studied areas of Pšovka and Liběchovka were identified as trellis and valley network of studied area of Vlhošť was described as a radial type of valley network with elements of annular valley network.

Keywords: morphology, valley, valley nets

OBSAH

Abstrakt	5
1. Úvod	10
2. Fyzickogeografická charakteristika studovaného území	11
2.1. Vymezení zájmového území a poloha	11
2.2. Geologie	12
2.2.1. Geologická stavba	12
2.2.2. Geologický vývoj	13
2.3. Geomorfologie	14
2.3.1. Makrorelief	14
2.3.2. Mezorelief	17
2.3.3. Mikrorelief	19
2.4. Klimatické poměry	19
2.5. Hydrologické poměry	21
2.6. Půdní kryt	23
2.7. Flóra a fauna	24
2.7.1. Flóra	24
2.7.2. Fauna	25
3. Typy údolí	26
3.1. Definice údolí	26
3.2. Zlomová údolí	27
3.3. Vrásná údolí	28
3.4. Fluviální údolí	28
3.5. Glaciální údolí	30
3.6. Termokrasová údolí	31
3.7. Krasová údolí	32
2.8. Pseudokrasová údolí	33
4. Údolní síť	34
4.1. Definice údolní sítě	34
4.2. Řádovost údolní sítě	35
4.3. Měřítko	36
4.3.1. Měřítko údolních sítí	36
4.3.2. Změna měřítka	36
4.3.3. Hierarchické (hierarchical) a nehierarchické (non-hierarchical) měřítko	37
4.3.4. Fraktálové tvary reliéfu a změna měřítka	38
4.4. Typy údolních sítí	39

4.4.1.	Přehled typů údolních sítí	39
4.4.2.	Dendritická údolní síť	41
4.4.3.	Paralelní údolní síť	42
4.4.4.	Mřížkovitá údolní síť	44
4.4.5.	Pravoúhlá údolní síť	45
4.4.6.	Radiální údolní síť	47
4.4.7.	Prstencová údolní síť	48
4.4.8.	Nepravidelná údolní síť	49
4.4.9.	Srovnání typů údolních sítí	50
4.4.10.	Přehled typů žilnatin listů	50
4.5.	Dělení údolní sítě dle hustoty a jiných metrik	52
4.5.1.	Hustota údolní sítě	52
4.5.2.	Bifurkační poměr (bifurcation ratio)	53
4.6.	Propojenost údolní sítě	54
5.	Jiné možnosti charakteristik tvaru sítí	58
5.1.	Vědní disciplíny zkoumající vlastnosti sítí	58
5.2.	Homogenita údolní sítě	58
5.3.	Allometrický vývoj údolí	58
6.	Popis údolních sítí v zájmové oblasti CHKO Kokořínsko	61
6.1.	Podmínky měření	61
6.2.	Řádovost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko a další obecné charakteristiky	63
6.3.	Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko	65
6.4.	Hustota údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	66
6.5.	Bifurkační poměry údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	66
6.6.	Propojenost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	66
6.7.	Fraktálová dimenze údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	67
6.8.	Homogenita údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	67
6.9.	Allometrický vývoj údolí studovaného území CHKO Kokořínsko	68
7.	Diskuze	73
7.1.	Diskuze nad metodami	73
7.2.	Určení typů sítě na základě metrických charakteristik údolních sítí	74
7.3.	Zhodnocení ostatních metrik	75
8.	Závěr	75
9.	Zdroje	78
9.1.	Literatura	78
9.2.	Online zdroje	84

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr.1: Studované území CHKO Kokořínsko	11
Obr.2: Geologická stavba studovaného území CHKO Kokořínsko	12
Obr.3: Geomorfologické jednotky	14
Obr.4: Vertikální členitost ve studovaném území CHKO Kokořínsko	16
Obr.5: Sklonitost reliéfu ve studovaném území CHKO Kokořínsko	17
Obr.6: Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko	18
Obr.7: Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko vážené jejich délkou	18
Obr.8: Klimatické oblasti studovaného území CHKO Kokořínsko	20
Obr.9: Klimatická regionalizace studovaného území CHKO Kokořínsko	21
Obr.10: Půdní kryt studovaného území CHKO Kokořínsko	23
Obr.11: Potenciální přirozené vegetace studovaného území CHKO Kokořínsko	24
Obr.12: Schéma žilnatiny	35
Obr.13: Změna měřítka	37
Obr.14: Schéma dendritické údolní sítě	41
Obr.15: Dendritická údolní síť	42
Obr.16: Schéma paralelní údolní sítě	43
Obr.17: Paralelní údolní síť	43
Obr.18: Schéma mřížkovité údolní sítě	44
Obr.19: Mřížkovitá údolní síť	45
Obr.20: Schéma pravoúhlé údolní sítě	46
Obr.21: Pravoúhlá údolní síť	46
Obr.22: Schéma radiální údolní sítě	47
Obr.23: Radiální údolní síť	48
Obr.24: Schéma prstencové údolní sítě	49
Obr.25: Prstencová údolní síť	49
Obr.26: Části listu měřené při zjišťování hustoty listové žilnatiny	52
Obr.27: Typy údolních sítí a jejich propojenost	54
Obr.28: Graf listové žilnatiny	57
Obr.29: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) údolí Šindlerova dolu	59
Obr.30: Příklad variogramu allometrického vztahu šířky a délky Šindlerova dolu	60
Obr.31: Vybraná údolí studovaného území CHKO Kokořínsko	61
Obr.32: Řádovost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	63
Obr.33: Závislost délek údolí II. řádu na délkách údolí I. řádů do nichž ústí	65
Obr.34: Četnosti úseků údolí v daných intervalech délky údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	68
Obr.35: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí	

studované oblasti Pšovky	69
Obr.36: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Pšovky	69
Obr.37: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Liběchovky	70
Obr.38: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Liběchovky	71
Obr.39: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Vlhoště	71
Obr.40: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Vlhoště	72

SEZNAM TABULEK

Tab.1: Geomorgologické jednotky tvořící studované území CHKO Kokořínsko	15
Tab.2: Vybrané charakteristiky mírně teplých klimatických oblastí a teplé klimatické oblastí	20
Tab.3: Vybrané charakteristiky II., III., V. a VIII. kategorie	21
Tab.4: Charakteristiky hlavních vodních toků studovaného území CHKO Kokořínsko	22
Tab.5: Přehled definic údolí	26
Tab.6: Přehled definic údolních sítí	34
Tab.7: Typy měřítka při studiu údolní sítě	36
Tab.8: Přehled charakteristik typů údolních sítí dle půdorysu	40
Tab.9: Srovnání charakteristik jednotlivých typů údolní sítě	50
Tab.10: Typy listové žilnatiny dle uspořádání hlavních žil	51
Tab.11: Přehled změn α a β indexů se změnou typu údolní sítě	55
Tab.12: Příklad allometrických koeficientů Šindlerova dolu	60
Tab.13: Četnost údolí I. – VI. řádů údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	64
Tab.14: Průměrná délka údolí I. – VI. řádů údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko	64
Tab.15: Nejkratší a nejdelší údolí různých řádů údolních sítí na území CHKO Kokořínsko	67
Tab.16: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Pšovky	69
Tab.17: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Liběchovky	70
Tab.18: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Vlhoště	72

1. Úvod

Údolní síť se řadí mezi makroformy reliéfu a její studium umožňuje zhodnocení hlavních krajinnotvorných procesů. Typ údolní sítě, její tvar a hustota, bývá výsledkem složitého geomorfologického vývoje celé oblasti a odráží intenzitu působení erozních činitelů na reliéf (Stoddart, 1997). Tvar údolní sítě ovlivňují tektonické zdvihy, poklesy, vývoj vrás i zlomů, a uklonění reliéfu (Fairbridge, 1968).

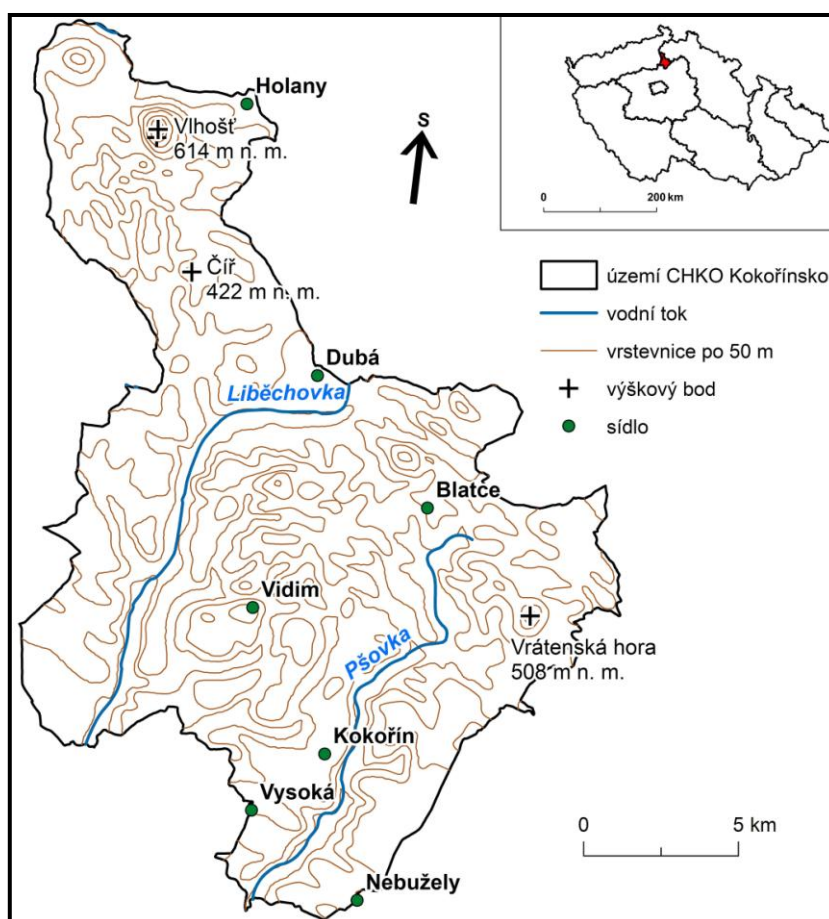
Oblast Chráněné krajinné oblasti Kokořínsko je tvořena převážně kvádrovými pískovci. Hlavní pískovcová souvrství se počala ukládat na mořském dně v průběhu mezozoika (Chlupáč et al., 2002). V období terciéru při saxonském vrásnění došlo k pohybu flyšových příkrovů, což způsobilo posuny ker v Českém masivu. Tento komplexní proces vedl k vytvoření zlomů v pískovcovém podloží (Malkovský a kol., 1974). Zlomy se řadí k Českolipské zlomové oblasti a mají hlavní směr VSV – ZJZ a vedlejší směr V – Z. Podél těchto zlomů působila eroze, která vedla ke vzniku husté údolní sítě tvořené hlubokými údolními se strmými svahy.

Cílem této práce je definovat morfologické typy údolních sítí a určení jejich vztahu ke genetické typizaci reliéfu. Cílem práce je rovněž na základě rešerše vybrané literatury popsat možné metody charakterizování údolních sítí. Zjištěné metody následně aplikovat s využitím DMÚ 25 a zdrojů DPZ na vybrané údolní sítě studovaného území CHKO Kokořínsko a výsledné hodnoty srovnat s hodnotami popsány v literatuře. V neposlední řadě je cílem práce navrhnout vhodná morfometrická kritéria a morfometrické postupy pro studium údolních sítí a to na základě zjištěné funkčnosti aplikovaných metod.

2. Fyzickogeografická charakteristika studovaného území

2.1. Vymezení zájmového území a poloha

Studované území Chráněná krajinná oblast Kokořínsko (obr.1), vyhlášená dne 19. 3. 1976, patří svou velikostí 272 km² mezi středně velké CHKO. Nachází se mezi Polabskou nížinou a Jestřebskou vrchovinou, mezi 14°06' - 14°36' východní délky a 50°38' - 50°23' severní šířky (AOPK ČR, 2011). Území je tvořeno náhorní plošinou rozbrázděnou sítí hlubokých údolí. Nejvyšší bod tvoří vrchol Vlhošť (613,5 m n.m.) a nejnižším místem je niva dolní části vodního toku Liběchovka v obci Želízy (175 m n.m.). Studované území je unikátní specifickou geomorfologií reliéfu, podmíněnou výskytem kyselých kvádrových pískovců, vysokou biodiverzitou, a existencí rozsáhlých mokřadů mezinárodního významu.

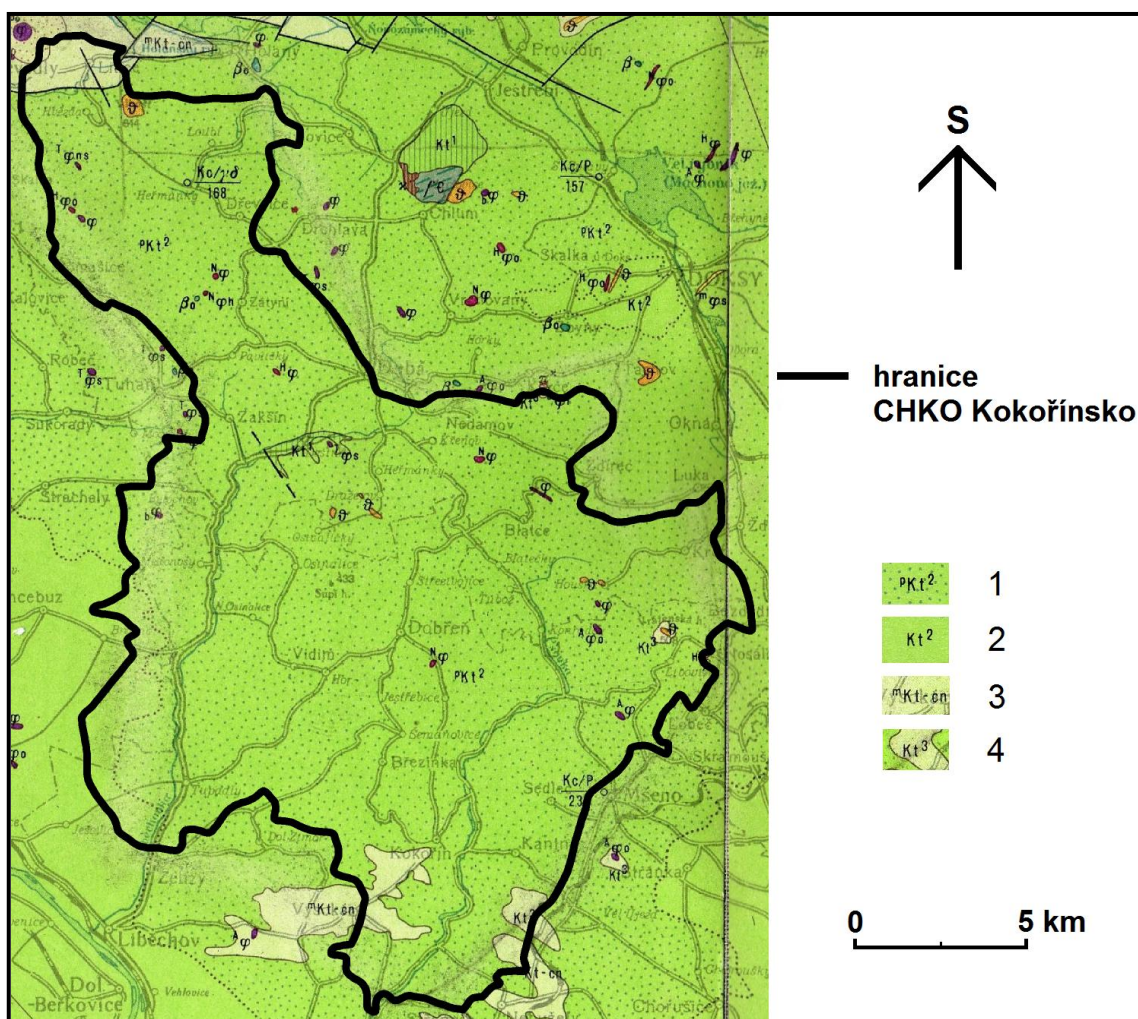


Obr.1: Studované území CHKO Kokořínsko.

2.2. Geologie

2.2.1. Geologická stavba

Území CHKO Kokořínsko je součástí České křídové pánve, ve které převažují sedimentární horniny zejména mořského původu (pískovec) (obr.2). Souhrn geomorfologických tvarů a jevů vázaných na tento horninový komplex spolu se specifickým klimatem odtokovými podmínkami, půdou a biotou je označován termínem pískovcový fenomén (Ložek in Jenč, Šoltysová, 2006).



Obr.2: Geologická stavba studovaného území CHKO Kokořínsko dle Horného et al. (1963), upraveno. Pozn.: 1 – kvádrové pískovce kaolinické, jílovité pískovce, místy písčité slepence, podřadně vápnité a slínité pískovce, 2 – vápnité, slínité a kaolinické pískovce, slínité prachovce, písčité slínovce a vápence, 3 – slínovce a vápnité jílovce, jílovité vápence, 4 – slínovce a vápnité jílovce, jílovité vápence.

Geologická mapa ČR (Coubal, 1998) v měřítku 1 : 50 000 udává vztah rozmístění hornin v zájmovém území a nadmořské výšky. V nejnižších částech

zájmového území, v povodí Liběchovky a Pšovky, se vyskytují fluviální, převážně písčito-hlinité sedimenty v nivách. V povodí toků vyšších řádů a v suchých údolích se nacházejí deluvio-fluviální převážně písčito-hlinité sedimenty. Na ně navazují na svazích údolí křemenné pískovce a ve vrcholových částech se vyskytují spraše. Na přechodu mezi křemennými pískovci a sprašemi se místy vyskytují sprašové hlíny, nebo deluvio-eolické písčito-hlinité sedimenty s kameny, převážně nevápnité. V některých vrcholových částech Kokořínska se objevují spraše a sprašové hlíny. Rozsáhlé sprašové hlíny se vyskytují mezi Sinetským dolem a Hlubokým dolem a největší výskyt spraší je mezi Truskavenským dolem a Kokořínským dolem. Na západě Kokořínska se místy vyskytují slínité pískovce. Pískovce, prachovce a slínovce jsou převážně mezozoického stáří. Trachity, znělce a čediče pocházejí z terciéru a sprašové pokryvy se vyvinuly během kvartéru.

2.2.2. Geologický vývoj

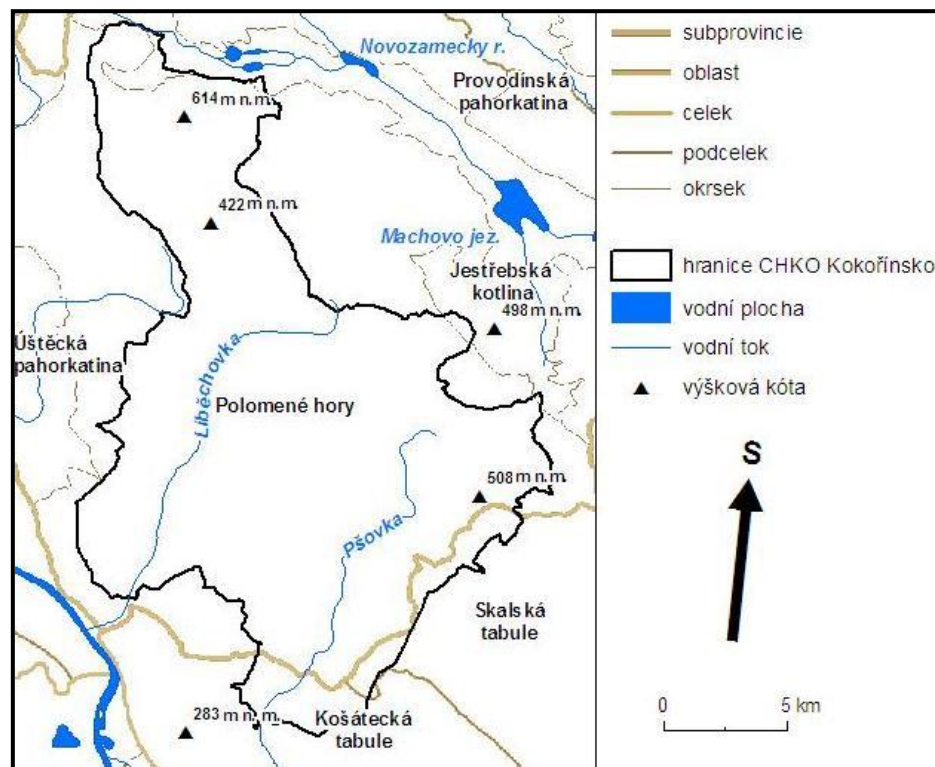
Hlavní pískovcová souvrství se začala ukládat na mořském dně v průběhu mezozoika, konkrétně ve svrchní křídě. Přestože mořská záplava trvala jen asi deset milionů let, dosahuje mocnost křídových uloženin řádů set metrů (Chlupáč et al., 2002). Následoval pozvolný proces přeměny usazeného písku na pískovec. Posléze došlo k vyzdvižení Českého masivu a k erozi svrchních usazených sedimentů. Zbytek těchto sedimentů tvoří Českou křídovou pánev, která je se svou rozlohou 14 600 km² největší dochovanou sedimentační pánví v České republice (Chlupáč et al., 2002) a nachází se v Českém masivu mezi moldanubickou krou a Barrandienem (Kodym, 1953). V období terciéru, přesněji mezi paleogénem a neogénem, docházelo v Alpách a západních Karpatech při saxonském vrásnění k posunu flyšových příkrovů, což mělo odezvu i v pohybu ker v Českém masivu (Malkovský et al., 1974). Docházelo k horizontálním i vertikálním pohybům ker podél zlomů, což způsobilo porušení sedimentační výplně pánve. Horný et al. (1963) popisuje zlomy mezi obcemi Holany a Blíževedly, které jsou třetihorního stáří a řadí se k českolipské zlomové oblasti. Ta je tvořena dvěma zlomovými pásy, jedním s orientací VSV – ZJZ a druhým s orientací V – Z. Obě tyto oblasti se skládají z ker omezených zlomy sudetského (orientace ZSZ – VJV, SZ – JV) a krušnohorského směru (orientace VSV – ZJZ). Pohyby ker byly v neogénu doprovázeny vulkanismem a výlevy magmatu, čedičového a trachytového složení, které pronikaly skrz pískovcová souvrství (Kodym, 1953, Malkovský et al., 1974). Vytvořená vulkanická tělesa byla následně erozí rozrušena. Vulkanické horniny, které se vytvořily

pod tehdejším povrchem, dnes tvoří ve studovaném území CHKO Kokořínsko lakolity, nebo pravé žíly. Erozí okolních sedimentů tak vulkanické horniny vytvořily samostatné vrcholy (Vlhošť, Nedvězí, Dubová hora) nebo jejich skupiny (Housecké vrchy). Jedná se o čedičové a znělcové výplně sopečných komínů a puklin (Balatka in Demek et al., 1965). Období kvartéru se projevuje tektonickým klidem. Významně se zde projevilo střídání dob ledových a meziledových, kdy se střídala silná eroze s intenzivní akumulací sedimentů. V období středního pleistocénu došlo k vytvoření hlubokých údolí a roklí, ale i k překrytí pískovcových plošin akumulacemi spraší a sprašových hlín (Kodym, 1953). Na dně vytvořených údolí následně proběhla sedimentace písčitých a jílovitých naplavenin.

2.3. Geomorfologie

2.3.1. Makrorelief

Zájmová oblast spadá podle Bakaltky a Kalvody (2006) do Hercynského systému, provincie Česká vysočina, do soustavy České tabule (VI) (tab.1). Převážnou část studovaného území tvoří okrsek Polomené hory (VIA1A1), severní a východní hranici tvoří okrsek Jestřebická kotlina (VIA1A3), jihovýchodní hranici tvoří okrsek Košátecké tabule (VIB2B1) a jižní hranici tvoří okrsek Skalská tabule (VIB2A2) (obr.3).

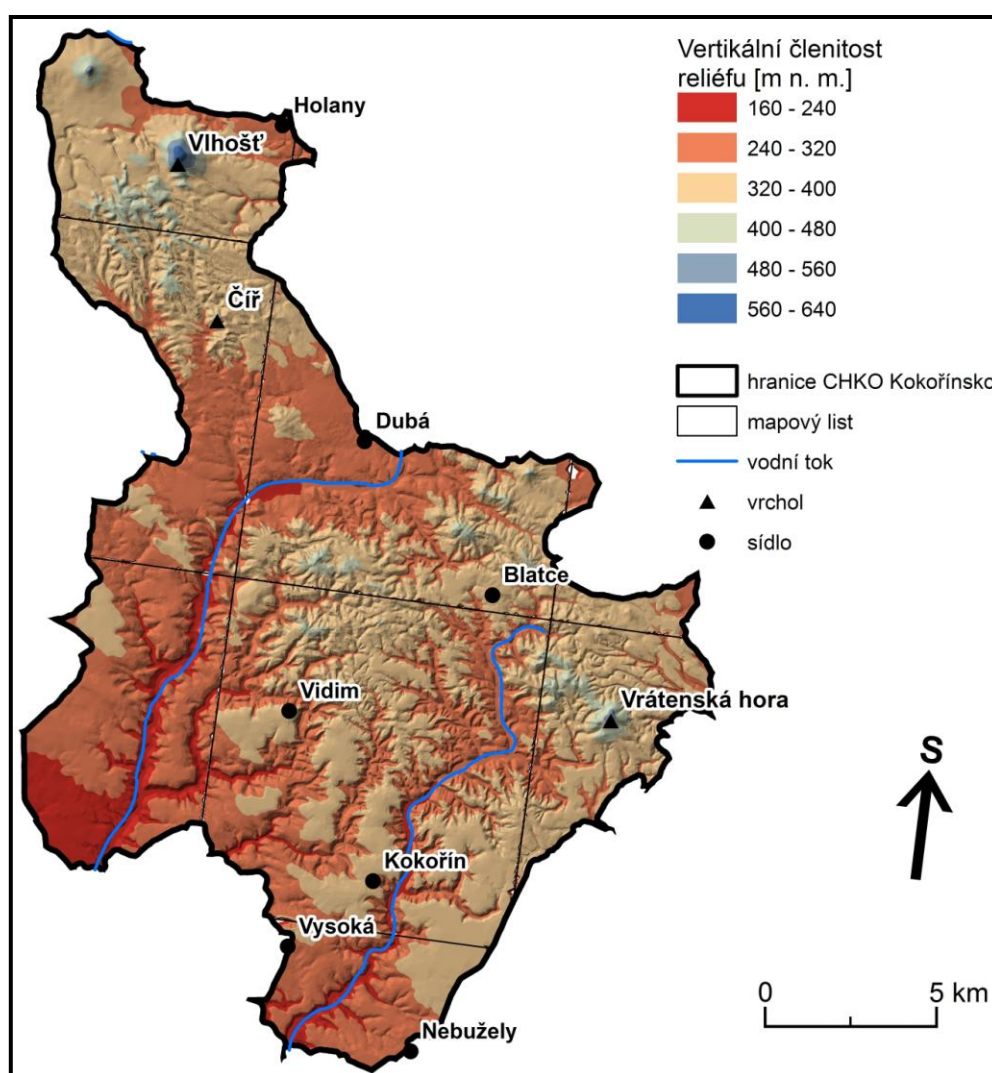


Obr.3: Geomorfologické jednotky. Pozn.: V mapě jsou popsány pouze okrsky.

Tab.1: Geomorgologické jednotky tvořící studované území CHKO Kokořínsko dle Balatky a Kalvody (2006). Pozn.: 1 – systém, 2 – provincie, 3 – subprovincie, 4 – oblast, 5 – celek, 6 – podcelek, 7 – okrsek, 8 – podokrsek, 9 – část.

1	Hercynský								
2	Česká vysočina								
3	Česká tabule VI								
4	Severočeská tab. VIA						Středočeská tab. VIB		
5	Ralská pah. VIA1						Jizerská tab. VIB2		
6	Dokeská pah. VIA1A						Středo- jizerská tab. VIB2A	Dolno- jizerská tab. VIB2B	
7	Polomené hory VIA1A1					Jestřeřická kot. VIA1A3		Skalská tab. VIB2A 2	Košátec- ká tab. VIB2B1
8	Kokořín- ská vrch. VIA1A1a	Housecká vrch. VIA1A1b	Dubská pah. VIA1A1 c	Vlhošť- ská vrch. VIA1A1 d	Bročenská pah. VIA1A1e	Holan- ská pah. VIA1 A3a	Tacho- vská vrch. VIA1 A3e	Mšen- ská tab. VIB2A 2a	Řepínská tab. VIB2B1 a
9	sitenská VIA1A1a1 , střezivojic- ká VIA1A1a2	maršovická VIA1A1b1, beškovská VIA1A1b2, blatecká VIA1A1b3, libovická VIA1A1b4, bezdědická VIA1A1b5	drchlas- ká VIA1A1 c1	kostelec- ká VIA1A1 d1, domašic- ká VIA1A1 d1	rašovická VIA1A1e1, sukradská VIA1A1e2, lomská VIA1A1e3, ješovická VIA1A1e4			vrátens- ká VIB2A 2a2	velhotic- ká VIB2B1 a1, nebužel- ská VIB2B1 a2

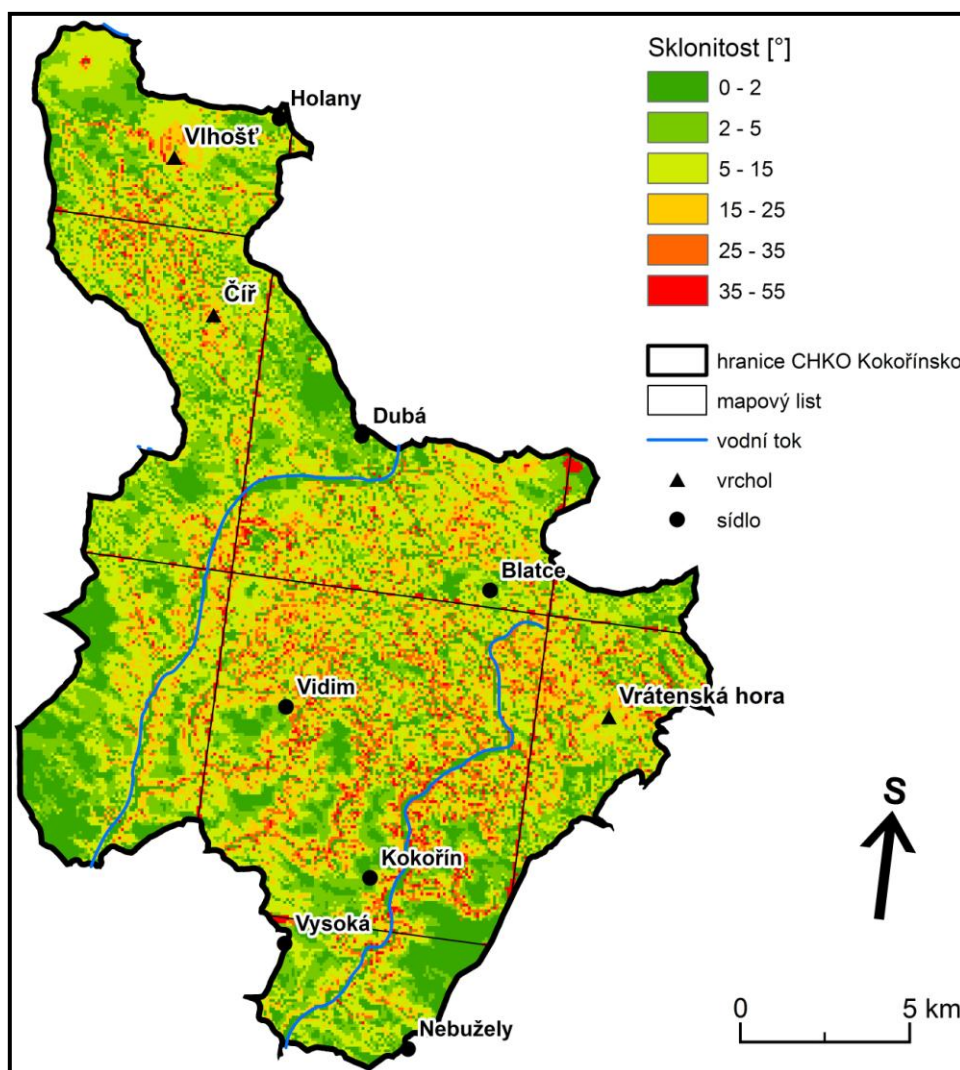
Jedná se o území s výrazně členitým reliéfem (obr.4), jehož geomorfologické poměry, orientace i hustota údolní sítě, jsou vázané na petrografické složení hornin a stupeň jejich rozpuštění (Balatka in Demek et al., 1965). Reliéf je ukloněn jihozápadním směrem (obr.4). Jeho výrazná vertikální členitost je podmíněna také rozdílnou odolností sedimentárních hornin a vulkanických hornin. Jednotlivé vrstvy pískovce se liší velikostí zrn a pevností tmele (Mikuláš in Härtel et al., 2007). Teplotní a tlakové změny společně s chemickým působením minerálních roztoků způsobily v okolí tektonických poruch a vulkanických těles prokřemenění a prozeleznění pískovce. Takto zpevněné pískovce dnes tvoří nejvyšší prvky reliéfu.



Obr.4: Vertikální členitost ve studovaném území CHKO Kokořínsko.

Vzhledem k systémům puklin a zlomů, na něž jsou vázaná údolí, a k výskytu vulkanitů v zájmové oblasti dosahuje reliéf místy značné sklonitosti. Největší sklonitost

mají svahy vulkanitu Vlhoště a svahy údolí hlavních vodních toků, Liběchovky a Pšovky a na ně napojená vedlejší údolí (obr.5).

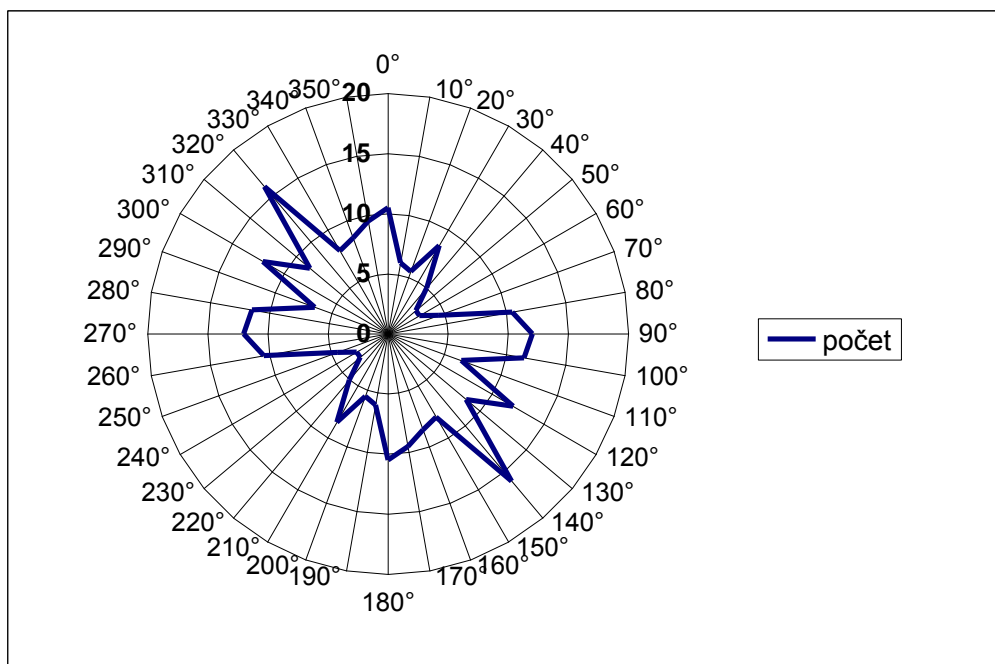


Obr.5: Sklonitost reliéfu ve studovaném území CHKO Kokořínsko.

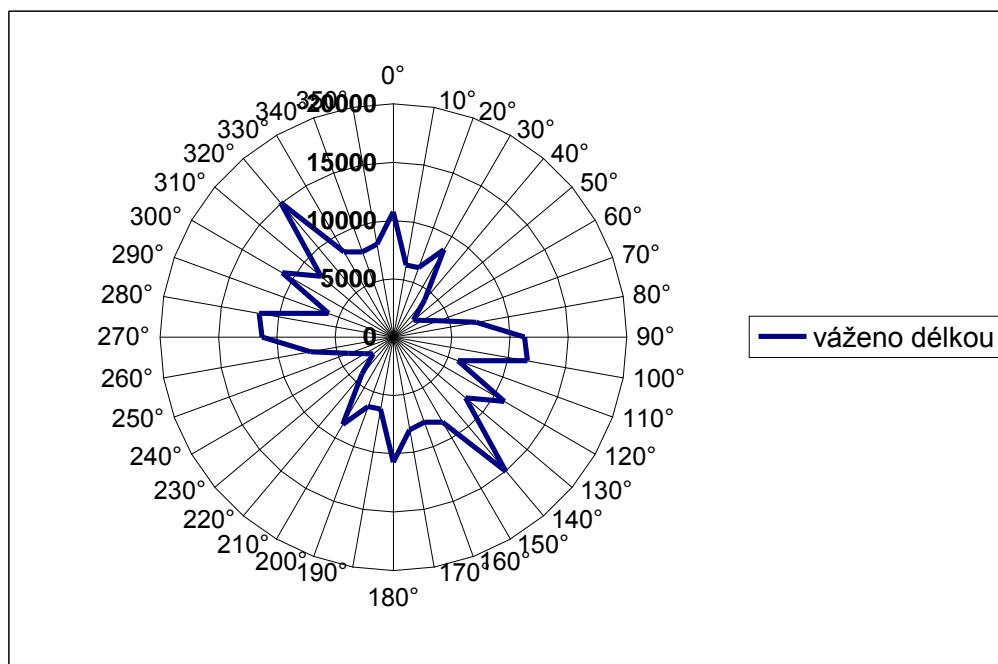
2.3.2. Mezoreliéf

Pro studované území jsou typické sítě úzkých hlubokých roklí, které jsou zahloubeny do pískovcové plošiny a ústí do širších dolů. Údolí tvoří třetinu plochy území, přičemž nejvyšší části údolí jsou pliocenního stáří a nejnižší části jsou pleistocenního stáří (Malkovský et al., 1974). Údolní svahy jsou často stupňovité, místy tvořené i třemi patry skalních výchozů, a nachází se zde četné evorzní tvary (Balatka, Sládek, 1977). Základní údolní síť kopíruje systém puklin a zlomů třetihorního stáří, které se řadí k Českolipské zlomové oblasti (Horný et al., 1963). Osy hlavních údolí

mají orientaci SV - JZ a protékají je hlavní vodní toky: Liběchovka, Pšova a některé úseky levostranných přítoků Liběchovky (Vidimský důl, Truskavenský důl) (Balatka, Loučková, Sládek, 1969). Boční údolí mají orientaci převážně V – Z, nebo SZ - JV (obr.6, obr.7). Severní část studovaného území CHKO Kokořínsko (od Dubé k Vlihošti) je tvořeno hřbetem s hlavní osou ve směru SZ - JV (Balatka, Loučková, Sládek, 1969). U rozsáhlejších vulkanických suků se vyvinula radiální údolní síť svahového typu.



Obr.6: Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko.



Obr.7: Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko vážené jejich délkou.

Území CHKO Kokořínsko je charakteristické výskytem skalních měst. Nalézají se převážně v Kokořínském dole, Truskavenském dole a Vidimském dole (Balatka, Loučková, Sládek, 1969).

2.3.3. Mikrorelief

Vývoj údolí, tektonické porušení a následné rozšiřování puklin v kvádrových pískovcích, denudace okrajových částí denudačních plošin a působení pleistocénního mrazového zvětrávání vedlo ke vzniku mnoha odlišných tvarů v pískovcových skalních městech (Balatka in Demek et al., 1965). Mezi tyto tvary patří například převisy, skalní okna, skalní brány, nebo tory (Rubín, Balatka, et al., 1986). Podle Balatky (in Demek et al., 1965) je u některých skalních měst patrné periglaciální skalní řízení a hromadění suti při úpatí. Místy se vyskytuje vrstva slepence, zpevněná železitými minerály, která po erozi méně odolných pískovců v podloží vytvořila sklaní hříby. Z rostlin se na erozi skalních výchozů podílí především mechy a lišejníky, které následně umožní uchycení vyšších rostlin (např. borovice lesní), což způsobuje až skalní řízení (Mikuláš in Härtel et al., 2007). Na skalních výchozech jsou vytvořeny voštiny, skalní mísy, skalní dutiny, skalní římsy a lišty, kuželové a žlábkové škrapy (okolí Vlhoště), místy se vyskytují stěnové škrapy (Planý důl), nebo šikmé římsy (Hradsko) (Rubín, Balatka, et al., 1986). Pískovce zpevněné křemitým nebo železitým tmelem tvoří kamenné (železné) rúže, trubice, či skalní suky čnicí nad okolní reliéf (Špičák u Střezivojic, Kamenný vrch u Křenova) (Mikuláš in Härtel et al., 2007, AOPK ČR, 2011).

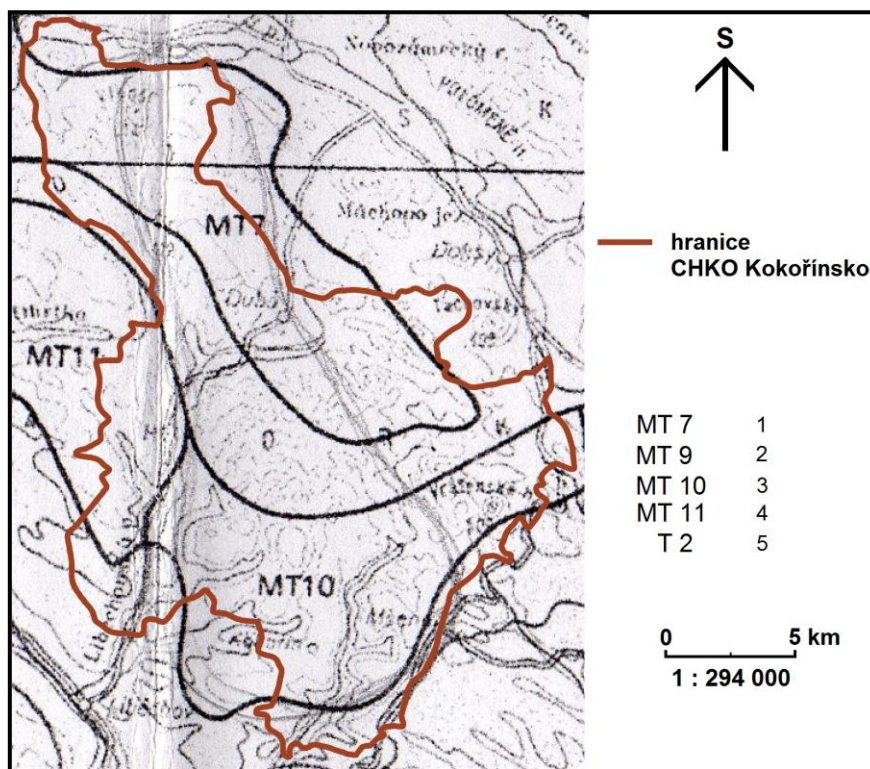
Na skalních stupních v bezodtokých údolích (Kaninský důl, Sinetský důl, Vidimský důl) se nacházejí četné evorzní tvary. Převládají evorzní tvary větších rozměrů (průměr 100 - 200 cm, hloubka 75 - 200 cm), např. obří hrnce, boční výmoly ve skalních stěnách, obří kotle (Balatka, Sládek, 1977). V době průtoků sezónních vodních toků tvoří vodopády.

2.4. Klimatické poměry

Průměrná roční teplota na studovaném území CHKO Kokořínsko se pohybuje mezi 7 – 7,5 °C v centrální části a 8,5 °C v okrajových jižních, jihovýchodních a západních částech území (Atlas podnebí Česka, 2007). Členitý reliéf způsobuje místy klimatickou inverzi v údolních dnech (rokle Apatyka). Vrcholy jsou vystaveny proudění vzduchu, proto jsou výrazně suší. Větry vanou nejčastěji severozápadně, jihovýchodně a

nejméně jihozápadně (Atlas podnebí Česka, 2007). Nejčastěji převládá bezvětří (až v 30% roku).

Podle Quittovy klasifikace (1971) (obr.8) spadá území CHKO Kokořínsko do dvou základních klimatických oblastí, teplá oblast a mírně teplá oblast (tab.2).

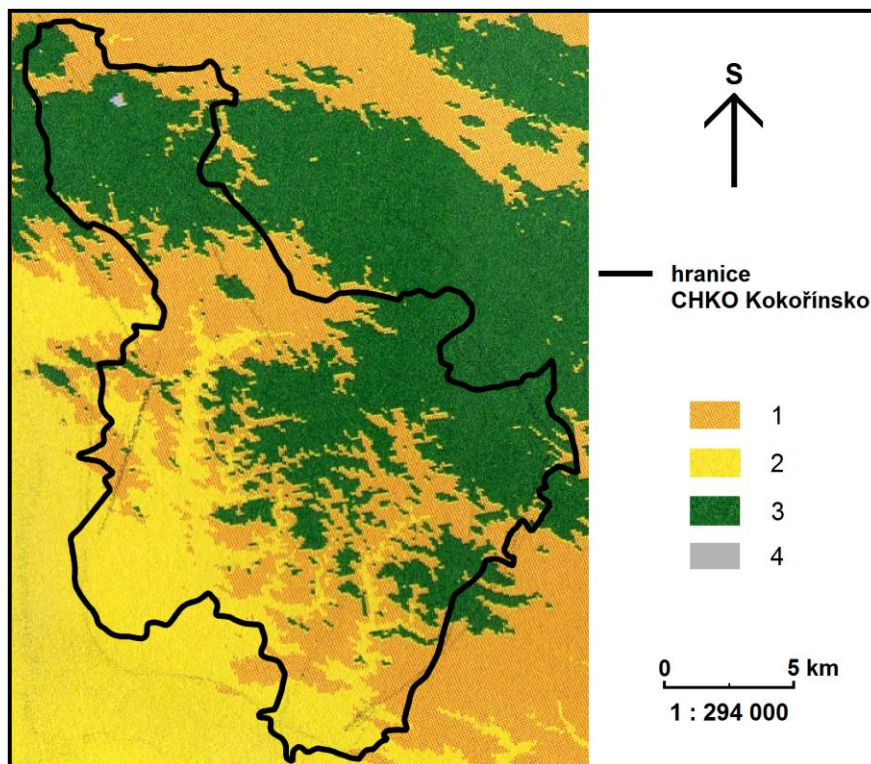


Obr.8: Klimatické oblasti studovaného území CHKO Kokořínsko dle Quitta (1971), upraveno. Pozn.: 1 – rajon mírně teplý 7, 2 – rajon mírně teplý 9, 3 – rajon mírně teplý 10, 4 – rajon mírně teplý 11, 5 – rajon teplý 2.

Tab.2: Vybrané charakteristiky mírně teplých klimatických oblastí (rajony MT 7, MT 9, MT 10, MT 11) a teplé klimatické oblasti (rajon T 2). Podle Klimatické oblasti Československa (Quitta, 1971), upraveno.

Klimatická charakteristika	MT 7	MT 9	MT 10	MT 11	T 2
Počet letních dní	30 - 40	40 - 50	40 - 50	40 - 50	50 - 60
Počet dní s prům.teplotou 10°C a více	140 - 160	140 - 160	140 - 160	140 - 160	160 - 170
Počet dní s mrazem	110 - 130	110 - 130	110 - 130	110 - 130	100 - 110
Počet ledových dní	40 - 50	30 - 40	30 - 40	30 - 40	30 - 40
Průměrná lednová teplota (°C)	-2 - -3	-3 - -4	-2 - -3	-2 - -3	-2 - -3
Průměrná dubnová teplota (°C)	6 - 7	6 - 7	7 - 8	7 - 8	8 - 9
Průměrná červencová teplota (°C)	16 - 17	17 - 18	17 - 18	17 - 18	18 - 19
Průměrná říjnová teplota (°C)	7 - 8	7 - 8	7 - 8	7 - 8	7 - 9
Prům. počet dní se srážkami 1 mm a více	100 - 120	100 - 120	100 - 120	90 - 100	90 - 100
Suma srážek ve vegetačním období (mm)	400 - 450	400 - 450	400 - 450	350 - 400	350 - 400
Suma srážek v zimním období (mm)	250 - 300	250 - 300	200 - 250	200 - 250	200 - 300
Počet dní se sněhovou pokrývkou	40 - 50	40 - 50	40 - 50	40 - 50	40 - 50

Ve srovnání Moravec a Votýpka (1997) (obr.9) řadí studované území CHKO Kokořínsko do čtyř klimatických kategorií (tab.3).



Obr.9: Klimatická regionalizace studovaného území CHKO Kokořínsko dle Moravece a Votýpky (1997), upraveno. Pozn.: 1 – II. kategorie, 2 – III. kategorie, 3 – V. kategorie, 4 – VIII. kategorie.

Tab.3: Vybrané charakteristiky II., III., V. a VIII. kategorie. Podle Klimatické regionalizace České republiky (Moravec, Votýpka, 1997).

Klimatická regionalizace	II. kategorie	III. kategorie	V. kategorie	VIII. kategorie
vegetační období [dny]	160 - 177	160 - 177	142 - 159	124 - 141
úhrn srážek [mm/rok]	580,0	580,0	580,0	580,0

2.5. Hydrologické poměry

Studované území CHKO Kokořínsko náleží do tří hlavních povodí (Labe, Jizera, Ploučnice) a šesti dílčích povodí (Pšovka, Liběchovka, Obrtka, Strenický potok, Košátecký potok a Úštěcký potok) (AOPK ČR, 2011). Nejvýznamnější vodní toky v oblasti jsou Liběchovka a Pšovka (tab.4). Vodní toky studovaného území CHKO Kokořínsko mají maximum vodnosti v únoru až v březnu díky tání sněhu a přidaným dešťovým srážkám. Nejmenší průtoky dosahují vodní toky na konci léta a začátkem podzimu (Štefáček, 2008). Území CHKO Kokořínsko je tvořeno geologickým podložím převážně písčité povahy s dobrou propustností, tudíž jsou zde příznivé podmínky pro

akumulaci podzemních vod (Červený et al., 1984). V České křídové tabuli jsou zdroje podzemní vody vázané na platformní sedimenty křídových souvrství, kvartérní uloženiny a v menší míře na sedimenty mladšího paleozoika a terciéru (Červený et al., 1984). Jedná se o největší zdroje podzemních vod v České republice. V údolích studovaného území CHKO Kokořínsko se nacházejí četné výrony podzemních vod. To umožnilo vyvinutí soustav mokřadů v povodí Liběchovky, Pšovky a v některých jejich přítocích. V povodí Pšovky se vyvinuly přirozené vodní nádrže a tůň (Kačírek) (AOPK ČR, 2011). Většina rybníků se vytvořila, nebo byla vybudována, na vodních tocích (Dolní ryb. na Litickém p., Černý ryb. na Liběchovce, ryb. Lhotka a Harasov na Pšovce). V místech tvořených nepropustnými horninami se mohou tvořit sezónní tzv. nebeské vodní nádrže.

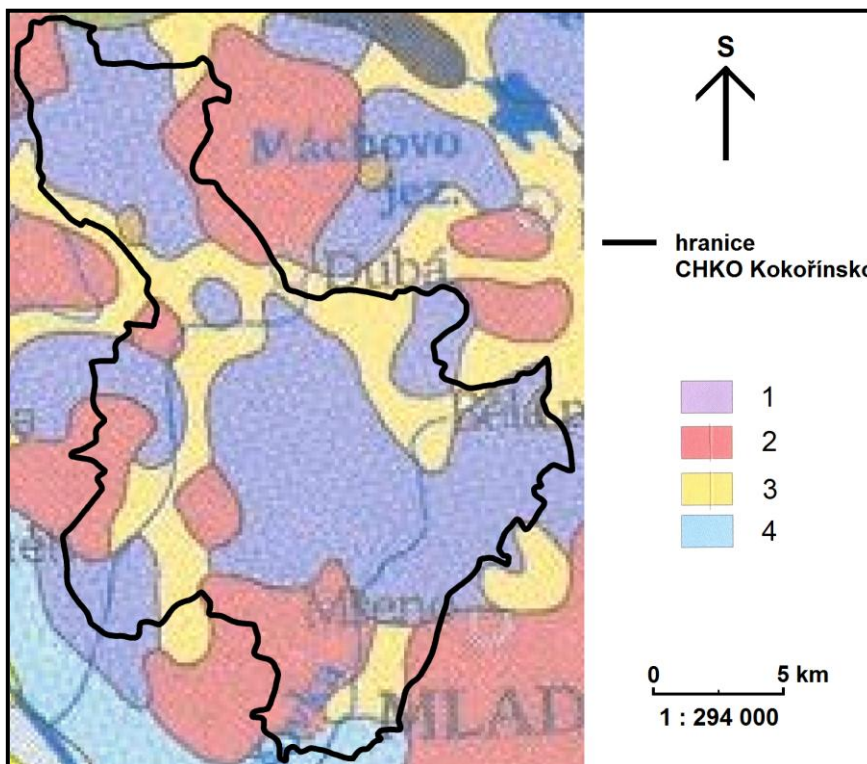
Některé vodní toky v oblasti neústí do hlavních toků, ale jejich voda odtéká do podzemí dosud otevřenými tektonickými poruchami (AOPK ČR, 2011). Výrazné vodní úniky byly zjištěny i ve střední části Pšovky. Podzemní voda se posléze hromadí na nepropustném podloží a v některých případech propojují podzemní vody toky povrchové. Část vody z povodí Pšovky se povodím Obrtky a Bobřího potoka dostává do povodí Liběchovky (AOPK ČR, 2011).

Tab.4: Charakteristiky hlavních vodních toků studovaného území CHKO Kokořínsko dle Štefáčka (2008).

Vodní tok	Pramen [m n. m.]	Ústí [m n. m.]	Plocha povodí [km ²]	Délka toku [km]	Průměrný průtok u ústí [m ³ · s ⁻¹]	Hydrologické pořadí
Liběchovka	280	153	157,2	24,1	0,89	1 – 12 – 03 – 0200
Pšovka	308	156	158,1	33,6	0,86	1 – 12 – 03 – 004

2.6. Půdní kryt

Vznik půdního typu závisí na typu horniny, která tvoří svrchní vrstvu geologického podloží a která se nazývá půdotvorná. Ve studovaném území CHKO Kokořínsko se typy půd vyvinuly v závislosti na pískovcovém podloží a vegetačním pokryvu (obr.10).



Obr.10: Půdní kryt studovaného území CHKO Kokořínsko dle Tomáška (2003), upraveno. Pozn.: 1 – rezivé půdy s podzoly, 2 – illimerizované půdy s illimerizovanými půdami oglejenými, 3 – hnědé půdy se surovými půdami, 4 – pararendziny.

Ve studovaném území CHKO Kokořínsko se rezivé půdy s podzoly vyvinuly na severozápadě pod brusinkovými borovými doubravami (*Vaccinio vitisidaee-Quercetum*) a ve středu zájmového území pod bikovými bučinami (*Luzulo-Fagetum*) v klimatických rajonech¹ MT 7 a MT 9 a MT 10. Illimerizované půdy (luzizemě) vznikly převážně pod černýšovými dubohabřinami (*Melampyro nemorosi-Carpinetum*) v klimatických rajonech MT7 a MT10. Illimerizované půdy jsou obohacené jílem, tudíž málo vodopropustné a často dochází k oglejení. Hnědé půdy (kambizem) vznikly v pásech napříč studovaným územím CHKO Kokořínsko. Vyvinuly se převážně na rozhraní bikových bučin (*Luzulo-Fagetum*) a černýšových dubohabřin (*Melampyro*

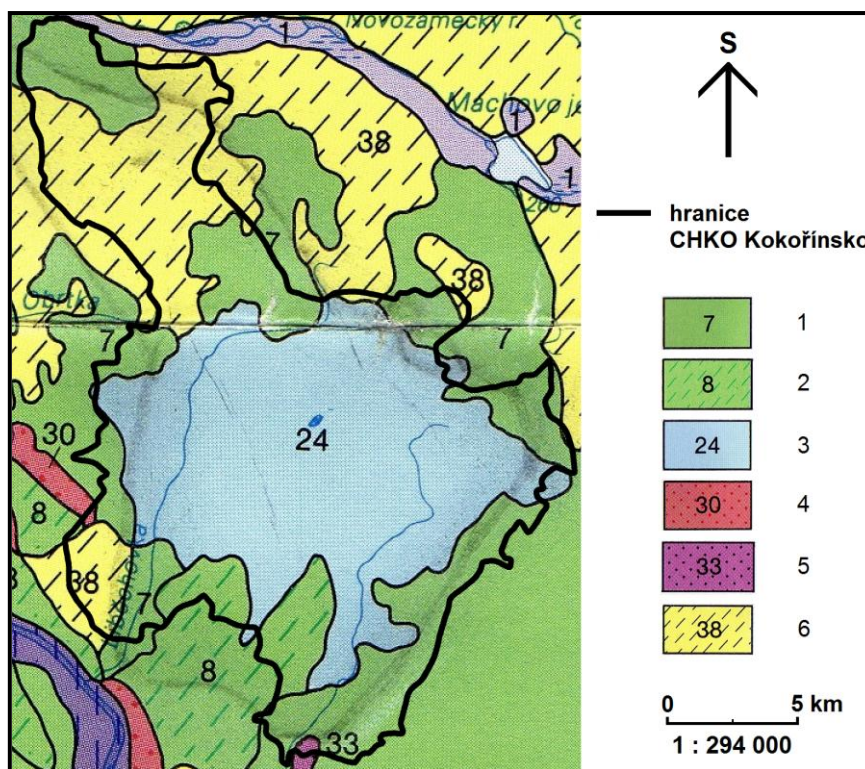
¹ Klimatické regiony dle Quitta (1971)

nemorosi-Carpinetum) a pod brusinkovými borovými doubravami (*Vaccinio vitisidaee-Quercetum*). Vyskytují se v klimatických rajonech MT 7, MT 9 a MT 10. Surové půdy (litozemě) se vyvinuly v oblastech, kde skalní podloží vystupuje blízko k povrchu. Pararendziny vznikly v jihovýchodní části studovaného území CHKO Kokořínsko pod mochnovými doubravami (*Potentillo albae-Quercetum*) a černýšovými dubohabřinami (*Melampyro nemorosi-Carpinetum*), v klimatickém rajonu T2.

2.7. Flóra a fauna

2.7.1. Flóra

Druhové složení a rozložení vegetace je dané klimatickými faktory, polohou zájmového území, nadmořskou výškou, vlastnostmi geologického podloží, půdním krytem i činností člověka, jelikož se jedná o dlouhodobě hospodářsky využívanou krajinu. Původní složení vegetace lze vyčíst z vegetačních map (obr.11).



Obr.11: Potenciální přirozené vegetace studovaného území CHKO Kokořínsko dle Neuhauslové, Moravce et al., (1998), upraveno. Pozn.: 1 – Černýšová dubohabřina (*Melampyro nemorosi-Carpinetum*), 2 – Lipová doubrava (*Tilio-Betuletum*), 3 – Biková bučina (*Luzulo-Fagetum*), 4 – Nerozlišené bazofilní teplomilné doubravy (*Brachypodio pinnati-Quercetum* aj.), 5 – Mochnová doubrava (*Potentillo albae-Quercetum*), 6 – Brusinková borová doubrava (*Vaccinio vitisidaee-Quercetum*).

Podle AOPK ČR (2011) se v okolí Vrátné hory (507,5 m n. m.), Vlhostí (613,5 m n. m.) a na ostatních vulkanitech nachází suťové lesy (*Tilio-Acerion*), nebo květnaté bučiny (*Cytiso ruthenici-Pinion sylvestris*) vázané na vápnitě pískovce. Typičtí zástupci květnatých bučin jsou kruštík růžkatý (*Epipactis muelleri*), nebo vstavač nachový (*Orchis purpurea*). V nivách Liběchovky, Pšovky a dalších vodních toků se nachází olšiny a mokřady. Jedná se o mezinárodně významné mokřady, které jsou chráněny Ramsarskou úmluvou. Typičtí zástupci jsou bahnička chudokvětá (*Eleocharis quinqueflora*), nebo přeslička zimní (*Hippochaete hyemalis*). Ve studovaném území CHKO Kokořínsko se místy vyskytuje primární bezlesí. Nachází se na suchých stráních Komorska a je vázané i na skalnaté stráně vulkanitů Ronova, Koreckého, nebo Vysokého Vrchu.

2.7.2. Fauna

Na studovaném území CHKO Kokořínsko se vyskytuje množství ekosystémů, od vápnatých mokřadů až po kyselé reliktní bory. V povodí Liběchovky a Pšovky se nachází postglaciální reliktní plž vrkoč bažinný (*Vertigo moulinsiana*), vrkoč útlý (*Vertigo angustior*), nebo oblovka velká (*Cochlicopa nitens*) (AOPK ČR, 2011). Z ptáků zde hnízdí chránění rákosník velký a chřástal vodní. V lesních a skalnatých oblastech se vyskytuje mnoho druhů ptáků. Jedná se o vzácné drobné sovy sýce rousného či kulíška nejmenšího, v dutinách buků se objevuje vzácný holub doupňák, výr velký a při přeletu zde může být spatřen orel mořský (AOPK ČR, 2011).

3. Typy údolí

3.1. Definice údolí

Údolí je geomorfologická forma, která se vyznačuje protáhlým tvarem, jehož okraje jsou lemovány vyvýšeným terénem (tab.5). Jedná se o lineární konkávní tvar různého měřítka. Tvar údolí je výsledkem vztahu mezi hloubkovou erozí a vývojem údolních svahů (tab.5). Jeho vznik je podmíněn mnoha endogenními a exogenními faktory. Je ovlivněn typem horniny v podloží, tektonickou aktivitou území, nadmořskou výškou, převládajícím klimatem a porostem vegetace, nebo na délce působení procesů vytvářející údolí (tab.5).

Tab.5: Přehled definic údolí.

Autor	Definice údolí
Fairbridge (1968)	Údolí jsou konkávní sníženiny reliéfu, jejichž tvar je dán vztahem mezi hloubkovou erozí a vývojem svahů. Na jejich vývoji se podílí endogenní a exogenní procesy, nebo jejich kombinace.
Netopil (1969)	Údolím se nazývá úzká, protáhlá a obvykle křivolaká sníženina zemského povrchu, trvale nebo občasně protékaná vodními toky.
Demek (1987)	Údolím se nazývá protáhlá sníženina na povrchu pevnin, která se sklání ve směru spádu vodního toku.
Goudie in Goudie et al. (2004a)	Údolí jsou lineární konkávní tvary reliéfu. Jejich tvar a velikost jsou závislé na typu procesu, kterým byly vytvořeny, na délce jeho trvání, ale i na podmínkách reliéfu, jako jsou typy hornin v podloží, množství vegetace, vydatnost srážek a podobně.
Huggett (2007)	Údolí jsou ukloněné lineární deprese na zemském povrchu, které jsou téměř vždy delší než širší. Údolí jsou často tvořena fluviální či glaciální erozí, nebo tektonickými procesy reliéfu.

Údolí se dělí dle způsobu vzniku a procesu, který je vytvořil. Geneticky se údolí dělí na strukturní a skulpturní. Strukturní údolí vznikají převážně endogenními procesy, jedná se tedy o údolí tektonická (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007). Do této skupiny patří zlomová údolí, vrásná údolí, nebo příkopová údolí. Skulpturní údolí vznikají působením exogenních procesů, působením erozní síly, a do této skupiny patří glaciální údolí, fluviální údolí, nebo krasová údolí (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007). Většina údolí vzniká kombinací těchto typů. Na údolním dně se často nacházejí povrchové vodní toky. Jedná se o údolí trvale protékaná vodními toky. Pokud jde o sezónní vodní toky, nebo se zde žádné nevyskytují, údolí jsou označována jako suchá. Suchá údolí mohou být spojena například se změnami klimatu, s tektonickými procesy reliéfu, s glaciální modelací reliéfu, s poklesem hladiny podzemní vody, nebo s kolapsem jeskynního systému. Povrch údolí mohl být rovněž překryt vrstvou nepropustných sedimentů, nebo

vrstvou permafrostu (Goudie in Goudie et al., 2004b). Pokud mají oba protilehlé svahy stejný sklon a výšku, údolí jsou označována jako souměrná. Pokud je jeden ze svahů příkřejší, nebo vyšší než protilehlý svah, údolí jsou označována jako sklonitostně nebo výškově nesouměrná (Demek, 1987).

3.2. Zlomová údolí

Vlivem pohybu litosférických desek dochází v zemských krátech ke změnám tlaku. Pokud dochází v horninovém podloží k rychlým změnám napětí, horniny se nedokáží tlaku přizpůsobovat a vytvoří se puklina nebo zlom (Forstick in Goudie et al., 2004). Velikost může být v řádech milimetrů až stovek kilometrů. Podél těchto zlomů může docházet ke zdvihům či poklesům jednotlivých ker, což může vytvářet zlomový svah a zlomová údolí (Demek, 1987). Tato údolí se vyznačují příkrými, často stupňovitými svahy. Podél zlomových svahů může docházet k výlevům láv a v úpatí svahů na údolních dnech se mohou vyskytovat jezera (Demek, 1987). Podél zlomů a puklin proniká mezi jednotlivé kry voda a působí zde mechanickou erozí při změně skupenství, nebo chemickým zvětráváním (Trewartha, Robinson, Hammond, 1957). V České republice se nachází významný zlomový systém blanická brázda (orientace S – J) ve Středočeské pahorkatině a boskovická brázda (orientace SV – JZ) v Brněnské vrchovině, která je přetnutá blanenským prolomem (orientace SZ – JV) (Petránek, 1993). Zlomová údolí se vyskytují například v severní části Rocky Mountains ve státě Idaho (Trewartha, Robinson, Hammond, 1957).

Na divergentním rozhraní pevninských litosférických desek dochází k vývoji kontinentálních riftů nazývaných příkopová údolí (Forstick in Goudie et al., 2004). Vzdalováním jednotlivých litosférických desek dochází k rozlámání reliéfu a poklesu ker, čímž se vytvoří kontinentální rift. Oblasti riftu jsou často tektonicky aktivní a na okrajích riftu může docházet ke zdvihu ker a k vytvoření kerných pohoří (Kukal, 1973). Příkopová údolí, která jsou tvořena kontinentálními rifty, mohou dosahovat desítek až stovek kilometrů. Příkladem na asijském kontinentu je Jordánské údolí (Jordan Rift Valley) Šansi, východomongolský rift a bajkalský rift (Horowitz, 2001). Na území České republiky se nachází oherská zóna, tektonický příkop na rozhraní krušnohorskodurynské a tepelsko-barrandienské zóny (Petránek, 1993). Oherská zóna je na SZ ohraničena krušnohorským zlomem a na JV litoměřickým zlomem (Petránek, 1993).

Vzhledem k rychlosti pohybu litosférických desek a k následné rychlosti vývoje údolí patří příkopová údolí k nejstarším na světě. Často se na údolních dnech vytváří jezera, která mohou dosahovat značných hloubek (jezero Tanganika, Bajkalské jezero), nebo části povrchových vodních toků (řeka Omo) (Horowitz, 2001). Postupným vývojem se údolí mohou spojit se světovým oceánem a vytvoří tak protáhlé zálivy (Suezský záliv) a moře, která mohou zasahovat hluboko do kontinentu (Rudé moře) (Horowitz, 2001).

3.3. Vrásná údolí

Pokud se tlak v zemských krátech zvyšuje pozvolně, nedojde k vytvoření zlomů, ale horniny se přizpůsobí. Ke dlouhodobému zvýšení tlaku v zemské kůře dochází převážně v okolí konvergentního rozhraní litosférických desek, tedy v místě splývání dvou dosud oddělených struktur (Goudie in Goudie et al., 2004c). Při spojitých deformacích hornin vznikají pánve, klenby a vrásy, které ovlivňují reliéf (Horník, 1986). V některých oblastech tvoří antiklinály vrás vrcholky reliéfu a synklinály jsou totožné s údolními. Vzniká tak systém vrásových pohoří a vrásových údolí.

Obvykle je ale reliéf tvořen složitými kombinacemi vrás. Demek (1987) rozděluje reliéf ovlivněný spojitými deformacemi hornin na jednoduchá vrásová pohoří a složitá vrásová pohoří. Reliéf jednoduchých vrásových pohoří je slabě zvrásněn a je tvořen soustavou antiklinál tvořících hřbety a synklinál tvořících údolí. Mezi jednoduchá vrásová pohoří patří například pohoří Zagroz. Reliéf složitých vrásových pohoří je tvořen soustavou brachyantiklinál a brachysynklinál. Systém složitých vrásových údolí se nachází například v Apalačských horách ve Východní Virginii (Trewartha, Robinson, Hammond, 1957). Spojité deformování je často v místech největšího napětí kombinované se zlomy a vzniká zde vrásno-zlomový reliéf (Cháb, Jakeš, Kukul, Tomek, 1983).

3.4. Fluviální údolí

Jedná se o typ údolí, která vznikají erozním působením povrchové tekoucí vody a zahlubováním vodního koryta do podloží (Fairbridge, 1968). Zdrojem vody pro povrchové vodní toky jsou v těchto oblastech sněhové či vodní srážky, voda z tající sněhové pokrývky, případně z tajících ledovců. Povrchový odtok je ovlivněn propustností horninového podloží a sklonem svahu (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007).

Čím větší mají svahy sklon, tím menší objem vody je infiltrován do podloží. Infiltrace je ovlivněna případnou přítomností permafrostu, který způsobuje nepropustnost podloží. Bogaart, Tucker a Vries (2002) studovali tvar údolí a údolní sítě v oblastech, kde se v minulosti nacházel permafrost. Dlouhodobá přítomnost permafrostu v oblastech s bohatými srážkami a omezování infiltrace vody do podloží ovlivní tvar údolí. Údolí jsou širší a údolní síť je více rozvětvená. V oblastech s nízkými srážkami permafrost zamezuje průniku podzemní vody na povrch a vytváří tak suchá údolí (Goudie in Goudie et al, 2004b).

Proud ve vodních tocích na příkrých svazích vlivem gravitace dosahuje vyšší rychlosti a získává tak větší erozní energii tím zde působí vyšší hloubková vodní eroze. Dochází tak k zahlubování vodních toků. V počáteční fázi dochází k nesoustředěnému stékání vody po povrchu, které se nazývá ron (Trewartha, Robinson, Hammond, 1957). Lze ho pozorovat zejména v místech, kde chybí vegetační pokryv. Výskyt vegetace a skalního podloží způsobuje soustředění ronů do erozních rýh a stružek, kde začíná působit vodní eroze a odnos jemnozrnného materiálu. Prohlubováním těchto rýh vznikají mladá údolí, na jejichž dně se nacházejí stálé, nebo občasné vodní toky. Směrem od ústí k údolnímu uzávěru jsou části údolí mladší a údolí mají strmější svahy (Harbor in Goudie et al., 2004). Delším působením vodní eroze dochází k prohlubování údolí. Úseky údolí, kde se vyskytují stálé vodní toky, se prodlužují směrem k údolnímu uzávěru. V případě poklesu hladiny podzemní vody, nebo v případě změny klimatických podmínek, dojde k vyschnutí povrchových vodních toků na dně fluviálních údolí a vzniknou suchá údolí popřípadě vádí (Short in Goudie et al, 2004). Vádí je druh fluviálního údolí, které vzniká erozní činností občasných povrchových vodních toků a nachází se v oblastech sezónních srážek. Erozí uvolněný materiál je vodním tokem splaven do nižších nadmořských výšek. Údolí se zužují směrem od hranice údolí k údolnímu dnu.

Fluviální procesy často přemodelovaly údolí, která vznikla jinými procesy, například modelací ledovci nebo tektonikou reliéfu, a naopak. Spojením fluviální modelace a tektoniky vznikají epigenetická údolí, antecedentní údolí a riasová údolí. Epigenetická údolí jsou fluviální údolí, která se vytvořila na nevrásněném reliéfu, a která si zachovala původní směr a zařezává se do podložních vrstev bez ohledu na zlomy, vrásnění reliéfu a rozdílnou odolnost horninových vrstev (Horník, 1986). Kettner (1954, in Horník, 1986) uvádí jako epigenetické údolí Motolské údolí, které se z křídového nadloží zahloubilo do tvrdých křemenců. Chlupáč (1999) uvádí jako příklad

epigenetického údolí Šárecké údolí, které je hluboce zařiznuté do proterozoických i ordovických horninách bez závislosti na jejich směrech a tvrdosti. Antecedentní údolí vznikají v oblastech tektonického zdvihu, přičemž vodní tok se zahlubuje do skalního podloží (Horník, 1986). Jako příklad antecedentního údolí uvádí Horník (1986) Domašínský meandr v Malé Fatře vzniklý zahloubením Váhu. Riasová údolí vznikají v pobřežních oblastech díky tektonickému poklesu reliéfu, přičemž hladina moře oproti reliéfu vystoupí a zaplaví údolní dna fluviálních údolí (Horník, 1986). Riasová údolí se nacházejí například na pobřeží Galicie, Bretaně, nebo západní Korsice.

3.5. Glaciální údolí

Glaciální (ledovcová) údolí vznikají mechanickou erozní činností postupujícího ledovce. Údolí byla vytvořena činností rozsáhlých kontinentálních ledovců, nebo horských ledovců. Vznik zalednění je podmíněn pozitivní sněhovou bilancí. Vlivem střídání glaciálů teplota vzduchu značně kolísala, což mělo vliv na výskyt kontinentálního a horského zalednění. Glaciální údolí tedy lze nalézt i v oblastech, které nejsou v současnosti zaledněny (např. oblast mírného klimatu) (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007).

Ledovec během postupu do nižších nadmořských výšek působí svou tíhou na podloží a obrušuje ho. Čím jsou horniny v podloží méně odolné, tím rychleji je reliéf ledovcem přemodelován. Rychlost pohybu ledovce je největší ve střední části a nejmenší na jeho okrajích (Demek, 1987). Rychlost pohybu ledovce je závislá na tloušťce ledovce, na strmosti svahu a na rychlosti obnovy zásob ledu v horních částech (Greeley, 1985). Demek (1987) rozlišuje dva základní druhy ledovcové eroze, která vede ke vzniku glaciálních údolí. Brázdění (exarace) je proces, kdy horninové úlomky tvořící bazální morénu, obrušují skalní podloží a prohlubují tak glaciální údolí. Odlamování (detrakce) je proces, při němž voda z tajícího ledovce proniká do rozrušeného skalního podloží, kde při následném mrznutí a zvětšení objemu dále narušuje soudržnost hornin. Rozrušené horniny jsou následně transportovány ledovcem. Existuje mnoho druhů ledovců, které vytvářejí odlišné typy glaciálních údolí (Stroeven in Goudie et al., 2004).

1) Protáhlá glaciální údolí vznikají údolními ledovci (ledovec alpského typu). Ledovec alpského typu vzniká z karového ledovce a formou splazů sestupuje do nižších nadmořských výšek. V údolním závěru se nachází kar.

- 2) Protáhlá glaciální údolí vznikají také erozí ledovcových splazů radiálního ledovce. Radiální ledovec vzniká na vrcholech hor, kde vlivem malé plochy nejsou podmínky pro vznik ledovcové čapky. Z radiálního ledovce všesměrně sestupují jednotlivé ledovcové splazy (Demek, 1987). Údolí vzniklá radiálními ledovci a z ledovcových čapek jsou protáhlá a v údolním uzávěru se nenachází kar (Demek, 1987).
- 3) Dendritická glaciální údolní síť vzniká erozí dendritického ledovce. Dendritický ledovec má více vyživovacích oblastí z obou údolních svahů.

Hlavní údolí vzniklá činností hlavního ledovce, který má největší erozní sílu, jsou mnohdy značně zahlobená. Vedlejší údolí vzniklá erozí vedlejších ledovců mnohdy ústí do hlavních údolí visutě. Takováto údolí se nazývají visutá a pokud jsou protékána vodními toky, vznikají na spojení těchto údolí vodopády (Huggett, 2007). Monroe, Wicander a Hazlett (2007) uvádějí výskyt glaciálních údolí v oblasti Aljašky a Kanady, v Alpách a na Skandinávském poloostrově, v Himalájích, nebo v Jižních Alpách na Novém Zélandu. V České republice patří mezi ledovcová údolí například Labský důl a Obří důl v Krkonoších (Demek et al., 1965).

Pokud je údolní dno ledovcových údolí zaplaveno mořem, údolí se nazývají fjordy (Huggett, 2007). Ledovce, které propojují glaciální údolí s fjordy se nazývají „tidewater glacier“ (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007).

3.6. Termokrasová údolí

Termokrasová údolí vznikají v oblasti permafrostu. Demek (1987) řadí termokrasová údolí mezi tvary vzniklé degradací permafrostu. Během letního období dochází k postupnému odtávání podzemního ledu. Při porušení termické rovnováhy permafrostu začínají tát ledové klíny. Vzniká plochá mísovitá deprese (d'ujod'a), jejíž půdorys je mnohoúhelníkový a hranice vůči okolnímu terénu jsou neostré (Demek, 1987). Následným táním podzemního ledu vzniká oválná nebo kruhová deprese s rovným dnem a příkrými svahy (alas). Spojením několika alasů vznikají termokrasová údolí. Údolí dosahují různé velikosti a v jejich půdorysu jsou patrné rozšířené úseky v místech bývalých alasů a zúžené úseky v místech jejich spojení (Czudek, Demek, 1970, in Demek, 1987). Údolí jsou často sklonitostně asymetrická. Údolní dna mají malý spád a často se nacházejí v bezodtokých oblastech (Horník, 1986). Následným vývojem může docházet ke vzniku strží a k sesuvům (Horník, 1986). Termokrasová údolí se nejčastěji nacházejí v oblastech severní a východní Sibíře či Aljašky.

3.7. Krasová údolí

Tento typ údolí se vyskytuje v oblastech pokrytých vodorovně uloženými vrstvami vápence, sádrovce, dolomitů, nebo vrstvami pískovce a břidlice (Fleury, 2009). Krasová údolí jsou výsledkem korozní činnosti a erozní činnosti tekoucí vody (Příbyl, Ložek et al., 1992). Jedná se o specifický typ údolí, jehož počáteční fáze vývoje nemusí probíhat na zemském povrchu ale pod ním. Dešťová voda, obohacená o CO₂, rozpouští vápenec na zemském povrchu a podél puklin v horninách či podél zlomů proniká pod zemský povrch (Fleury, 2009). Zde vytváří husté sítě podzemních chodeb a jeskyní, jimiž často protékají podzemní vodní toky. Na skalním povrchu, nebo na povrchu jejich zvětralinového a sedimentárního pláště, vznikají kónické deprese nazývané závrtý (Hanif, 2005). Tyto závrtý vznikají kolem puklin a zlomů, kterými proniká voda do podzemních prostorů. Příbyl, Ložek et al. (1992) z geneticko-morfologického hlediska rozlišuje sedm typů údolí.

- 1) Alogenní údolí – údolí jsou vytvořena toky pocházejícími z nekrasových oblastí. Často se jedná o údolí kaňonovitého typu se strmými stěnami.
- 2) Autochtonní údolí – údolí jsou vytvořena toky uvnitř krasových oblastí.
- 3) Slepá údolí – údolí jsou fluviálního původu, přičemž končí vysokou příkrou stěnou nebo polokruhovým stěnovým závrtem. V úpatí této příkré sněny na údolním dně se nachází ponory nebo propadání, jímž jsou povrchové vodní toky odváděny do podzemních prostorů (Fleury, 2009). Příkrá stěna dosahuje značné výšky, přičemž ji ani za nejvyšších vodních stavů povodňové vody nepřetečou. Jelikož bylo údolí zahlubováno postupně, nacházejí se v různých úrovních příkré stěny četné jeskyně, které jsou paleoponory dřívějších toků.
- 4) Poloslepá údolí – tento typ údolí vzniká stejnými procesy jako slepá údolí. Jejich slepá stěna je ovšem nižší, přičemž v době povodní ji vzduté vody přetékají, pokračují dále jako povrchové vodní toky a dále formují krasové údolí. Ztráty povrchové vody ponory v úpatí slepé stěny vede k postupnému prohlubování údolí a ke zvýšení slepé stěny. Údolí se stávají slepými a pokračující část údolí nacházející se za slepou stěnou se stávají trvale suchými.

- 5) Pytlovitá údolí – jedná se o krátká údolí pod krasovými vývěry. Vznikají zpětnou erozí a zpětným řícením skalních stropů vývěrových jeskyní. Údolí začínají příkrým údolním uzávěrem.
- 6) Suchá údolí – údolí se vyznačují nepřítomností stálého vodního toku. Pouze v případě vydatných dešťů mohou být údolí protékána vodními toky, které se však po krátkých úsecích ztrácejí závrtů a ponory do podzemí. Údolí jsou charakteristická plochým dnem, nebo dnem ve tvaru písmene U, a mívají spád ve směru občasných vodních toků. Pokud nejsou údolí dlouhodobě protékána vodními toky, jejich koryta jsou postupně přemodelována krasovými jevy, větrnou erozí, nebo gravitací (Hanif, 2005).
- 7) Krasové kaňony – jedná se o úzká hluboká údolí se strmými stěnami. Mohou vznikat zahlubováním povrchového vodního toku, nebo propadnutím a postupným řícením stropů jeskynních systémů.

3.8. Pseudokrasová údolí

Pseudokrasová údolí často vznikají sufózi, tedy procesem mechanického odnosu horninového materiálu podzemní vodou, který má za následek sesedání horních vrstev reliéfu, nebo řícení stropů jeskynní. Vznik sufózních tvarů je závislý na petrografickém složení hornin (pórovitosti hornin, odolnost tmele), na přítomnosti puklin či zlomů v reliéfu nebo na vzájemné poloze propustných a nepropustných horninových vrstev (Kopecký, in Jenč, Šoltysová, 2006). Údolí se podobají krasovým údolím, ale vznikají v nekarbonátovém prostředí (např. v pískovcích). Pseudokrasová údolí vytvářejí různé tvary, například soutěsky, kaňony, či neckovitá údolí, a nacházejí se v pískovcových oblastech české křídové pánve (Děčínská vrchovina, Ralská pahorkatina, či Broumovská vrchovina) (Malkovský et al., 1974).

4. Údolní síť

4.1. Definice údolní sítě

Soustava jednotlivých údolí utváří údolní síť. Jedná se o systém lineárních sníženin, z nichž každá je protažena ve směru vlastní údolnice (tab.6). Vzhledem k rozdílným fyzickogeografickým podmínkám reliéfu vzniká mnoho typů údolních sítí. Typ údolní sítě, její tvar a hustota, bývá výsledkem složitého geomorfologického vývoje celé oblasti a odráží intenzitu působení erozních činitelů na reliéf (Stoddart, 1997). Tvar údolní sítě ovlivňují tektonické zdvihy, poklesy, vývoj vrás i zlomů a uklonění reliéfu (Fairbridge, 1968). Reliéf může být vyzdvižen či ukloněn různými způsoby, což ovlivňuje vznik údolní sítě. Údolní síť se skládá ze suchých údolí a z údolí, která jsou protékána vodními toky. Hranice údolní sítě je definována jako linie probíhající po obvodu údolí. Plocha fundamentu údolní sítě představuje území, které spádově přísluší k dané údolní síti.

Tab.6: Přehled definic údolních sítí.

Autor	Definice údolní sítě
Netopil (1969)	Údolím se nazývá úzká protáhlá sníženina zemského povrchu, občasně nebo trvale protékaná vodními toky. Spojením údolí vzniká údolní síť.
Horník (1986)	Údolní síť je výsledkem dlouhodobého vývoje a souvisí s podložím, klimatickými změnami a celkovým vývojem krajiny.
Demek (1987)	Soustava údolí vytváří údolní síť. Typ údolní sítě je hlavním ukazatelem fyzickogeografických procesů v krajině. Hustota sítě dokládá intenzitu erozního rozčlenění reliéfu a hloubka její výškovou členitost.
Goudie (a) in Goudie et al.(2004)	Údolní síť je spojením jednotlivých údolí. Jedná se o dominantní prvek reliéfu, který odráží tektonické procesy, množství srážek, i horninové podloží. Podle tvaru a hustoty údolní sítě lze snadno určit vývoj krajiny v minulosti.
Babar (2005)	Spojení jednotlivých údolí vede ke vzniku údolní sítě. Údolní síť vzniká na základě erozních činitelů či tektonické aktivity, které převládají v dané oblasti.
Huggett (2007)	Způsobem jakým se řeky spojují a formulují říční síť, se spojují i jednotlivá údolí a vytvářejí údolní síť, která se skládá z hlavních údolí a na ně napojených vedlejších údolí.

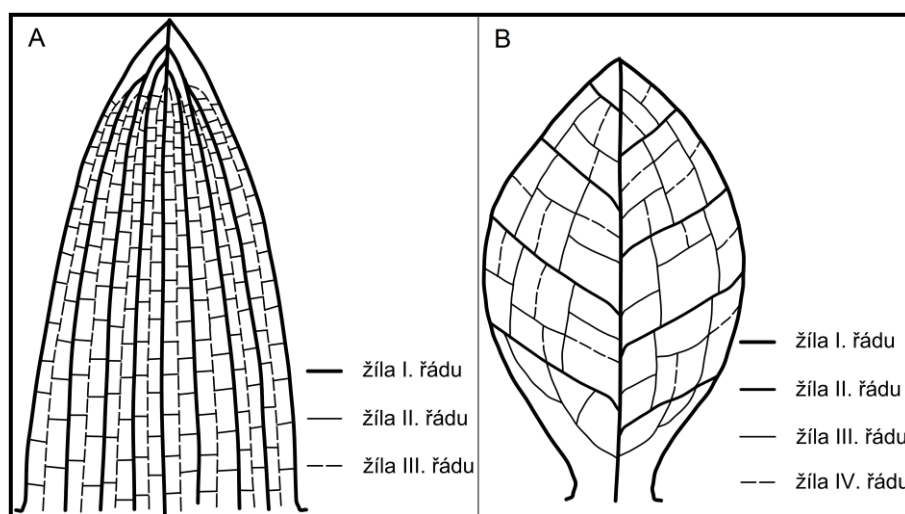
Vývoj údolní sítě je dlouhodobý proces, čili některé údolní sítě se vyvíjely za zcela odlišných podmínek, než jaké na ně působí v současnosti. Údolní síť mohla být kompletně vymodelována erozí vodních toků nebo mohla vzniknout vrásněním, vertikálními pohyby zemských ker či ledovcovou erozí a následně být přemodelována erozí vodních toků. Díky dlouhodobému vývoji údolních sítí byla některá údolí vymodelována vodním tokem, jehož erozní síla a význam se v čase postupně změnil, nebo tok zcela vyschl.

Pro popis údolních sítí je třeba znát vymezení území v jakém se údolní sítě nacházejí a měřítko, v jakém jsou údolní sítě studovány (Urbánek, 2000). Pro charakterizování typů údolních sítí je třeba znát metriky, kterými lze údolí objektivně popsat, a zákonitosti, kterými se dané typy údolních sítí řídí. Mezi tyto metriky například patří poměry délek jednotlivých údolí v síti, úhly mezi údolnicemi spojujících se údolí, systém uzlů a spojů, kde uzel představuje údolní uzávěr, ústí nebo ústí vedlejšího údolí do hlavního, a spoje představují úseky mezi uzly (Hayness, 1977).

4.2. Řádovost údolní sítě

Údolní síť, stejně jako říční síť, lze charakterizovat pomocí uspořádání a řádovosti jednotlivých částí údolní sítě. Říční síť je hierarchicky uspořádána a k jejímu popisu se používají absolutní a relativní modely řádovosti říční sítě. U relativního modelu se nejčastěji používají relativní řádovost toku dle Hortona (1945), Strahlera (1957) a relativní řádovost toku dle Shreva (1966).

Absolutní model řádovosti říční sítě popisuje říční síť směrem od ústní k pramenům. Řád toku udává počet postupných zaústění od moře (Babar, 2005). Toky I. řádu ústí do oceánů, nebo moří. Toky II. řádu ústí do toků I. řádu atd. Absolutní model řádovosti říční sítě je analogický k botanickému popisu řádovosti žilnatiny listů, kde žíla I. řádu vychází z řapíku listu a napojují se na ni žíly II. řádu (obr.12, Nelson, Dengler, 1999). Zalenski (1904, in Uhl, Mosbrugger, 1999) sestavil dva zákony o řádovosti žilnatiny listů: hustota žilnatiny daného řádu se zvyšuje s rostoucím číslem řádu, a délka žil klesá s rostoucím řádem.



Obr.12: Schéma žilnatiny dle Nelsona a Denglera (1999), upraveno. Pozn.: A – nahosemenné rostliny, B – krytosemenné rostliny.

Údolní síť je mnohdy shodná s říční sítí a je díky dlouhému vývoji stabilnější (řádovost říční sítě je ovlivněna vysycháním sezónních vodních toků) (Netopil, 1969). Při určení řádovosti údolní sítě je rozhodující průběh údolnic v jednotlivých údolích (linií spojující nejnižší body v příčných profilech údolí). Pramenné části vodních toků představují části údolní sítě od údolního uzávěru k místu spojení dvou údolí. Soutok vodních toků představuje ústí dvou či více údolí. Ústí vodních toků do moře či oceánů představuje ústí údolních sítí do nečleněného reliéfu, nebo v případě pobřežních údolních sítí ústí do oceánu.

4.3. Měřítko

4.3.1. Měřítko údolních sítí

Na začátku každého výzkumu reliéfu je nutné stanovit měřítko, ve kterém jsou dané tvary popisovány. V kartografii měřítko představuje úroveň zmenšení reálných rozměrů Země a generalizaci všech tvarů. Pokud jsou rozměry studovaného objektu známé, jedná se o absolutní měřítko. Pokud jsou velikosti zjišťovány porovnáváním s jinými objekty, jedná se o relativní měřítko. Většina objektů malých rozměrů se na zemském povrchu vyskytuje v hojném množství, zatímco tvary globálních rozměrů jsou vzácné (Farina, 2006). Při výzkumu reliéfu je snaha zvolit měřítko, ve kterém by bylo shromážděno největší množství informací. Z hlediska údolní sítě Evans et al. (2003) rozlišuje tři typy měřítka, ve kterém lze zkoumat jednotlivé tvary (tab.7).

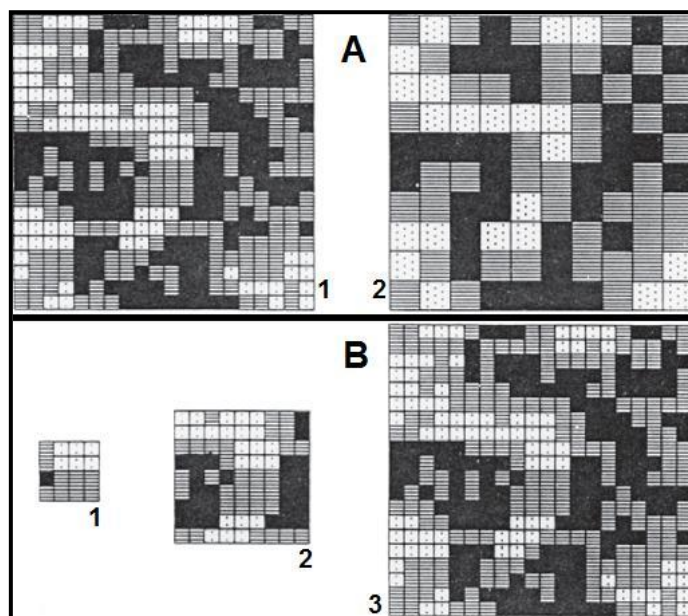
Tab.7: Typy měřítka při studiu údolní sítě dle Evanse et al., (2003).

Měřítko	Velikost	Studium
Lokální	0,01 – 1 km	Svahové pochody, meandry
Regionální	1 – 10 km	Procesy vzniku, krasové či ledovcové ovlivnění jednotlivých údolí
Globální	10 – 100 a více km	Tektonické a vulkanické činnosti reliéfu, kontinentální zalednění ovlivňující celou údolní síť

4.3.2. Změna měřítka

Rozvoj metod dálkového průzkumu Země – fotogrammetrie a družicového snímkování, v současnosti umožňuje tvorbu specifických map tvarů reliéfu téměř v jakémkoli měřítku. „Grain size“ je výraz pro největší rozlišení v daném souboru dat, udává velikost pixelu (plochy reliéfu na jednom družicovém snímku). Změna měřítka

znamená změnu velikosti pixelů při stejné velikosti zájmové oblasti, nebo změna velikosti zájmové oblasti s konstantní velikostí pixelu (obr.13, Farina, 2006).



Obr.13: Změna měřítka dle Farina (2006), upraveno. Pozn.: A – změna měřítka pomocí změny pixelu: A1 – šířka pixelu x v původním datovém souboru, A2 – šířka pixelu $4x$ po změně měřítka. B – změna měřítka pomocí změny velikosti zájmového území: B1 – zájmové území je tvořeno 16 pixely, B2 – území je tvořeno 81 pixely, B3 – území na obrázku je tvořeno 400 pixely.

4.3.3. Hierarchické (hierarchical) a nehierarchické (non-hierarchical) měřítka

Bendix (1994) dělí měřítka do dvou skupin podle jeho vlivu na zobrazené tvary reliéfu. První skupinu tvoří tvary jako jsou kary, skalní sruby, skalní mísy, aj.. Mapa daného měřítka zobrazuje některé tyto tvary (např. skalní sruby), přičemž v případě zvětšení zájmového území mapa zobrazí tytéž tvary společně s dalšími tvary (např. skalní sruby a skalní mísy). Takovéto tvary jsou na sobě nezávislé a mají nehierarchické měřítka (Bendix, 1994). Druhou skupinu tvoří tvary, které jsou propojeny po sobě jdoucími měřítka (tj. tvary v daném měřítka jsou ovlivněny tvary většího měřítka a ovlivňují tvary menšího měřítka). Tyto tvary mají charakter fraktálů a patří mezi ně například říční sítě či údolní sítě.

4.3.4. Fraktálové tvary reliéfu a změna měřítka

Fraktály (z lat. *Fractus* = rozkládat se) jsou geometrické objekty s následujícími vlastnostmi (Stuwe, 2007):

- Tvar objektu je definovatelný v jakémkoli rozlišení bez udání měřítka. Tato vlastnost se nazývá měřítková nezávislost (scale independent).
- Objekt se skládá ze stále opakujícího se charakteristického tvaru, což se označuje jako soběpodobnost (self similarity). Objekt má značně složitý tvar, který se dá popsat opakovaným použitím jednoduchých pravidel.

Pro fraktálové objekty nelze jednoznačně určit dimenzi (rozměr) (Mandelbrot, 2003). Mandelbrot (2003) užil pojem zobecněné dimenze podle Hausdorffa (1919, in Mandelbrot) a zjistil, že fraktálové objekty vykazují většinou neceločíselnou dimenzi, nazývanou fraktálová dimenze (fractal dimension). Každá množina s neceločíselnou dimenzí je fraktál. Opačné tvrzení neplatí, tedy fraktály mohou mít i celočíselnou dimenzi. Skládá-li se fraktál z konkrétního počtu zmenšenin sebe sama a tento zmenšující faktor n je pro všechny části objektu stejný, je fraktálová dimenze (fractal dimension) definována dle Stuweho (2007) následujícím vztahem:

$$D = \log m(n) / \log n$$

kde m je počet částí objektu podobných sobě sama a n je zmenšující faktor. Vzorec byl sestaven na základě Kochovy křivky. Přímka při vyplnění prostoru dosahuje fractal dimension 1, Peanova křivka vyplňuje beze zbytku danou dvourozměrnou oblast a dosahuje fractal dimension 2 (Mandelbrot, 2003). Turcotte (1997) studoval využití fraktálů k popisu reliéfu a sestavil vzorec pro fraktál říční sítě (fractal dimension of drainage network) pomocí následujícího vztahu:

$$D = \ln(Rb) / \ln(Rr)$$

kde Rb je poměr počtu vodních toků daného řádu dle Strahlera (1957) ku počtu vodních toků o stupeň vyššího řádu. Rr je poměr průměrné délky vodních toků vyššího řádu dle Strahlera (1957) ku celkové délce toků o stupeň nižšího řádu. Fraktál říční sítě dosahuje hodnoty 1,8, čili vyplňuje značnou část reliéfu. Výpočet fraktálové dimenze pro údolní sítě je analogický výpočtu fraktálové dimenze říční sítě. Vzorec pro výpočet fraktálové dimenze (fractal dimension) bude vyjadřovat vztah přirozeného logaritmu poměru počtu údolí vyšších řádů ku počtu údolí nižších řádů (dle absolutní řádovosti) k přirozenému logaritmu poměru průměrné délky údolí nižších řádů ku průměrné délce údolí vyšších řádů (dle absolutní řádovosti).

Tarbotton (1996) ve své studii také zkoumá důležitost měřítka při znázornění říční sítě. Potvrzuje předpoklad soběpodobnosti i měřítkové nezávislosti a uvádí, že bez udání měřítka není rozeznatelný tok Amazonky od jiných toků. Při studii soběpodobnosti údolních sítí vychází z Hortonových zákonů² (1945, in Strahler, 1957) s použitím řádovosti dle Strahlera³ (1957) a zjišťuje, že fraktálová dimenze údolní sítě dosahuje vysokých hodnot u mřížkovité údolní sítě a nejvyšších hodnot u dendritické údolní sítě.

4.4. Typy údolních sítí

4.4.1. Přehled typů údolních sítí

Údolní sítě se dělí dle tvarů sítí, které vychází z jejich půdorysu. Lze rozlišit sedm základních typů údolních sítí (tab.8). Dendritická údolní síť se vytváří na mírně ukloněném reliéfu tvořeném vrstvami stejně odolných hornin. Na hlavní údolí se napojují vedlejší způsobem připomínající větvení stromu. Paralelní údolní síť se vytváří ve značně skloněném reliéfu tvořeném stejně odolnými horninami. Hlavní údolí vedou paralelně vedle sebe ve zhruba stejných vzdálenostech. Mřížkovitá údolní síť vzniká v silně tektonicky ovlivněných oblastech. Na hlavní údolí se napojují četná krátká vedlejší údolí tvořící mřížovitý tvar. Pravoúhlá údolní sítě vzniká v tektonicky ovlivněném reliéfu, kde údolí sledují směr puklin a zlomů. U údolí se střídají rovné části a ohyby pod téměř pravým úhlem. Radiální údolní síť se vytváří na konvexních tvarech reliéfu, kde se údolí paprskovitě rozbíhají, nebo na konkávních tvarech reliéfu, kde se údolí sbíhají. Prstencová údolní síť se vytváří na konkávních a konvexních tvarech reliéfu, který je tvořen nestejně odolnými horninami. Síť je tvořena dlouhými údolími, které jsou paprskovitě prohnuté, s krátkými přítoky. Nepravidelná údolní síť vznikla kombinací různých faktorů ovlivňující její vývoj.

² Horton (1945, in Strahler, 1957) stanovil tři hlavní zákony řádovosti říční sítě. První zákon popisuje vztah počtu a řádovosti toků a říká, že počet toků určitého řádu klesá geometrickou řadou spolu se stoupajícím číslem řádu. Druhý zákon popisuje vztah délky a řádovosti toku a říká, že průměrná délka toku určitého řádu geometricky stoupá spolu s rostoucím číslem řádu. A třetí zákon popisuje vztah plochy povodí toku a řád toku a říká, že průměrná plocha povodí toku určitého řádu geometricky stoupá s rostoucím číslem řádu.

³ Relativní řádovost říční sítě dle Strahlera (1957) udává, že toky I. řádu představují pramenné úseky vodních toků. Při soutoku toků stejného řádu i pokračující vodní tok získá o stupeň vyšší řád $i + 1$. Při soutoku toků odlišných řádů následný tok přejímá vyšší z řádů toků v soutoku.

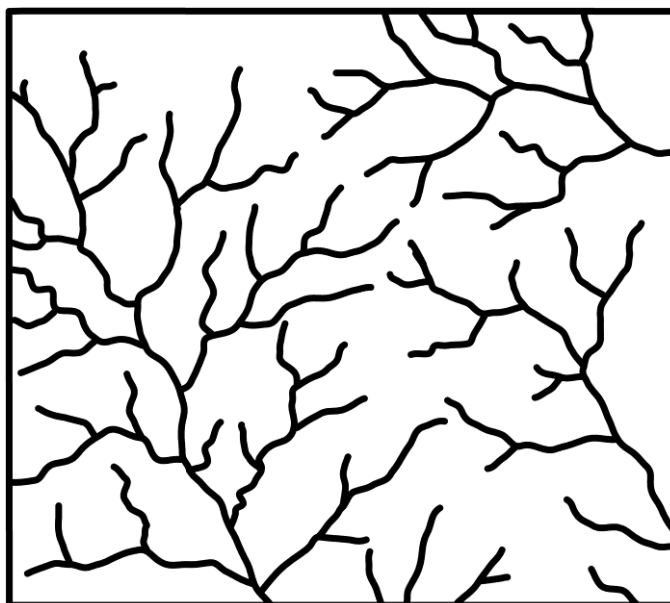
Tab.8: Přehled charakteristik typů údolních sítí dle půdorysu.

Autor	Typ údolní sítě dle půdorysu
Dendritická údolní síť	
Howard (1967)	Dendritická údolní síť se vytváří na mírně ukloněném reliéfu, který je tvořen materiálem se stejnou odolností.
Horník (1986)	Síť má na hlavní údolí napojenou síť poboček, vytvářejících obrazec rozvětveného stromu, vznikla zpravidla na horninách stejné odolnosti.
Demek (1987)	Údolími vytvořená síť připomíná větvení stromu. Výskyt v oblastech stejné odolnosti hornin, v pobřežních nížinách složených z písků a jílu.
Babar (2005)	Vyskytuje se v oblastech s mírným sklonem bez výrazně členitého reliéfu tvořeného stejně odolnými horninami. - subdendritická: v údolní síti se vyskytují poruchy.
Husain (2008)	Vyvíjí se v reliéfu, který je tvořený mocnými vrstvami stejně odolných hornin (například jílovců), a kde reliéf není ovlivněn tektonickými procesy.
Paralelní údolní síť	
Howard (1967)	Paralelní údolní síť se vytváří v příkrém reliéfu, který je tvořen horninami stejné odolnosti.
Horník (1986)	Údolí směřují rovnoběžně v přibližně stejných vzdálenostech, nachází se na úpatí pohoří v předhůřích.
Demek (1987)	Údolní síť je tvořena dlouhými údolními probíhajícími jedním směrem, většinou jde o údolí konsekventních vodních toků.
Babar (2005)	Výskyt v oblastech se značně skloněným reliéfem tvořeným čedičovými horninami. - subparalelní: údolí nejsou zcela rovnoběžná
Husain (2008)	Hlavní údolí vedou paralelně vedle sebe. Výskyt v ukloněném reliéfu.
Mřížkovitá údolní síť	
Howard (1967)	Údolní síť se vytváří v tektonicky ovlivněném reliéfu, který je tvořen horninami s různou odolností.
Horník (1986)	Výskyt v oblastech s jednoduchými paralelně orientovanými vrásami (jurský reliéf), na hlavní údolí se vážou krátké pobočky, síť má tvar mříží protažených ve směru synklinálních os vrás.
Demek (1987)	Údolí se vyvíjí ve dvou na sebe zhruba kolmých směrech, avšak jeden ze směrů výrazně převládá, je typická pro jednoduchá pohoří jurského typu
Babar (2005)	Výskyt v silně tektonicky ovlivněných oblastech, kde údolí kopírují zlomy a vytvářejí pravouhlou síť dominantní v jednom hlavním směru.
Husain (2005)	Údolí stejných řádů vedou paralelně vedle sebe a jsou spojovány údolními vyšších řádů, výsledek je mřížová údolní síť.
Pravouhlá údolní síť	
Howard (1967)	Údolní síť se vytváří v tektonicky ovlivněném reliéfu, který je tvořen horninami s různou odolností.
Horník (1986)	Síť se skládá z vedlejších údolí ústících do hlavního údolí kolmo, výskyt v územích s četnými zlomovými liniemi, v kerných a komplexních pohořích.
Demek (1987)	Údolí probíhají ve dvou směrech na sebe kolmých. Směr údolí je závislý na struktuře (síť puklin a zlomů). Výskyt v kerných a vrásno-zlomových pohořích.
Babar (2005)	Údolí střídají rovné úseky a ohyby v pravém úhlu. Vedlejší údolí ústí do hlavních kolmo. Výskyt v tektonicky ovlivněném reliéfu.
Husain (2008)	U hlavních údolí se střídají rovné části s ohyby pod téměř pravým úhlem, vedlejší údolí ústí do hlavních kolmo, údolí stejných řádů nemusejí být paralelní.
Radiální údolní síť	
Howard (1967)	Údolní síť se vytváří na topografických kopulích, jako jsou sopečné kužely, které jsou tvořené stejně odolným materiálem.
Horník (1986)	Radiální síť se excentricky rozbíhá, či koncentricky sbíhá, je typická pro sopečné kužely, kaldery a pánve
Demek (1987)	Údolí se paprskovitě rozbíhají, nebo naopak soustředně sbíhají. Údolní síť se vyvíjí na vulkanických kuželech a v pánvích.
Babar (2005)	- odstředivá: Údolí se paprskovitě rozbíhají, výskyt na konvexních tvarech reliéfu - dostředivá: Údolí se paprskovitě sbíhají, výskyt na konkávních tvarech reliéfu.
Prstencová údolní síť	
Howard (1967)	Prstencové vzory se vyvíjejí na topografických dómech tvořených nestejně odolnými horninami.
Demek (1987)	Skládá se z dlouhých prstencovitě prohnutých údolí s krátkými přítoky, je příznačná pro centrální sníženiny kleneb.
Babar (2005)	Síť je tvořena dlouhými údolními, které jsou paprskovitě prohnuté s krátkými přítoky. V konvexních a konkávních tvarech reliéfu.
Husain (2008)	Vyvíjí se na základě zakřivení, nebo obloukovitých tvarů, které se vyvinuly po obvodu sopečného kužele, nebo pánve.
Nepravidelná údolní síť	
Horník (1986)	Údolní síť má nepravidelný vývoj, směr vývoje je dán místním systémem erozních základů.
Husain (2008)	Údolní síť vznikla kombinací různých faktorů ovlivňující její vývoj.

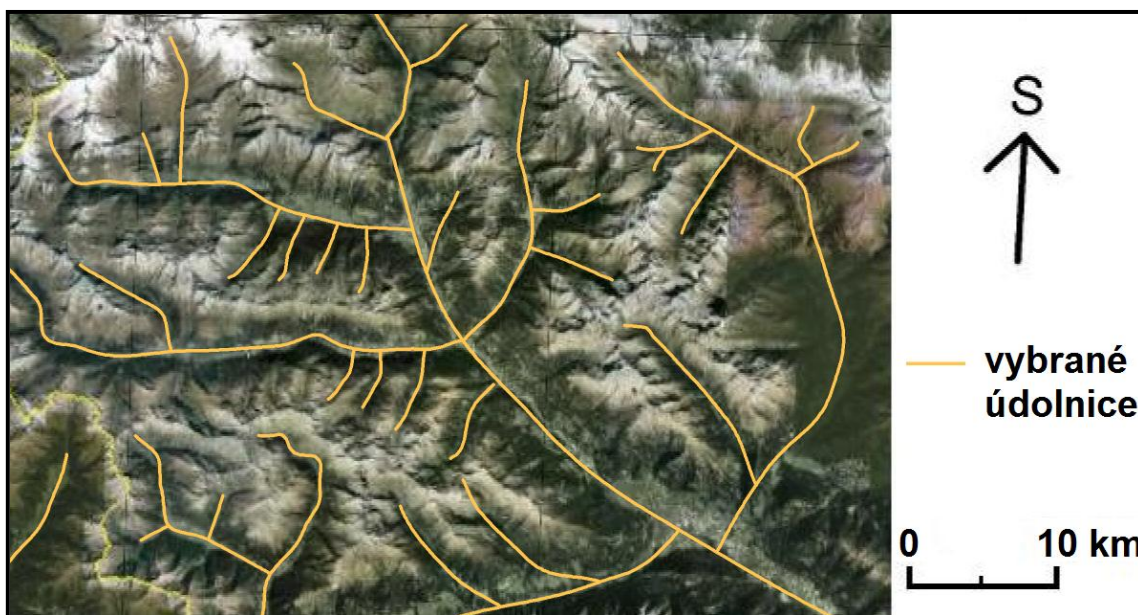
4.4.2. Dendritická údolní síť

Dendritická údolní síť je tvořena převážně systémy fluvialních údolí (Fairbridge, 1968). Údolí různých řádů a velikostí se napojují na hlavní údolí střídavě z obou stran a vytvoří údolní síť, jejíž půdorys připomíná větvení stromu (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Směrem od horní části platformy k ústí hlavního údolí se prodlužují délky údolí vyšších řádů (obr.14, obr.15). Jedná se vlastnost všech dendritických sítí (stromovitých říčních sítí, zpeřené žilnatiny listů, kořenovému systému rostlin). Na schématu dendritické údolní sítě (Demek, 1987) údolí vyšších řádů ústí do údolí nižších řádů (dle absolutní řádovosti) pod úhly přibližně 60° (od údolního uzávěru k ústí) (obr.14).

Dendritická údolní síť se nachází v oblastech, které jsou tvořeny horizontálně uspořádanými vyvřelinami (čedičové vyvřeliny) (Babar, 2005), nebo v oblastech tvořených mocnými vrstvami sedimentárních hornin (pískovce, jílovce) (Husain, 2008). Reliéf, ve kterém se vyvíjí dendritická údolní síť, se vyznačuje nízkou vertikální členitostí a slabou tektonikou (Babar, 2005). V případě, že v oblasti probíhá vrásnění, nebo se zde nacházejí četné zlomy, údolní síť ztrácí dendritický tvar (Husain, 2008). Tvar dendritické údolní sítě je závislý na sklonu reliéfu, ve kterém se údolní síť vyvíjí (Fairbridge, 1968). Ve značně skloněném reliéfu mají často údolí vyšších řádů podobnou orientaci jako údolí nižších řádů a ústí do nich pod ostrými úhly. Údolní síť má v tomto případě protáhlejší tvar.



Obr.14: Schéma dendritické údolní sítě dle Demka (1984).



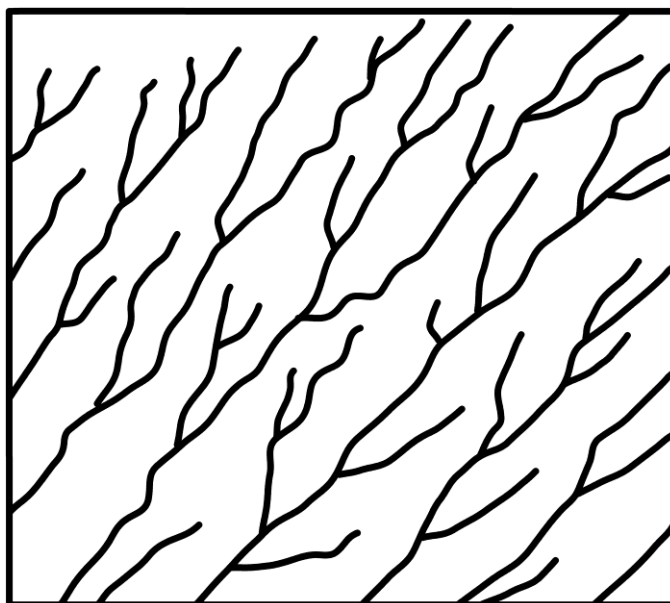
Obr.15: Dendritická údolní síť, mezi horami Grossglockner a Grossvenediger, JZ Rakousko (snímek Google Earth, 2000), upraveno.

Babar (2005) popisuje podtyp dendritické údolní sítě nazývaný subdendritická údolní síť. Jedná se o typ údolní sítě, který se od dendritické sítě liší poruchami tvarů sítě, tj. úhly výrazně větší či menší než 60° mezi údolími nižšího řádu, do kterých ústí údolí vyšších řádů, nebo výrazná změna v poměru délky hlavních údolí a vedlejších údolí (Howard, 1967, in Babar, 2005). Tyto lokální odchylky jsou způsobené například mladými tektonickými procesy (drobné zlomy a vrásky), lokální selektivní odolností hornin vůči erozi, lokální změnou sklonitosti reliéfu, nebo krasovými procesy v částech údolní sítě (Babar, 2005).

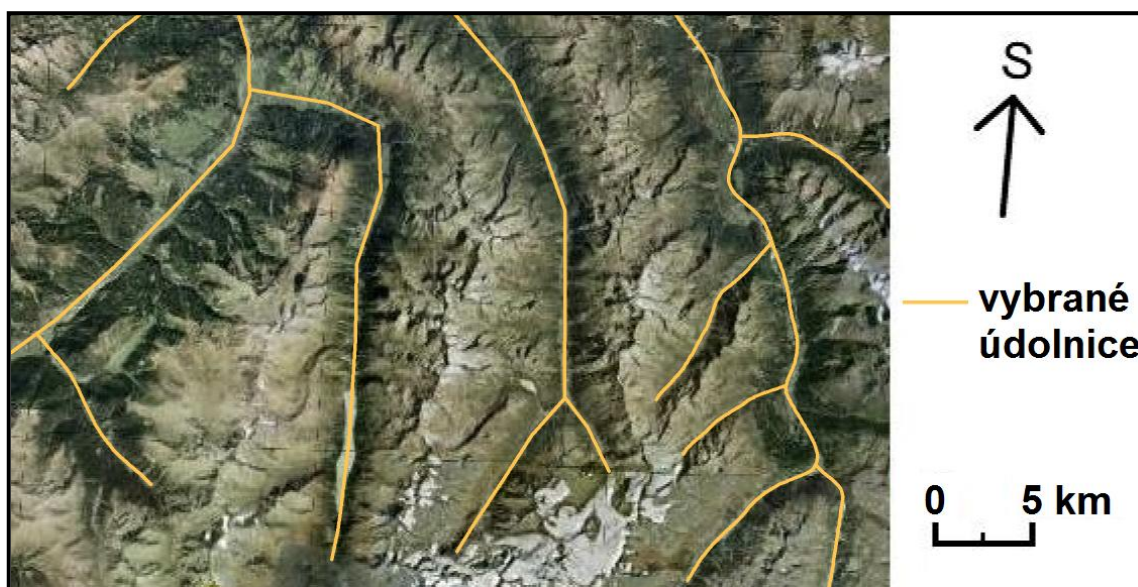
4.4.3. Paralelní údolní síť

Paralelní (rovnoběžná) údolní síť je charakteristická dlouhými údolími, která jsou vzájemně rovnoběžná a vodní toky směřují stejným směrem (obr.16, obr.17) (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Tento typ údolní sítě se vyvíjí převážně v oblastech se značně skloněným reliéfem nebo v oblastech tvořených méně odolnými horninami (např. pískovci) (Babar, 2005). Vlivem značně skloněného reliéfu není údolní síť rozvětvená jako jiné typy údolních sítí. Na schématu paralelní údolní sítě (Demek, 1987) údolí vyšších řádů ústí do údolí nižších řádů (dle absolutní řádovosti) pod úhly přibližně 30° (od údolního uzávěru k ústí) (obr.16).

Paralelní údolní síť vzniká také v oblastech s aktivními tektonickými procesy, které vytvořily paralelní vrásy. V takovéto paralelní údolní síti jsou hřbety tvořeny antiklinálami vrás a údolní dna jsou tvořena synklinálami vrás (Fairbridge, 1968). Demek (1987) popisuje paralelní údolní síť jako údolí konsekventních vodních toků, která se často nacházejí v pobřežních nížinách. Horník (1986) popisuje výskyt paralelních údolních sítí na úpatí pohoří, v předhůřích.



Obr.16: Schéma paralelní údolní sítě dle Demka (1984).

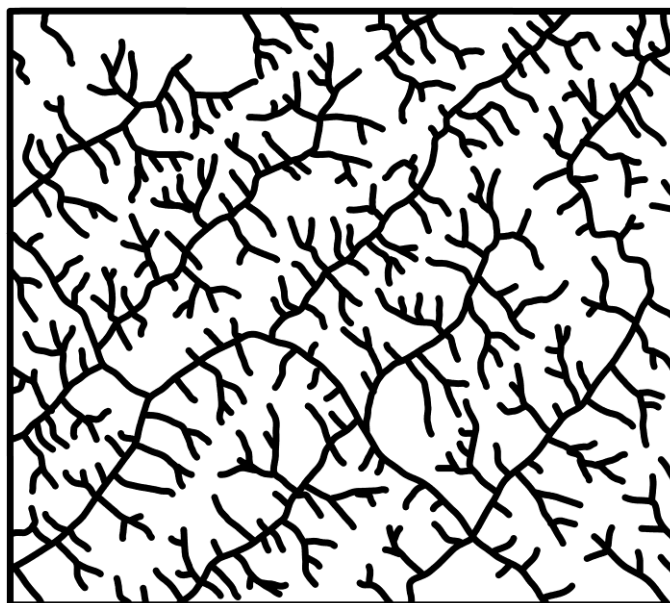


Obr.17: Paralelní údolní síť, Ötztalské Alpy, Rakousko (snímek Googole Earth, 2000), upraveno.

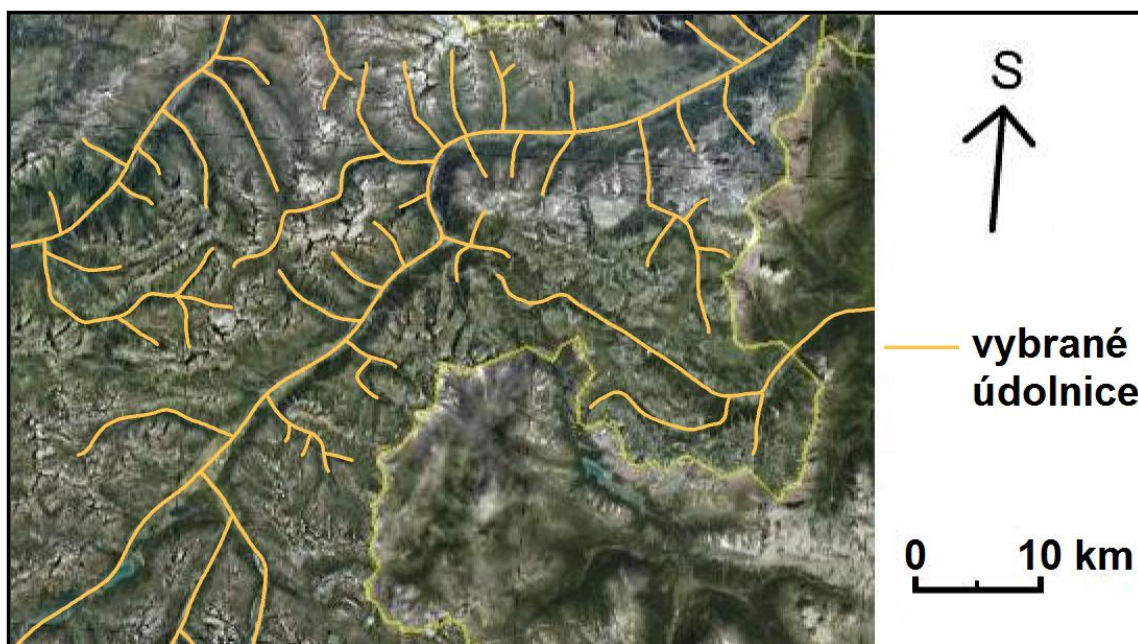
Babar (2005) popisuje podtyp paralelní údolní sítě nazývaný subparalelní údolní síť. V tomto podtypu údolní sítě, nejsou údolí zcela rovnoběžná a podobají se dendrické údolní síti vyvinuté ve značně skloněném reliéfu (Zernitz, 1932, in Babar, 2005).

4.4.4. Mřížkovitá údolní síť

Mřížkovitá údolní síť je tvořena údolními, která se vyvinula převážně ve dvou směrech na sebe kolmých při dominanci jednoho směru (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Tento typ údolní sítě se vyskytuje v oblastech se značnou tektonickou aktivitou, která vytvořila četné zlomy a pukliny v hlavním a vedlejším směru. Prostřednictvím zlomů a puklin proniká eroze hluboko do vrstev horninového podloží a po odstranění méně odolných erodovaných hornin vznikají v reliéfu protáhlá údolí (Fairbridge, 1968). Mřížkovitá údolní síť se vyznačuje prudkými údolními svahy. Oblasti jsou charakteristické převážně krátkými údolními, které ústí do hlavních údolí téměř kolmo (obr.18, obr.19) (Babar, 2005). Na rozdíl od dendritické údolní sítě, se směrem od horní části platformy k ústí neprodlužují délky zaústěných údolí vyšších řádů (obr. 18, obr. 19). Dlouhá hlavní údolí jsou rovnoběžná, zatímco krátká vedlejší údolí kopírují druhotný směr údolní sítě. Výsledkem je klasický mřížovitý tvar údolní sítě (Howard, 1967, in Bridge, 2005). V mřížkovitém typu údolní sítě často nachází společná ústí, kde se spojují tři a více údolí (obr.18, obr.19).



Obr.18: Schéma mřížkovité údolní sítě dle Demka (1984).



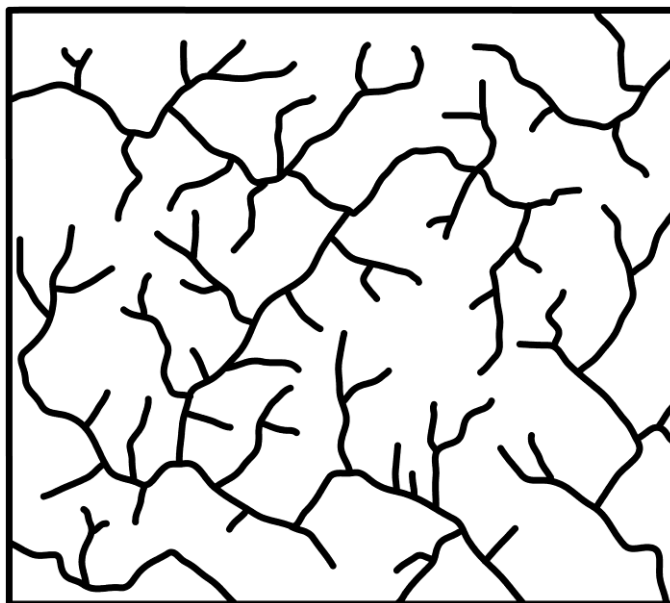
Obr.19: Mřížkovitá údolní síť, Rätischské Alpy, Švýcarsko (snímek Google Earth, 2000), upraveno.

Mřížkovitá údolní síť je typická zejména pro jednoduchá vrásová pohoří jurského typu (Horník, 1986, Demek, 1987). Mřížkovitá údolní síť se nachází například v oblasti Brtnické vrchoviny severně od Dačické pahorkatiny (Demek et al., 1965).

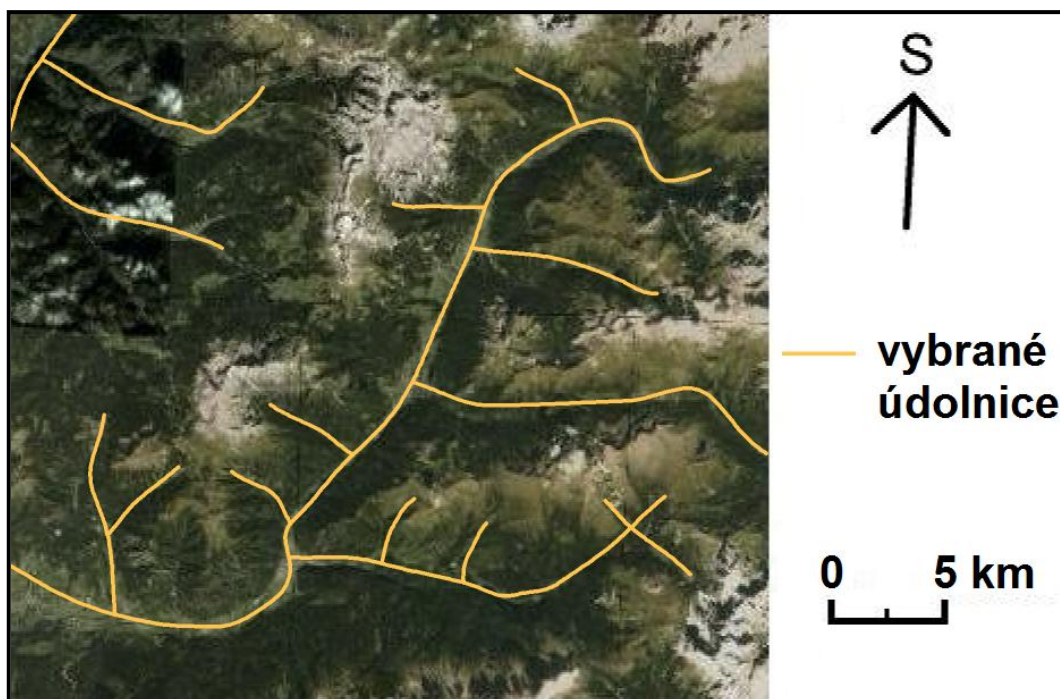
4.4.5. Pravoúhlá údolní síť

Tento typ údolní sítě se skládá z údolí, která jsou orientována ve dvou hlavních směrech na sebe kolmých (Howard, 1967, in Bridge, 2005). V oblastech s pravoúhlou údolní sítí se často nachází rovnoběžné vodní toky, přičemž každý patří do jiného povodí. Vznik a tvar údolní sítě závisí na struktuře reliéfu, převážně na systému puklin a zlomů, které narušují pevné horninové podloží (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Méně odolné horniny jsou v okolí zlomů a puklin narušeny a odstraněny, stejně jako u mřížkovitého typu údolní sítě. Jednotlivé kry mohou být tvořeny odolnými horninami a může zde docházet k poklesu či ke zdvihu ker podél zlomů (Fairbridge, 1968). Sklon údolních svahů v tomto případě závisí na sklonu zlomové plochy. Pravoúhlá údolní síť je typická pro kerná a vrásno-zlomová pohoří (Demek, 1987). Může se také vytvářet ve starých pánevních oblastech, které byly již dříve denudovány, a kde znovu působila tektonická aktivita. Údolní síť je charakteristická dlouhými údolními, ve kterých se střídají rovné lineární úseky s ostrými ohyby v pravém úhlu (obr.20, obr.21) (Babar, 2005). Pravoúhlá údolní síť se vyznačuje stejnou četností i délkou údolí v obou směrech

(obr.20) (Husain, 2005). Pravoúhlá údolní síť se nachází například v Trutnovské pahorkatině (Demek et al., 1965).



Obr.20: Schéma pravoúhlé údolní sítě dle Demka (1984).

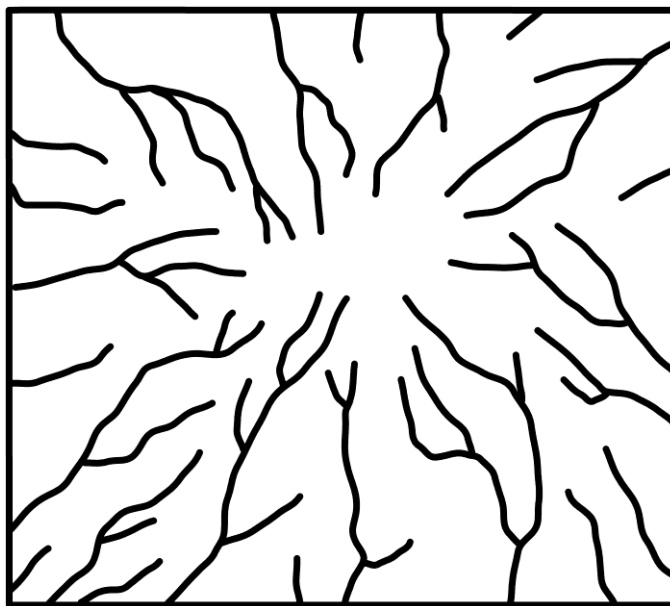


Obr.21: Pravoúhlá údolní síť, Samtalské Alpy východně od vrcholu Hidžer, Itálie (snímek Google Earth, 2000), upraveno.

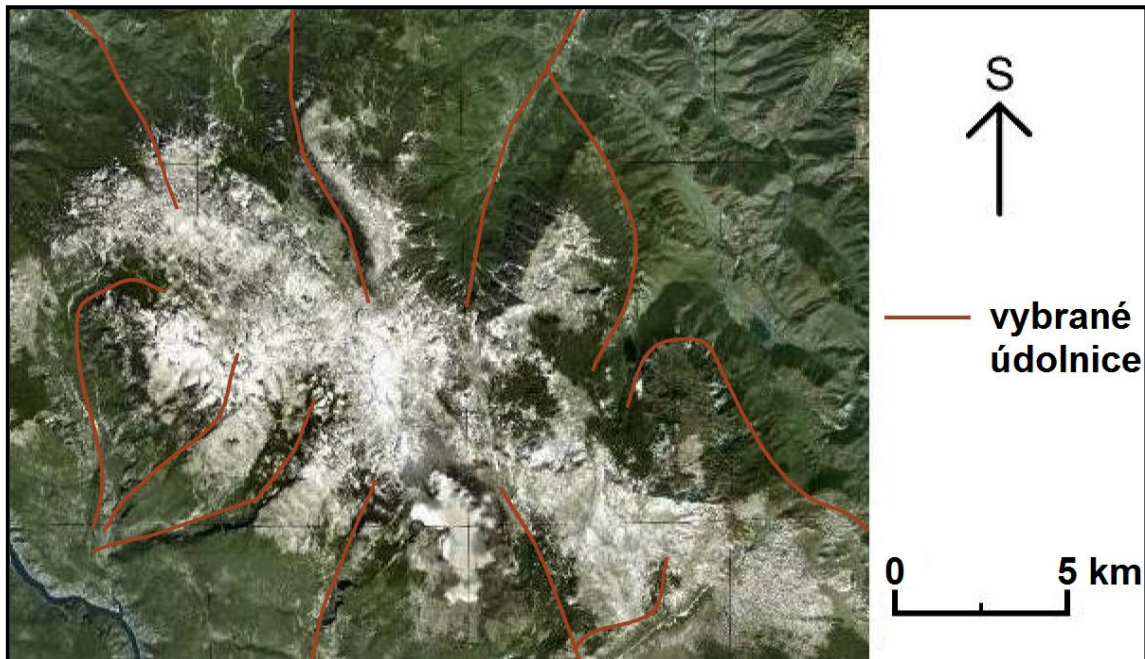
4.4.6. Radiální údolní síť

Radiální údolní síť je tvořena údolními koryty, které se paprskovitě všesměrně rozbíhají, nebo se naopak paprskovitě soustředně sbíhají (Demek, 1987). Na schématu radiální údolní sítě (Demek, 1987) údolí vyšších řádů ústí do údolí nižších řádů (dle absolutní řádovosti) pod úhly přibližně 30° (od údolního uzávěru k ústí) (obr.22). U radiálního typu údolní sítě jsou často údolí vyšších řádů délkou rovny údolí nižšího řádu v místě, ve kterém do něho ústí (Netopil, 1969). Údolí I. řádů jsou si délkou přibližně rovny.

Babar (2005) označuje paprskovitě rozbíhající údolní síť jako typ „odstředivé údolní sítě“ a soustředěné sbíhání údolí v síti označuje jako typ „dostředivé údolní sítě“. Odstředivá radiální údolní síť typicky vzniká na vulkanických kuželích, nebo na jiných konvexních tvarech reliéfu (obr.22, obr.23) (Fairbridge, 1968). Dostředivá údolní síť se vyskytuje v rozlehlých tektonických depresích, v mezihorských kotlinách, v pánvích, uvnitř sopečných kalder a kráterů a ledovcových karů, nebo v krasových oblastech uvnitř spojení několika závrťů (uvala) (Babar, 2005).



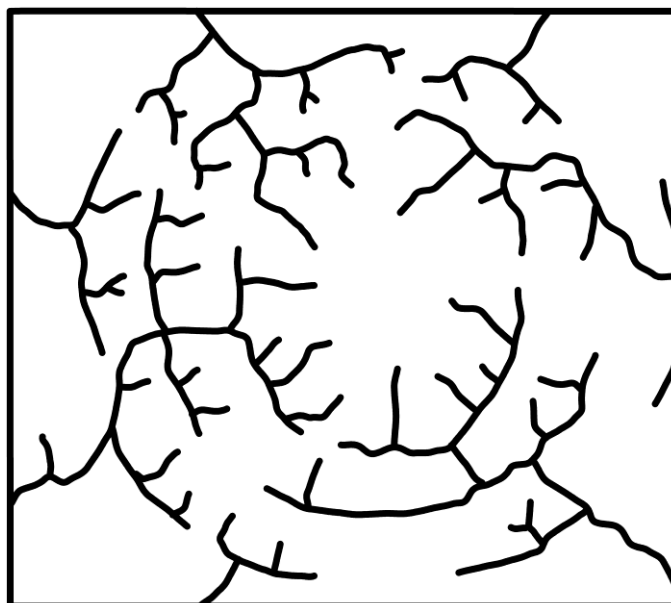
Obr.22: Schéma radiální údolní sítě dle Demka (1984).



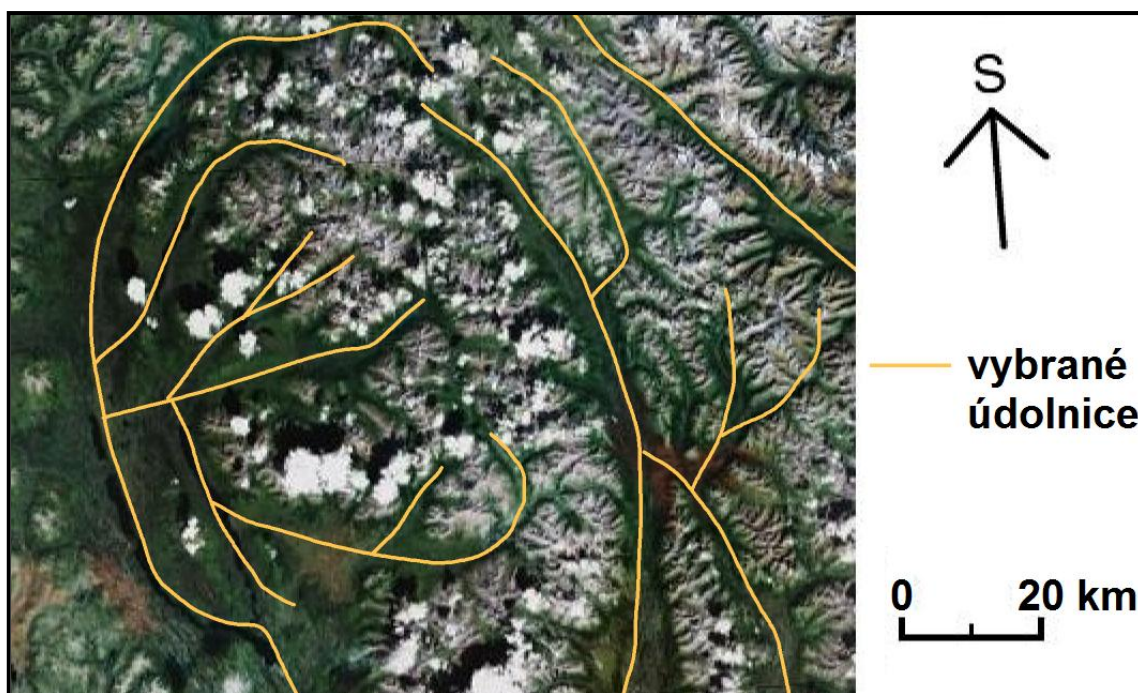
Obr.23: Radiální údolní síť, Zelená hlava v pohoří Prejn, Bosna (snímek Google Earth, 2000), upraveno.

4.4.7. Prstencová údolní síť

Typ prstencové údolní sítě je tvořen dlouhými údolními údolními, která jsou prstencovitě prohnutá a ústí do nich mnoho krátkých údolí (obr.24, obr.25) (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Ze schématu prstencové údolní sítě (Demek, 1987) vyplývá, že údolí vyšších řádů ústí do údolí nižších řádů (dle absolutní řádovosti) pod úhly přibližně 90° (obr.24). Podobně jako radiální údolní síť vznikají na konvexních tvarech reliéfu (např. sopečné kužely), nebo v konkávních depresích (např. pánve, kotliny) (Howard, 1967, in Bridge, 2005). Na rozdíl od radiální údolní sítě je oblast prstencové údolní sítě často částečně tektonicky porušena kolem neporušeného středu kužele, který je tvořen odolnými krystalickými horninami (Fairbridge, 1968). V oblasti kolem středu kužele vznikají v různé vzdálenosti protáhlé obloukovité hřbety různých výšek tvořené odolnými horninami a protáhlé sníženiny tvořené méně odolnými horninami (Fairbridge, 1968). Údolí jsou vázaná na kruhové struktury horninového podloží (Husain, 2008). Vznik prstencové údolní sítě může být také ovlivněn působením magnetických hornin tvořící střed kužele, které ovlivnily texturu hornin ve svém okolí (Husain, 2008).



Obr.24: Schéma prstencové údolní sítě dle Demka (1984).



Obr.25: Prstencová údolní síť, kolem vrcholů Anderson a Shannon peak, Alberta, Kanada (snímek Google Earth, 2000), upraveno.

4.4.8. Nepravidelná údolní síť

Tento typ údolní sítě má nepravidelný vývoj a často se jedná o kombinaci různých výše popsaných typů údolních sítí (Demek, 1987). Celkový směr vývoje je dán místním systémem erozních základů (Horník, 1986). Jedná se často o údolní sítě, které byly vytvořeny v minulosti a následně byly přetvořeny různými procesy, např.

působením ledovců během glaciálů, aktivní tektonikou v oblasti, nebo vznikem krasových tvarů na odkrytých horninách v údolí (Husain, 2008).

Podle výše zmiňovaných autorů patří mezi nepravidelné údolní sítě i subdendritická údolní síť a subparalelní údolní síť, kterou Babar (2005) řadí jako podtyp dendritické a paralelní údolní sítě.

4.4.9. Srovnání typů údolních sítí

Ze schémat jednotlivých typů údolní sítě (Demek, 1987) vyplývá, že největší rozdíl v délce údolí I. řádů a údolí vyšších řádů mají mřížkovité údolní sítě a pravouhlé údolní sítě (tab.9). Radiální typ údolních sítí má nejmenší dominanci hlavních údolí, ale ve schématu se nevyskytují žádná údolí III. řádu (tab.9). Vyrovnaný poměr délek údolí různých řádů má dendritický typ údolní sítě. Úhly mezi jednotlivými údolními se pohybují ve všech typech údolních sítí mezi 30° až 90°. Ve značně skloněném reliéfu jsou úhly mezi jednotlivými údolními přibližně 30°, v reliéfu ovlivněném tektonikou jsou úhly mezi jednotlivými údolními přibližně 90°.

Tab.9: Srovnání charakteristik jednotlivých typů údolní sítě vycházející ze schémat typů údolních sítí dle Demka (1984).

Typ údolní sítě	Délka údolí I. řádu	Délka údolí II. řádu	Délka údolí III. řádu	Úhel mezi údolními [°]
Dendritická	x	0,31 x	0,13 x	60
Paralelní	x	0,25 x	0,15 x	30
Mřížkovitá	x	0,13 x	0,06 x	90
Pravouhlá	x	0,11 x	0,05 x	90
Radiální	x	0,34 x	-	30
Prstencová	x	0,26 x	0,10 x	90

4.4.10. Přehled typů žilnatin listů

Metody popisu struktury žilnatin listů jsou analogické s metodami popisu údolních sítí. Pelletier a Turcottovy (2000, in Roth-Nebelsick, Uhl, Mosbrugger, Kerp, 2001) určili podobnost mezi údolními sítěmi a typy žilnatiny listů krytosemenných rostlin. Typy listové žilnatiny mohou obsahovat na rozdíl od údolních sítí více žil I. řádu stýkající se v jednom místě (v řapíku listu). Žilnatina listu je popisována směrem od báze listu k jeho vrcholu, čili úhly mezi jednotlivými žilami musejí být pro srovnání odečteny od 180°. Analogií dendritické údolní sítě u popisu struktury listů jsou zpeřená a dlanitá žilnatina. Tyto typy žilnatin se skládají z jedné či více hlavních žil, na které se napojují vedlejší žíly přibližně pod úhly 60° (od báze listu k vrcholu) (tab.10). Analogií

mřížkovité údolní sítě jsou rovnoběžná a souběžná žilnatina. Žilnatiny jsou tvořeny hlavními žilami probíhajícími paralelně vedle sebe (od báze listu k vrcholu) ve stejných vzdálenostech. Na hlavní žíly se napojují drobné vedlejší žíly přibližně kolmo (tab.10).

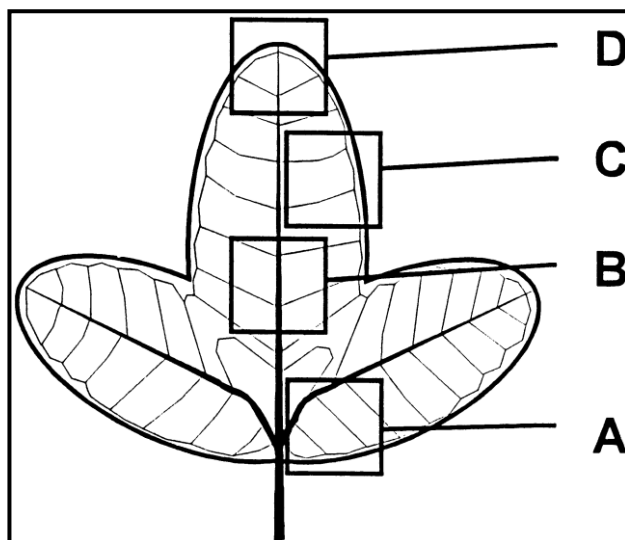
Tab.10: Typy listové žilnatiny dle uspořádání hlavních žil. Podle: Nelson, Dengler (1999), Procházka et al., (1998).

Název	Definice	Třída	Příklad
Vidličnatá žilnatina (<i>Venatio dichotoma</i>)	Ze středu báze listu se žíly rozbíhají dvěma hlavními směry. Jednotlivé žilky nejsou vzájemně propojeny.	Kapradiny (<i>Polypodiopsida</i>), jehličnany (<i>Pinopsida</i>)	Kapradiny, jinan dvoula- ločný (<i>Ginkgo biloba</i>)
Rovnoběžná žilnatina (<i>Venatio paralelo- droma</i>)	Žilnatina je tvořena stejně silnými žilami probíhajícími rovnoběžně po celé délce čepele ve stejných vzdálenostech. Na tyto hlavní žíly se napojují pod téměř pravým úhlem velmi tenké žilky, které vyplňují prostor mezi rovnoběžnými hlavními žilami.	Jednodělož- né (<i>Liliopsida</i>)	Lipnice obecná (<i>Poa trivialis</i> L.), pšenice tvrdá (<i>Triticum durum</i>)
Souběžná žilnatina (<i>Venatio acrodroma</i>)	Žilnatina je tvořena řadou hlavních žil se stejným průměrem, které se obloukovitě rozbíhají od báze listu a u vrcholu listu se opět obloukovitě sbíhají. Na tyto hlavní žíly se opět napojují velmi drobné žilky, které vyplňují prostor mezi hlavními žilami.	Jednodělož- né (<i>Liliopsida</i>)	Kýchavice bílá (<i>Veratrum</i> L.)
Zpeřená žilnatina (<i>Venatio pinnata</i>)	Žilnatina je typická jednou hlavní žilou, ze které se oboustranně větví postranní žilky, a které se dále větví obdobným způsobem až k nejtenčím žilkám v síti. Vedlejší žíly se rozbíhají z hlavní žíly v úhlech 120° směrem od řápíku listu k jeho vrcholu.	Vyšší dvouděložné (<i>Rosopsida</i>)	Buk lesní (<i>Fagus sylvatica</i>)
Dlanitá žilnatina (<i>Venatio palmata</i>)	Pro tento typ žilnatiny je typický větší počet hlavních žil, které vedou z řápíku různými směry, a které se dále větví obdobně jako zpeřená žilnatina. Vedlejší žíly se rozbíhají z hlavní žíly v úhlech 120° směrem od řápíku listu k jeho vrcholu.	Vyšší dvouděložné (<i>Rosopsida</i>)	Javor klen (<i>Acer pseudo- platanus</i>)
Znožená žilnatina (<i>Venatio pedata</i>)	Jedná se o vzácný typ žilnatiny, kde z jedné hlavní žilky vybíhá na vnější stranu vždy jen jedna slabší žilka (II. řádu). Z té opět vybíhá pouze jedna slabší žilka (III. řádu).	Vyšší dvouděložné (<i>Rosopsida</i>)	Pivoňka lékařská (<i>Paonia officinalis</i> L.)

4.5. Dělení údolní sítě dle hustoty a jiných metrik

4.5.1. Hustota údolní sítě

Hustota sítě je jedním ze základních charakteristik všech sítí. Uplatňuje se v hydrologii pro výpočet hustoty říční sítě, v geomorfologii pro výpočet hustoty údolní sítě i v botanice pro výpočet hustoty sítě žilnatiny listu. Pro výpočet hustoty sítě se používají dvě základní metody. První metodou je výpočet poměru celkové délky (délka vodních toků, délka žil) k celkové ploše sítě (plocha povodí, plocha listové čepele). Druhá metoda měření hustoty, používaná v botanice, je založena na průměrných vzdálenostech mezi jednotlivými žilami. Měření se provádí ve čtyřech částech listu (obr.26). Měří se vzdálenosti minimálně mezi 11 žilami, které prošly pomyslnou linií rovnoběžnou s hlavní žílou (Wylie, 1951, in Uhl, Mosbrugger, 1998). Tato metoda je oproti první metodě rychlejší, ale výsledky jsou méně přesné.



Obr.26: Části listu měřené při zjišťování hustoty listové žilnatiny dle Uhla a Mosbruggera (1998).

Pozn.: A – listová báze, B – centrální část listu, C – okrajová část listu, D – vrchol listu.

Výpočet hustoty údolní sítě D_u je analogický určení hustoty říční sítě (Netopil et al., 1984):

$$D_u = L_{ru} / P_u$$

kde L_{ru} představuje celkovou délku údolnic a P_u představuje plochu fundamentu údolní sítě (území, které spádově přísluší k dané údolní síti).

4.5.2. Bifurkační poměr (bifurcation ratio)

Bifurkační poměr udává míru větvení údolní sítě. Větvení údolní sítě a její hustota je závislá na typu horninového podloží (Babar, 2005). V případě, že je reliéf tvořen horninami se stejnou odolností, údolní síť se rozvětzuje náhodně a vznikají dendritické tvary sítě. Pokud je reliéf tvořen horninami s různou odolností, údolí jsou vázána na méně odolné horniny. Pokud se v oblasti projevuje tektonická činnost (vrásnění, zlomy, pukliny), údolí jsou vázána na tektonické poruchy. Bifurkační poměr byl původně definován pro říční síť a je definován vztahem:

$$R_b = N + 1 / N$$

kde N je počet údolí daného řádu (dle absolutní řádovosti jedné údolní sítě) a $N + 1$ je počet údolí o stupeň vyššího řádu v téže údolní síti.

Babar (2005) uvádí vysoký bifurkační poměr v oblastech, které jsou tvořeny horninami se stejnou odolností, a v oblastech s projevy tektonické činnosti. Nejvyšší bifurkační poměry dosahují pravoúhlé a mřížkovité údolní sítě, které vznikají v oblastech ovlivněných tektonikou, a dendritické údolní sítě, které se vytvářejí v oblastech, jejichž podloží je tvořeno horninami se stejnou odolností. Oproti tomu u radiální a paralelní údolní sítě, které vznikají ve značně skloněném reliéfu, dosahuje bifurkační poměr nízkých hodnot.

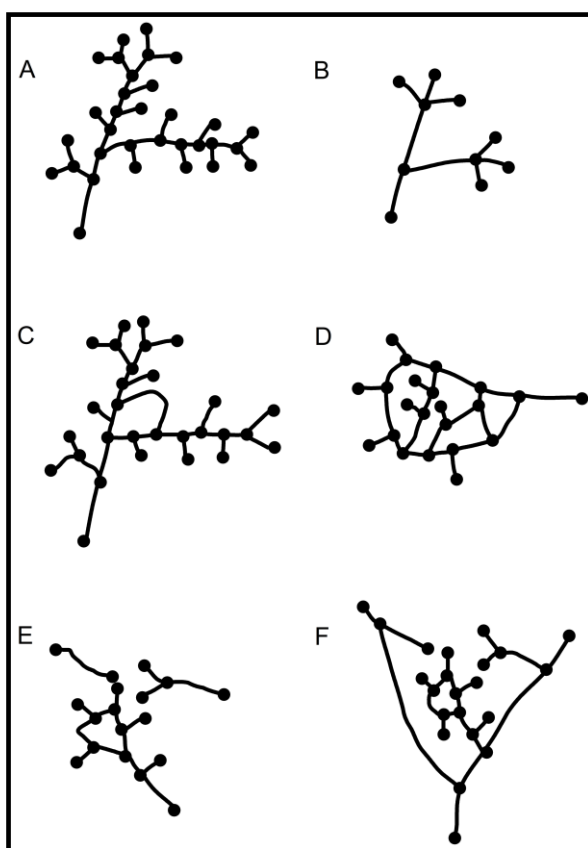
4.6. Propojenost údolní sítě

Jedním ze základních způsobů, jak ledovcové splazy mění tvar údolní sítě, je působení na její propojenost. Haynes (1977) ve své studii propojenosti údolní sítě předpokládala, že údolní sítě vzniklé v preglaciálním prostředí mají dendritický půdorys. Pokud je údolní síť během glaciálů přemodelována ledovcovými splazy, bývají údolí více propojena. Pro potvrzení tohoto předpokladu byla použita metoda sloužící k měření propojenosti dopravních sítí (Kansky, 1963, in Haynes, 1977):

$$\alpha = (E - V + G) / (2V - 5) * 100\%$$

$$\beta = E / V,$$

kde V je celkový počet uzlů (v této studii je V definované jako údolní uzávěr, ústí, nebo spojení údolí), E je celkový počet spojení jednotlivých uzlů, G je počet samostatných údolních sítí.



Obr.27: Typy údolních sítí a jejich propojenost dle Haynes (1977).

Obr.27A a obr.27B znázorňuje jednoduchou dendritickou údolní síť. Na obr.27A se nachází celkový počet uzlů $V = 32$, počet spojení jednotlivých uzlů $E = 31$ a jedná se o jednu údolní síť, tedy $G = 1$. V tomto případě je α -index roven 0 a β -index roven

přibližně 0,97. Na obr. 27B se nachází celkový počet uzlů $V = 10$, počet spojení jednotlivých uzlů $E = 9$ a jedná se o jednu údolní síť. V tomto případě je α -index znovu roven 0 a β -index je roven 0,9. Z těchto výpočtů plyne, že čistě dendritické údolní sítě, které nebyly přetvořeny ledovcovými splazy, je α -index vždy roven 0 a β -index < 1 (tab.11, Haynes, 1977).

Obr.27C znázorňuje dendritickou údolní síť s jedním propojením. V tomto případě se celkový počet uzlů $V = 30$, počet spojení jednotlivých uzlů $E = 30$ a opět se jedná o jednu údolní síť $G = 1$. Tedy α -index = $0.018 * 100\%$ a β -index = 1. V případě, že se v údolní síti nachází jedna uzavřená buňka, tedy jedno propojení, β -index = 1 a α -index > 0 , i když má velmi nízkou hodnotu (tab.11, Haynes, 1977). To platí i v případě obr.27F, který zobrazuje jednu údolní síť $G = 1$ s celkovým počtem uzlů $V = 22$ a počtem spojení uzlů $E = 22$. Tedy α -index = $0,026 * 100\%$ a β -index = 1.

Obr.27D zobrazuje jednu údolní síť $G = 1$ s celkovým počtem uzlů $V = 22$ a s počtem spojení uzlů $E = 25$. V této údolní síti se nachází množství uzavřených buněk. Tedy α -index = $0,1 * 100\%$ a β index = 1,14. Ze srovnání údolní sítě na obr.27D s ostatními údolními sítěmi vyplývá, že čím je propojenost údolní sítě větší, tím rostou hodnoty α -indexu a β -indexu (tab.11, Haynes, 1977).

Obr.27E znázorňuje tři oddělené údolní sítě, tedy $G = 3$. Celkový počet uzlů $V = 18$ a celkový počet spojení jednotlivých uzlů $E = 16$. V údolní síti se nachází jedno propojení, tedy α -index = $0,032 * 100\%$ a β -index = 0,89 (tab.11). Nespojitosť údolních sítí na obr.27E byla způsobena dlouhodobým výskytem horského ledovce v období interglaciálů, který v době glaciálů chránil reliéf pod ním (Haynes, 1977). Vlivem výskytu tohoto horského ledovce se v oblasti vytvořily kary či glaciální údolí se strmými údolními uzávěry, ale horský ledovec zabránil propojení údolních sítí ledovcovými splazy během období glaciálů (Linton, 1963, in Haynes, 1977).

Tab.11: Přehled změn α a β indexů se změnou typu údolní sítě dle Haynes (1977).

Typ údolní sítě	α -index	β -index
Dendritická údolní síť	$\alpha = 0$	$\beta < 1$
Údolní síť s 1 propojením	$\alpha > 0$	$\beta = 1$
Údolní síť s více propojeními	$\alpha > 0$	$\beta > 1$
Oddělení údolní sítě	$\alpha = 0$	$\beta < 1$

Nevýhodou této metody je, že byla doposud aplikována jen na lokální údolní síť. Haynes (1977) studovala propojenost údolních sítí v pohořích Skotska, která byla ovlivněna kontinentálním i horským zaledněním

Tématem propojenosti údolních sítí se ve svých studiích zabývali i Linton a Clayton (1964 in Haynes, 1977) a posléze samostatně Clayton (1974, in Haynes, 1977). Navrhli rozdělení údolních sítí do šesti skupin, od oblastí bez vlivu ledovcových splazů během glaciálů až po oblasti značně přemodelované údolní sítě, kde vliv ledovcových splazů hrál dominantní roli při vývoji údolní sítě (Linton, Clayton 1964, Clayton, 1974, in Haynes, 1977). Sugden (1974 in Haynes, 1977) studoval tuto problematiku v oblastech Grónska. Reliéf rozdělil do dvou skupin: údolní sítě neovlivněné působením ledovcových splazů a reliéf, kde působení ledovce vedlo k modelaci údolní sítě. Tyto skupiny následně rozděloval do kategorií dle plošné míry eroze ledovcových splazů (Sugden, 1974, in Haynes, 1977). Dosažené výsledky byly méně subjektivní. Haynes (1977) dle hodnot jednotlivých α -indexů a β -indexů vytvořila tři základní kategorie propojenosti údolních sítí.

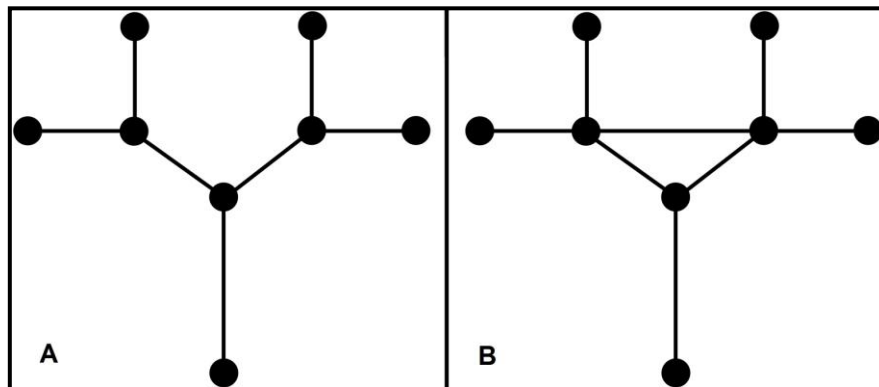
1. První skupinu tvoří oblasti, které byly výrazně ovlivněny lokálním a pevninským zaledněním. Nachází se zde jen málo údolí, které nebyly přemodelované ledovcem. Oblasti se vyznačují členitým reliéfem a vydatnými srážkami, jelikož se nacházejí ve vysokých nadmořských výškách. Během první fáze zalednění byla oblast pokryta horským zaledněním a následně kontinentálním ledovcem. V oblasti se nacházejí ostré skalnaté vrcholy obroušené ledovci. Do této skupiny patří například údolní síť v okolí Ben Nevis.

2. Druhá skupina je tvořena oblastmi, které byly výrazně ovlivněny kontinentálním zaledněním. Některé části těchto oblastí byly vlivem kontinentálního ledovce sníženy. Jedná se například o oblast náhorních plošin v Lornu mezi Broom a Assynt. V těchto oblastech se téměř nevyskytují kary, pouze kary vzniklé během počátku zalednění.

3. Posledním druhem oblastí přemodelovaných ledovcem jsou hory s intenzivním lokálním zaledněním. Z těchto ledovců radiálně sestupovaly ledovcové splazy do nižších nadmořských výšek a přetvořily tak údolní síť na svazích těchto hor. Do této skupiny patří například jižní část skotského ostrova Skye.

Propojenost sítě je měřena i u žilnatiny listů. Graf popisující strukturu sítě je tvořen uzly a spojeními mezi jednotlivými uzly (McDonald, 1983, in Roth-Nebelsick, Uhl, Mosbrugger, Kerp, 2001). V případě, že systém uzlů a spojení vytvoří cyklus, neboli anastomózu, pak z jednoho uzlu vedou dvě cesty do sousedního uzlu. Žilnatina

listu se dělí dle přítomnosti cyklů v grafu na otevřenou a uzavřenou (obr.28). U krytosemenných rostlin patří mezi otevřené druhy žilnatiny vidličnatá žilnatina a mezi uzavřené patří rovnoběžná, souběžná, zpeřená, dlanitá a znožená žilnatina. Kull a Herbig (1995, in Roth-Nebelsick, Uhl, Mosbrugger, Kerp, 2001) se zabývali uzavřenými typy žilnatiny a určily, že uzavřená žilnatina listu je tvořena sítí šestiúhelníkových cyklů se šesti hraničními uzly, podobně jako včelí plástve. Stejným způsobem definoval Leffingwell (1919) hexagonální síť polygonů.



Obr.28: Graf listové žilnatiny dle Roth-Nebelsicka, Uhla, Mosbruggera a Kerpa (2001).
Pozn.: A – otevřená žilnatina (*Venatio aperta*), B – uzavřená žilnatina (*Venatio conjuncta*).

5. Jiné možnosti charakteristik tvaru sítí

5.1. Vědní disciplíny zkoumající vlastnosti sítí

Mnoho vědních disciplín vyvinulo a používá specifické metody popisu různých typů sítí. Jedná se například o popis údolní sítě či říční sítě, popis oběhového a nervového systému obratlovců, popis žilnatiny v křídlech hmyzu, popis pavoučích sítí, nebo popis polygonové sítě tvořící včelí plástve. U rostlin se popisují spletené sítě kořenů, větví, buněčného pletiva a žilnatiny listů. Z hlediska fyzické infrastruktury se metody popisu sítí používají pro popis sítí dálnic i sítí jednotlivých ulic uvnitř města, pro popis sítí dopravních spojů a pro popis potrubní sítě či kanalizace. V analytickém modelování jsou povrchy tvarů všech těles tvořeny polygonovými sítěmi s různou velikostí i různými úhly mezi polygony.

5.2. Homogenita údolní sítě

Stanovení homogenity údolní sítě je odvozeno od principu určení homogenity sítě polygonů (Mangold, 2005). Ten říká, že síť polygonů je homogenní, pakliže šířka největšího polygonu není více jak třikrát větší než šířka nejmenšího polygonu v síti (Mangold, 2005). Údolní síť lze tedy dle tohoto principu označit za homogenní, pokud plocha či délka nejdelšího údolí daného řádu nepřesáhne trojnásobek plochy či délky nejkratšího údolí stejného řádu ústícího do stejného údolí. Údolní síť lze považovat za homogenní i pokud délka nejdelšího úseku mezi jednotlivými uzly údolní sítě nepřesáhne trojnásobek délky nejkratšího úseku. Pokud údolní síť není homogenní, je označována jako proměnná.

5.3. Allometrický vývoj údolí

Všechny tvary reliéfu mají své velikosti ohraničené horními a dolními limity. Říční sítě, údolní sítě, nebo sopečné kužely dosahují široké škály svých velikostí, naopak kary, škrapy, nebo voštiny mají užší rozsah svých velikostí. Pakliže při změně své velikosti zůstávají rozměry daného tvaru stejné, jedná se o izometrický růst. Pokud se tvar mění se změnou velikosti, jedná se o allometrický růst.

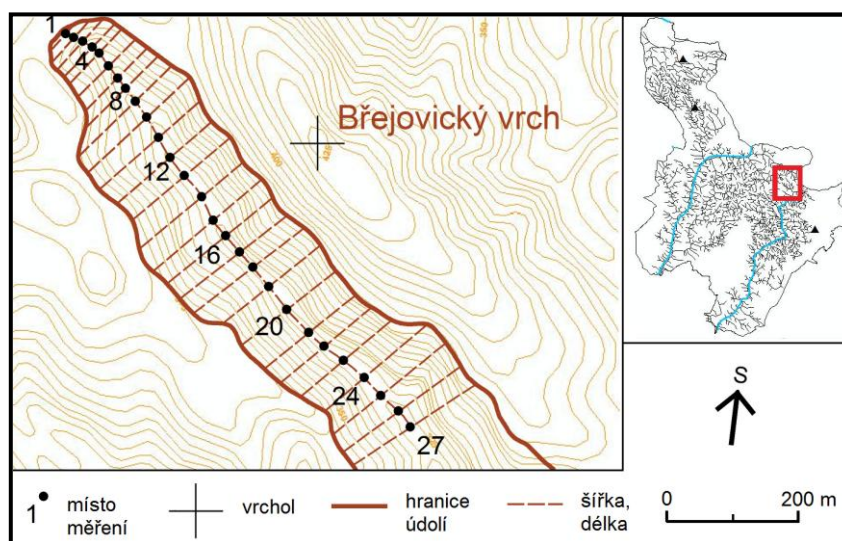
Allometrie je studium změny velikostí a jejich důsledků, zkoumá vztah mezi velikostí a tvarem a kvantifikuje změny v proporcích (Evans 2010). Jedná se původně o biologickou metodu užívanou pro charakterizování změny tvarů mezi jedinci stejného

druhu i mezi druhy (Goldman et al., 1990). V geomorfologii se allometrie používá k vyjádření změn poměru délky, plochy a objemu tvarů reliéfu. Mnoho studií se zaměřovalo na popis vývoje karů, na vztah mezi šířkou, hloubkou a objemem karu, a bylo prokázáno, že se kary rychleji prohlubují, než prodlužují a rozšiřují (Olyphant, 1981, Evans, 2006, 2010). Údolní síť může být popsána pomocí délek jednotlivých údolí a jejich šířek. Horní části údolí v údolním uzávěru se údolí značně rozšiřují, přičemž směrem k jejich ústí se údolí rozšiřují pomaleji. Mění se tak poměr mezi délkou a šířkou údolí a jedná se tedy o allometrický vztah dvou proměnných. Allometrický koeficient vyjadřuje, které rozměry se zvětší rychleji než ostatní, a vypočte se pomocí vzorce, který vyjádří jednu proměnnou jako funkci druhé :

$$y = \beta * x * \alpha$$

kde x, y jsou proměnné, β je konstanta a α je allometrický koeficient (Goldman et al., 1990). Y představuje délku údolí a x jeho šířku. V horní části údolí v údolním uzávěru jsou y a x v určitém poměru, který ve vzorci představuje β . Pokud by se údolí rozšiřovalo rovnoměrně, jednalo by se o izomerický vztah, tedy $\alpha = 1$.

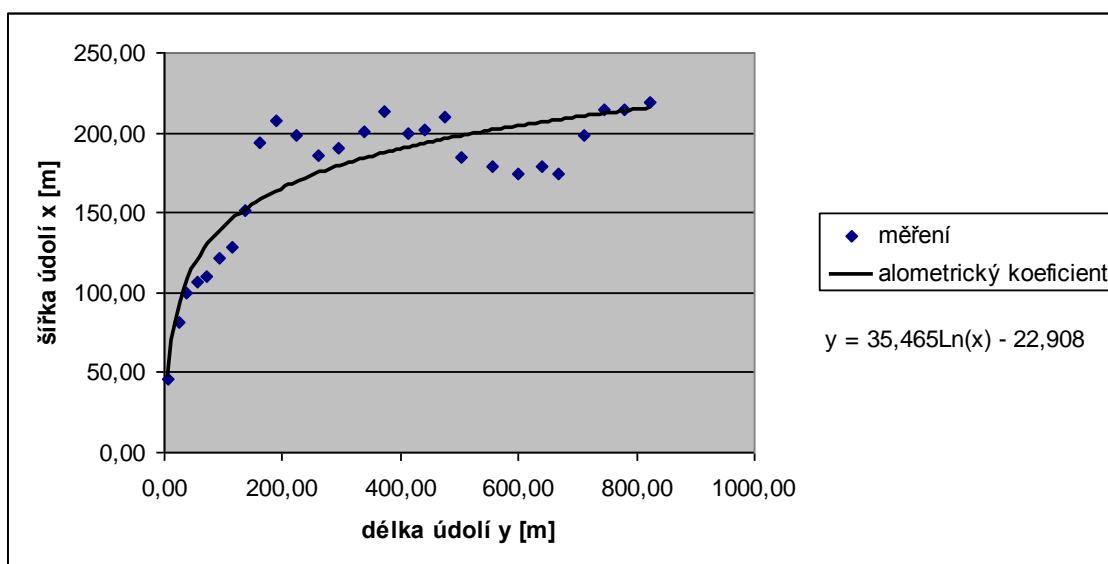
Ukázkou užití metody allometrického vztahu šířky a délky údolí byl zjišťován u Šindlerova dolu nacházejícího se mezi obcemi Blatce a Ždírec (obr.29). Allometrický koeficient se zjišťuje v určitých bodech rovnoměrně podél celého údolí a výsledné hodnoty (tab.12) se zanesou do grafu. Výsledkem je variogram bodů nacházejících se kolem křivky průměrných hodnot, která udává míru allometrické změny tvaru daného údolí (obr.30) (Evans, 2010).



Obr.29: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) údolí Šindlerova dolu. Pozn.: Pro přehlednost byly čísla označeny jen vybrané lokality měření.

Tab.12: Příklad allometrických koeficientů Šindlerova dolu; x – šířka údolí, y – délka údolí, α – allometrický koeficient.

Pozice	x [m]	y [m]	α	Pozice	x [m]	y [m]	α	Pozice	x [m]	y [m]	α
1	45,88	7,11	1,00	10	208,08	189,81	5,89	19	184,32	501,61	17,57
2	81,00	24,97	1,99	11	198,74	223,10	7,25	20	179,25	557,03	20,07
3	100,08	37,76	2,44	12	185,34	260,04	9,06	21	174,38	599,46	22,20
4	107,18	56,03	3,38	13	190,21	294,35	9,99	22	178,84	638,23	23,04
5	110,64	70,04	4,09	14	200,97	339,62	10,91	23	174,58	666,45	24,65
6	121,19	93,18	4,96	15	213,15	372,51	11,28	24	198,74	710,30	23,08
7	128,91	114,70	5,75	16	199,14	413,11	13,39	25	214,77	746,43	22,44
8	151,24	135,81	5,80	17	202,39	439,70	14,03	26	214,57	779,52	23,46
9	193,26	163,01	5,45	18	209,29	475,83	14,68	27	219,44	822,15	24,19

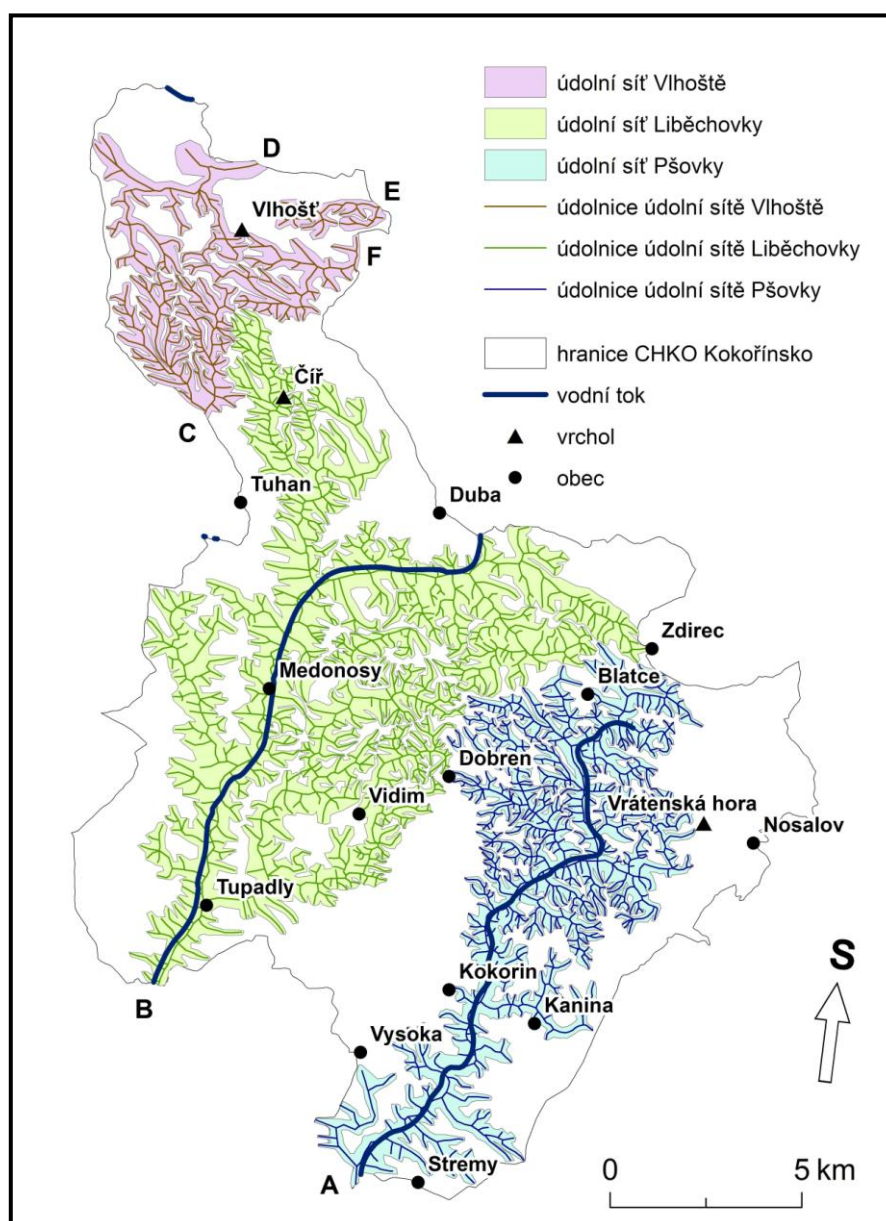


Obr.30: Příklad variogramu allometrického vztahu šířky a délky Šindlerova dolu. Pozn.: Hodnoty jsou shodné s hodnotami v tab.12.

6. Popis údolních sítí v zájmové oblasti CHKO Kokořínsko

6.1. Podmínky měření

Jedním z cílů této práce byl základní popis údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko. Charakteristika údolních sítí byla provedena ve třech částech studovaného území (obr.31): 1) hlavní údolí protékané řekou Pšovkou a na něj napojená vedlejší údolí, 2) hlavní údolí protékané řekou Liběchovkou a na něj napojená vedlejší údolí a 3) čtyři údolí nacházející se v severní části studovaného území CHKO Kokořínsko v okolí vrchu Vlhošť.



Obr.31: Vybraná údolí studovaného území CHKO Kokořínsko. Pozn.: A – údolní síť studované oblasti Pšovky, B – údolní síť studované oblasti Liběchovky, C, D, E, F – údolní síť oblasti Vlhošť.

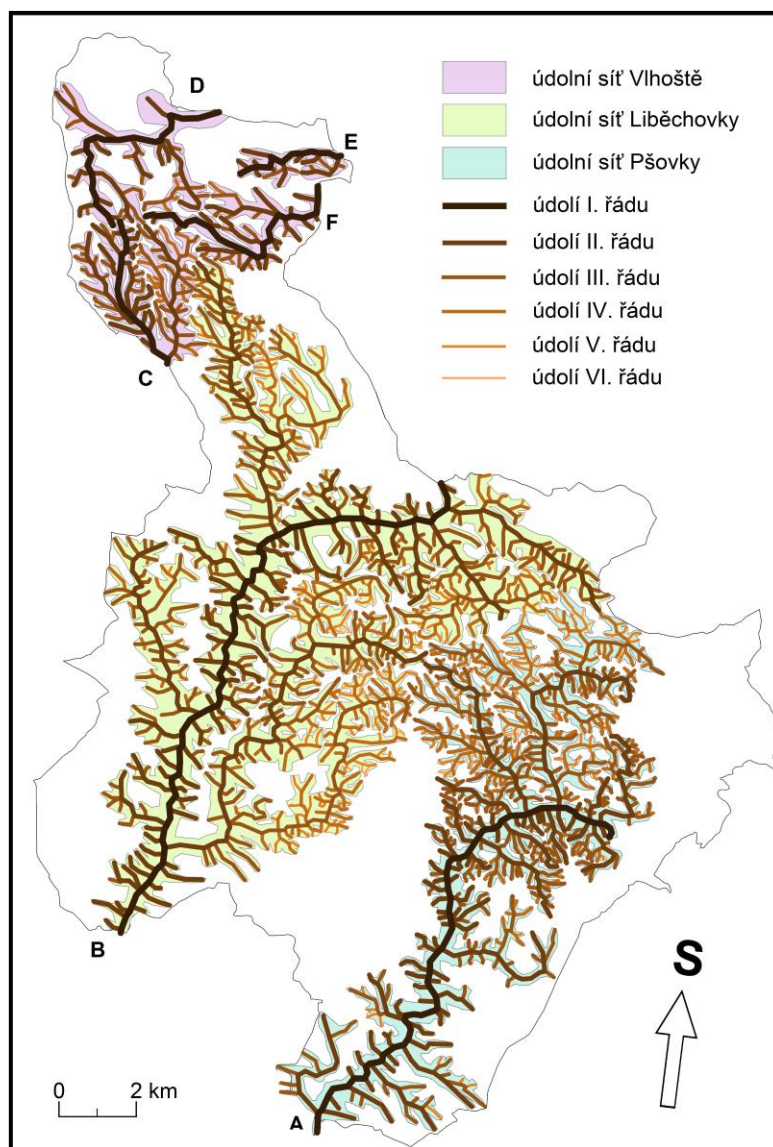
Měření bylo provedeno 1. – 4. května 2011 nad DMÚ 25 v měřítku 1 : 25 000. V této práci bylo studované území CHKO Kokořínsko promítnuto do vodorovné roviny. Hranice údolí byly tvořené liniemi jdoucími po obvodu každého údolí. Tyto linie oddělují údolí od ostatního reliéfu a vymezují území, jehož plocha v této práci představuje plochu fundamentu údolní sítě [km²]. Také byly měřeny délky údolnic [m] a délky jednotlivých úseků údolí [m] mezi údolním uzávěrem a ústím, nebo mezi dvěma zaústěními vedlejších údolí do hlavního údolí. Dále byly měřeny úhly [°] mezi jednotlivými údolími ve směru od údolního uzávěru k jeho ústí.

Údolní sítě studovaných oblastí Pšovky a Liběchovky byly určeny jako mřížkovitý typ údolní sítě a údolní síť studované oblasti Vlhoště byla označena jako radiální typ údolní sítě. Typ údolní sítě byl určen kvalifikovaným odhadem na základě tvaru údolní sítě.

Z naměřených hodnot byly určeny obecné charakteristiky, jakými jsou např. řádovost údolní sítě, či průměrná délka údolí jednotlivých řádů. Dále byla určena hustota údolní sítě, bifurkační poměr, fraktálová dimenze, propojenost údolní sítě, homogenita údolní sítě a allometrický vztah šířky a délky vybraných údolí.

6.2. Řádovost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko a další obecné charakteristiky

Údolní sítě studovaného území CHKO Kokořínsko byly popsány dle absolutní řádovosti údolní sítě. Nacházejí se zde dvě dlouhá údolí, protékána řekami Liběchovkou a Pšovkou, ke kterým náleží údolní sítě dosahující šesti řádů, a čtyři krátká údolí v okolí Vlhůstě⁴, která tvoří údolní síť dosahující čtyř řádů (obr.32) (tab.13).



Obr.32: Řádovost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko.

⁴ V této práci jsou údolí v okolí Vlhůstě chápána jako čtyři samostatná údolí, neboť nejsou v zájmové oblasti nijak propojena.

Tab.13: Četnost údolí I. – VI. řádů údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko.

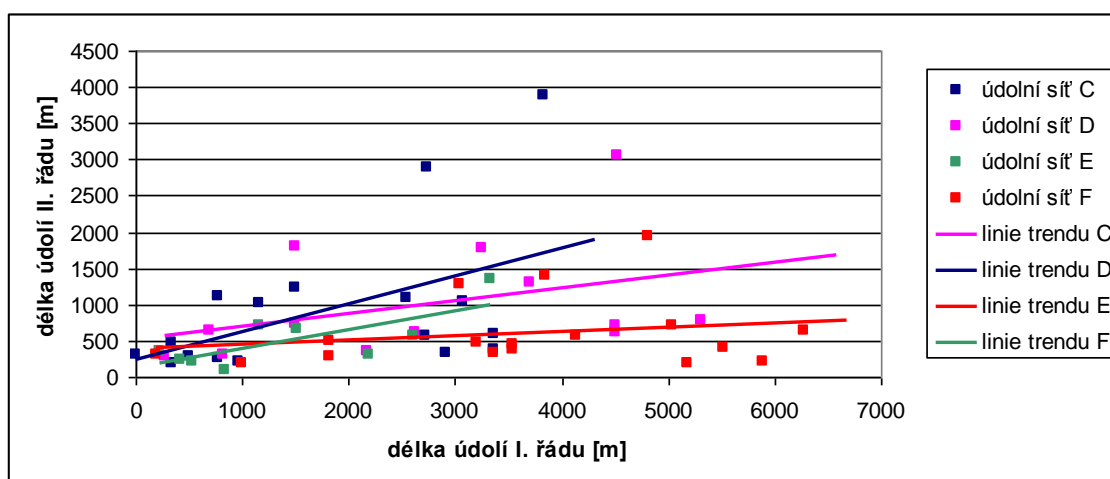
Oblast	I. řádu	II. řádu	III. řádu	IV. řádu	V. řádu	VI. řádu
Pšovka	1	98	184	144	51	9
Liběchovka	1	74	259	225	99	14
Vlhošť	4	56	73	24	-	-

V případě údolní sítě studované oblasti Pšovky přesahuje průměrná délka údolí I. řádu dvacetinásobně průměrnou délku údolí II. řádu. Tento poměr je ovlivněn zejména odlišnými délkami údolí II. řádu. Dvacet dva nejdelších údolí II. řádu, jejichž délka přesahuje 1 km, má průměrnou délku 2 129 m, ale celkový průměr veškerých údolí II. řádu je snížen desítkami údolí s průměrnou délkou okolo 400 m. I tak údolí I. řádu téměř čtyřnásobně přesahuje délku nejdelšího údolí II. řádu. Průměrná délka údolí I. řádu údolní sítě studované oblasti Liběchovky patnáctinásobně přesahuje průměrnou délku údolí II. řádu. Tento poměr je stejně jako u údolní sítě studované oblasti Pšovky ovlivněn nerovnoměrností délek údolí II. řádu. Dvacet jedna nejdelších údolí II. řádu, které přesahují délkou 1 km, má průměr 2 790 m, tedy více jak dvojnásobek průměru. Přesto údolí I. řádu přesahuje průměr nejdelších údolí více jak šestinásobně. Údolní síť studované oblasti Vlhoště se skládá ze čtyř údolí I. řádu, jejichž průměrná velikost (na území CHKO Kokořínsko) se významně neliší od hodnoty nejkratšího či nejdelšího údolí.

Tab.14: Průměrná délka údolí [m] I. – VI. řádů údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko.

Oblast	I. řádu	II. řádu	III. řádu	IV. řádu	V. řádu	VI. řádu
Pšovka	20 113	812	422	319	275	218
Liběchovka	17 964	1 197	548	398	286	175
Vlhošť	6 675	777	445	257	-	-

V případě údolí I. řádů studovaných oblastí Pšovky a Liběchovky se směrem od horní části platformy k ústí neprodlužují délky zaústěných údolí II. řádů. Nejdelší údolí II. řádu údolní sítě studované oblasti Pšovky ústí do údolí I. řádu v horní třetině údolí I. řádu. Nejdelší údolí II. řádu údolní sítě oblasti Liběchovky ústí do údolí I. řádu v jeho dolní třetině. Údolí II. řádu, jejichž délka je srovnatelná s délkou nejdelšího údolí II. řádu, jsou zaústěna v horní třetině údolí I. řádu. Vyskytuje se zde množství krátkých údolí ústících do údolí I. řádu po celé jeho délce. V případě údolní sítě oblasti Vlhoště se směrem od horní části platformy k ústí údolí I. řádů prodlužují délky údolí II. řádů (obr.33).



Obr.33: Závislost délek údolí II. řádu na délkách údolí I. řádů do nichž ústí.

6.3. Orientace údolí ve studovaném území CHKO Kokořínsko

Údolí I. řádu údolní sítě studované oblasti Pšovky je orientováno ve směru SV – JZ. Vedlejší údolí jsou orientována ve směru SZ – JV a do hlavního údolí ústí kolmo. V údolní síti studované oblasti Pšovky se nachází 63 společných ústí, kde se spojují dvě a více údolí vyšších řádů.

Údolí I. řádu údolní sítě studované oblasti Liběchovky (orientace SV – JZ) je paralelní s údolím I. řádu údolní sítě studované oblasti Pšovky. Vedlejší údolí ústí do údolí I. řádu přibližně kolmo. Krátká údolí II. řádu jsou orientována ve směru SZ – JV, zatímco některá delší údolí II. řádu se stácejí a kopírují hlavní směr SV – JZ. Do delších údolí II. řádu ústí údolí III. řádu kolmo (orientace SZ – JV). V údolní síti studované oblasti Liběchovky se nachází 98 společných ústí, kde se spojují dvě a více údolí vyšších řádů.

Údolí patřící k údolní síti studované oblasti Vlhoště mají údolní uzávěry ve středu severozápadní části území CHKO Kokořínsko a následně se paprskovitě všesměrně rozbíhají ve směrech S – J (údolní síť C), SV – JZ (údolní síť D) a V – Z (údolní síť E, F). Údolí nižších řádů ústí do údolí vyšších řádů pod úhly 60 – 90° a jsou protažená ve směru údolí I. řádu. V údolní síti studované oblasti Vlhoště se nachází 15 společných ústí, kde se spojují dvě a více údolí vyšších řádů, ale údolí II. řádů jsou protažená ve směru údolí I. řádů.

6.4. Hustota údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko

Celková délka údolnic údolní sítě studované oblasti Pšovky činí 243 km. Plocha fundamentu údolní sítě dosahuje 39,8 km², což činí 14,6 % území CHKO Kokořínsko. Hustota údolní sítě činí 6,1 km/km².

Celková délka údolnic studované oblasti Liběchovky činí 368,9 km. Plocha fundamentu údolní sítě činí 72,8 km², což tvoří 26,8 % území CHKO Kokořínsko. Hustota údolní sítě se tedy rovná 5,1 km/km².

Celková délka údolnic údolní sítě v okolí Vlhoště činí 103,1 km. Plocha fundamentu údolní sítě dosahuje 19,6 km², což představuje 7,2 % území CHKO Kokořínsko. Hustota údolní sítě oblasti Vlhoště dosahuje 5,26 km/km².

6.5. Bifurkační poměry údolních sítí studovaného území CHKO

Kokořínsko

Pro údolní síť studované oblasti Pšovky je bifurkační poměr pro vztah údolí I. a II. řádu 98 a pro vztah údolí II. a III. řádu 1,88. Rozdílnost těchto hodnot je dána značnou dominancí údolí I. řádu, které svou délkou i počtem zaústění údolí nižších řádů mnohonásobně převyšuje ostatní údolí nižších řádů.

Pro údolní síť studované oblasti Liběchovky je bifurkační poměr pro vztah údolí I. a II. řádu 74 a pro vztah údolí II. a III. řádu činí 3,5. Rozdílnost těchto poměrů je opět způsobena dominancí údolí I. řádu.

Pro údolní síť studované oblasti Vlhoště je bifurkační poměr pro vztah I. a II. řádu 14 a pro vztah II. a III. řádu 1,3.

6.6. Propojenost údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko

Údolní síť studované oblasti Pšovky obsahuje 917 uzlů spojených 916 propojeními. Jedná se o jednu údolní síť. Podle výpočtu propojenosti údolních sítí vycházejí pro údolní síť Pšovky α -index = 0 a β -index = 0,9989.

Údolní síť studované oblasti Liběchovky obsahuje 1 054 uzlů spojených 1 053 propojeními. Jedná se o jednu údolní síť. Podle výpočtu propojenosti údolních sítí vycházejí pro údolní síť Liběchovky α -index = 0 a β -index = 0,9991.

Údolní síť studované oblasti okolo Vlhoště je tvořena 4 oddělenými údolními. Obsahuje celkový počet uzlů 276 spojených 272 propojeními. Podle výpočtu

propojenosti údolních sítí vycházejí pro údolní síť studované oblasti Vlhost' α -index = 0 a β -index = 0,9855.

6.7. Fraktálová dimenze údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko

Fraktálová dimenze pro údolní síť studované oblasti Pšovky na úrovni I. a II. řádu nabývá hodnoty 1,43. Fraktálová dimenze pro údolní síť studované oblasti Liběchovky na úrovni I. a II. řádu činí 1,59. Fraktálová dimenze pro údolní síť studované oblasti Vlhostě na úrovni I. a II. řádu je 1,38.

6.8. Homogenita údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko

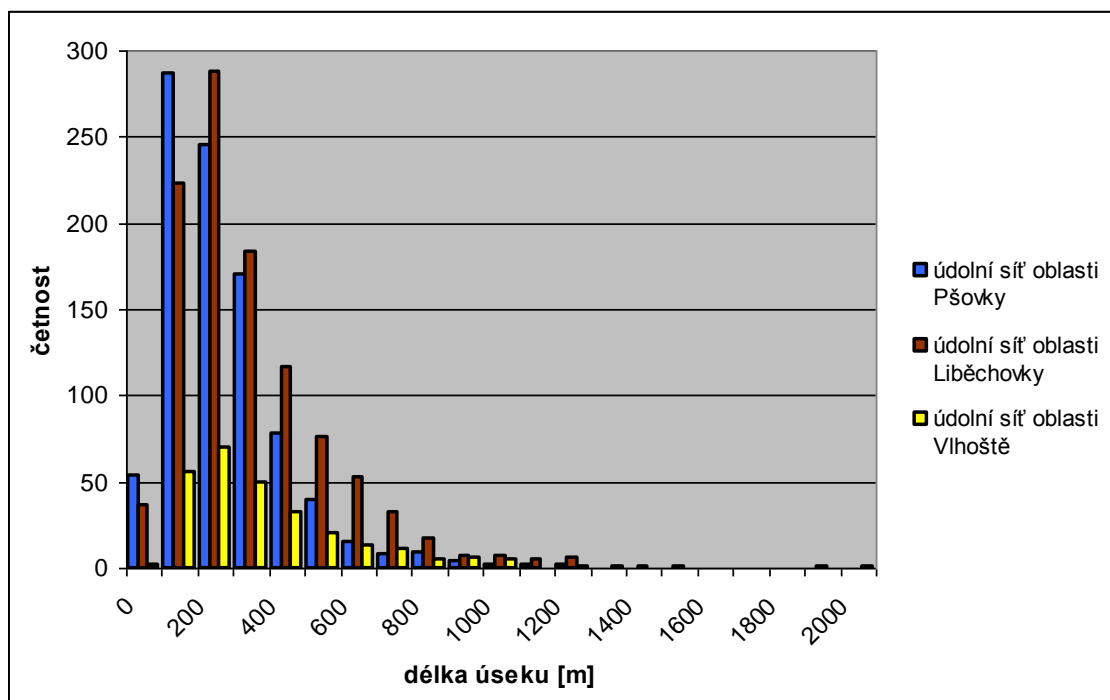
V případě údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko platí následující: nejdelší údolí daného řádu svou délkou mnohonásobně převyšuje nejkratší údolí daného řádu (tab.15). Jedná se o extrémní hodnoty délek údolí jednotlivých řádů. V údolní síti studované oblasti Vlhostě nejdelší údolí I. řádu přesahuje délku nejkratšího údolí přibližně dvojnásobně. Nejdelší údolí VI. řádu údolní sítě studované oblasti Pšovky přesahuje délku nejkratšího údolí téměř trojnásobně.

Tab.15: Nejkratší a nejdelší údolí různých řádů údolních sítí na území CHKO Kokořínsko [m].

Oblast	Údolí	I. řád	II. řád	III. řád	IV. řád	V. řád	VI. řád
Pšovka	Nejdelší	20 013	5 477	3 882	1 153	1 223	316
	Nejkratší		142	110	65	69	114
Liběchovka	Nejdelší	17 964	12 139	8 795	2 527	666	311
	Nejkratší		241	107	86	81	88
Vlhost'	Nejdelší	6 675	3 887	1 321	951		
	Nejkratší	3 328	187	115	128		

V případě údolní sítě studované oblasti Pšovky se délky úseků nacházejí v intervalech od 0 – 100 m až po 1 200 – 1 300 m (obr.34). Při odstranění extrémních hodnot lze pozorovat, že úseky údolí spadají do intervalů od 100 – 200 m až po 400 – 500 m. Délky úseků údolní sítě studované oblasti Liběchovky jsou uspořádány do intervalů od 0 – 100 m až po 1900 – 2000 m (obr.34). Po odstranění extrémních hodnot úseky údolí spadají do intervalů od 100 – 200 m až po 500 – 600 m, přičemž většina úseků údolí má délku od 100 – 200 m až po 400 – 500 m. Pro zjištění homogenity délek úseků údolní sítě studované oblasti Vlhostě jsou naměřené délky rozděleny do dvaceti

jedna intervalů od 0 – 100 m až po 2 000 – 2 100 m (obr.34). Po odstranění extrémních hodnot se délky nacházejí v intervalech od 100 – 200 m po 500 – 600 m.

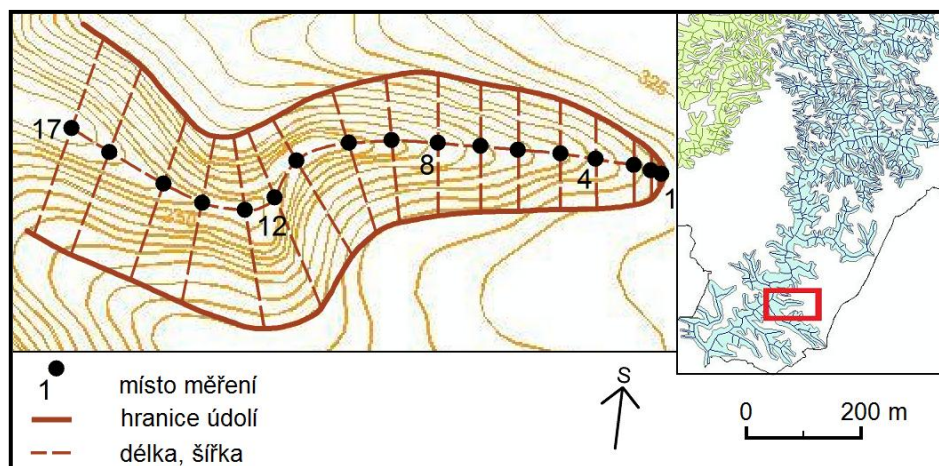


Obr.34: Četnosti úseků údolí v daných intervalech délky údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko.

6.9. Allometrický vývoj údolí studovaného území CHKO Kokořínsko

Poměr délky a šířky údolí jednotlivých údolních sítí studovaného území CHKO Kokořínsko mají allometrický vztah. Pro potvrzení tohoto předpokladu bylo náhodně vybráno jedno údolí z každé oblasti.

Pro údolní síť studované oblasti Pšovky bylo vybráno údolí ležící poblíž obce Harasov pod vrcholem Na Sekerách (322 m n. m.) ústící do údolí protékaného řekou Pšovkou jižně od rybníku Harasov (obr.35). U tohoto údolí bylo provedeno měření vztahu délky a šířky na 17 lokalitách a z těchto hodnot byl vypočten allometrický koeficient (tab.16).

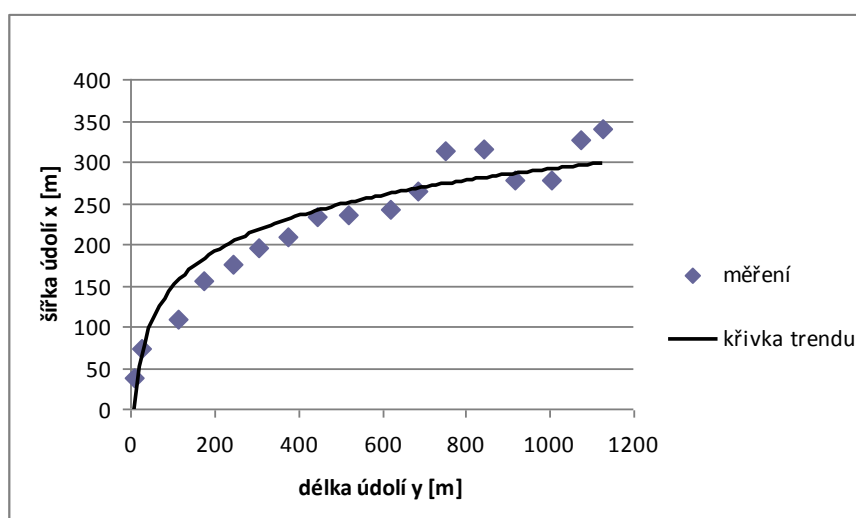


Obr.35: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Pšovky. Pozn.: Pro přehlednost byly číslы označeny jen vybrané lokality měření.

Tab.16: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Pšovky; x – šířka údolí, y – délka údolí, α – allometrický koeficient

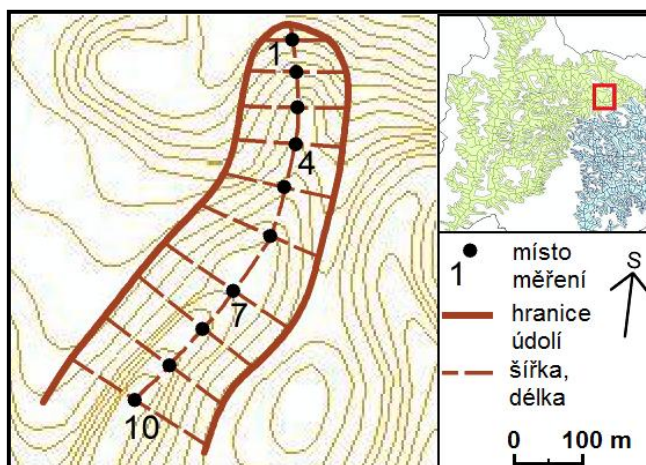
Pozice	x	y	α	Pozice	x	y	α
1	38,23	9,22	1,00	10	242,32	617,59	10,57
2	72,70	24,24	1,38	11	265,53	683,48	10,67
3	109,90	114,03	4,30	12	313,65	750,40	9,92
4	154,95	176,50	4,72	13	316,39	841,55	11,03
5	175,77	242,39	5,72	14	277,48	915,29	13,68
6	196,59	303,85	6,41	15	276,79	1001,67	15,01
7	208,19	374,17	7,45	16	326,62	1074,04	13,64
8	232,43	447,23	7,98	17	339,93	1127,30	13,75
9	235,84	518,25	9,11				

Variogram dokazuje logaritmický vztah mezi délkou a šířkou vybraného údolí studované oblasti Pšovky (obr.36).



Obr.36: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Pšovky.

Pro údolní síť studované oblasti Liběchovky bylo vybráno údolí ležící poblíž obce Bešov pod Velkým bešovským kopcem (474 m n. m.) ústící do Běsovského dolu (obr.37). Měření bylo provedeno na 10 lokalitách a z naměřených délek a šířek byl spočten allometrický koeficient (tab.17).

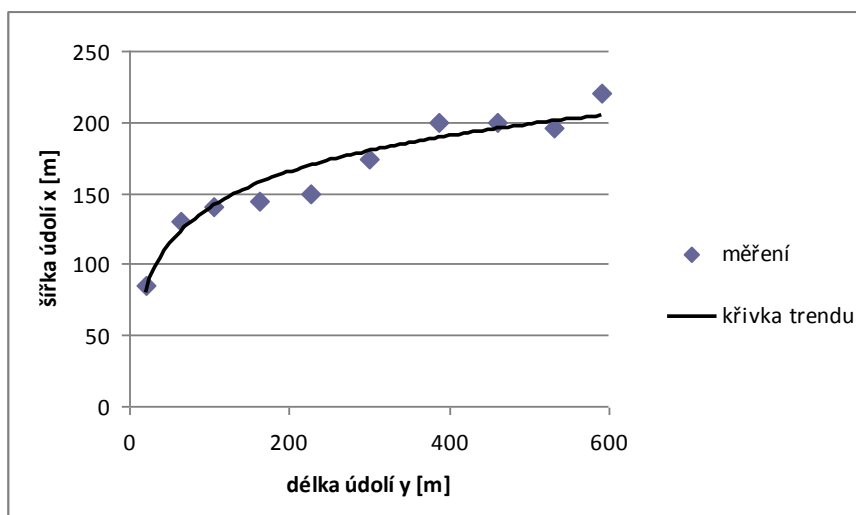


Obr.37: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Liběchovky. Pozn.: Pro přehlednost byly čísla označeny jen vybrané lokality měření.

Tab.17: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Liběchovky; x – šířka údolí, y – délka údolí, α – allometrický koeficient.

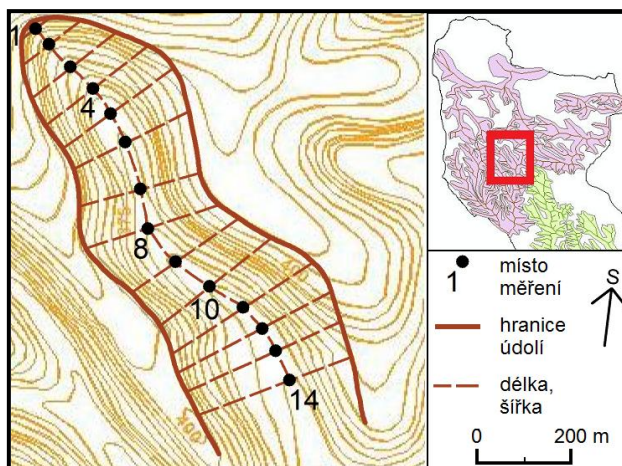
Pozice	x	y	α	Pozice	x	y	α
1	85,63	20,10	1,00	6	173,49	300,07	7,37
2	129,93	63,66	2,09	7	199,55	386,82	8,26
3	140,73	104,24	3,16	8	199,18	460,16	9,84
4	144,45	161,58	4,76	9	196,20	532,02	11,55
5	150,04	227,10	6,45	10	220,03	590,10	11,42

Variogram dokazuje logaritmický vztah mezi délkou a šířkou vybraného údolí studované oblasti Liběchovky (obr.38).



Obr.38: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Liběchovky.

Pro údolní síť studované oblasti Vlhoště bylo vybráno údolí ústící do Komárkovy rokle, která leží mezi vrcholy Husa (448 m n. m.), Kounický vrch (426 m n. m.) a Koňský vrch (429 m n. m.) (obr.39). Měření bylo provedeno na 14 lokalitách a ze vztahu naměřených hodnot délky a šířky údolí byl vypočten allometrický koeficient (tab.18).

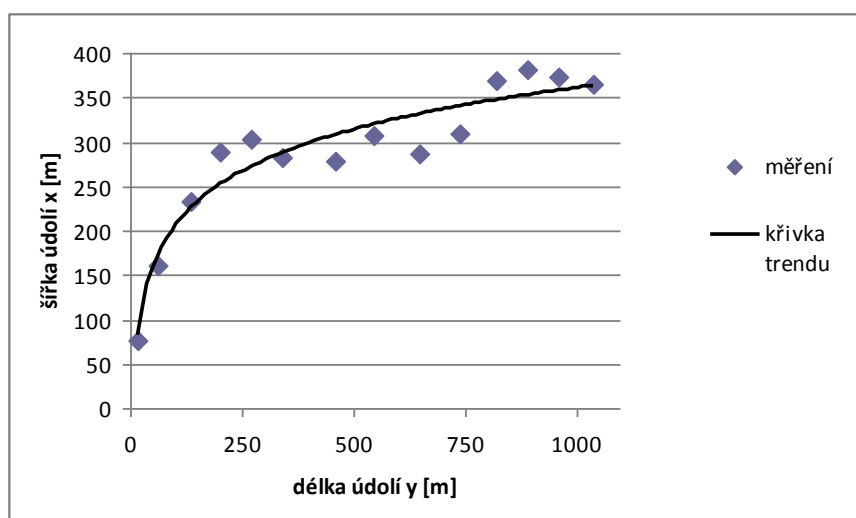


Obr.39: Allometrický vztah délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Vlhoště. Pozn.: Pro přehlednost byly čísla označeny jen vybrané lokality měření.

Tab.18: Allometrické koeficienty vybraného údolí studované oblasti Vlhoště; x – šířka údolí, y – délka údolí, α – allometrický koeficient.

Pozice	x	y	α	Pozice	x	y	α
1	75,46	16,48	1,00	8	307,93	545,59	8,11
2	161,34	61,59	1,75	9	286,24	647,51	10,36
3	233,33	133,58	2,62	10	308,79	737,72	10,94
4	287,98	202,54	3,22	11	369,95	821,86	10,17
5	304,02	269,33	4,06	12	380,79	891,25	10,72
6	282,77	340,02	5,51	13	372,98	959,34	11,78
7	277,57	458,85	7,57	14	364,31	1036,98	13,03

Variogram dokazuje logaritmický vztah mezi délkou a šířkou vybraného údolí studované oblasti Vlhoště (obr.40).



Obr.40: Graf allometrického vztahu délky (y) a šířky (x) vybraného údolí studované oblasti Vlhoště.

7. Diskuze

7.1. Diskuze nad metodami

Metriky vypočtené pro jednotlivé údolní sítě studovaného území CHKO Kokořínsko umožňují komplexní zhodnocení typů údolních sítí a jejich charakteristik. K určení typů údolních sítí slouží řádovost údolní sítě, průměrná délka údolí jednotlivých řádů, bifurkační poměr a fraktálová dimenze. Ke srovnání stejných typů údolních sítí v různých oblastech slouží hustota údolní sítě, propojenost údolní sítě, homogenita údolní sítě a allometrický vztah délky a šířky vybraných údolí.

Výsledné hodnoty aplikovaných metod jsou částečně zkreslené, jelikož údolní sítě jsou omezené hranicí studovaného území CHKO Kokořínsko. Pro zvýšení přesnosti jednotlivých metrik je třeba upravit měřítko zvýšením velikosti studovaného území (např. Česká tabule) (sensu Farina, 2006). Omezení údolních sítí hranicí studovaného území CHKO Kokořínsko ovlivnilo: 1) řádovost údolní sítě, jelikož některá údolí mohou být za hranicí zájmového území spojena, 2) četnost údolí různých řádů, jelikož na území se nevyskytují celé údolní sítě, 3) průměrnou délku údolí různých řádů, 4) hustotu údolních sítí, 5) bifurkační poměry údolních sítí, 6) propojenost údolních sítí, 7) fraktálovou dimenzi a 8) homogenitu údolních sítí. Míra zkreslení výsledných hodnot jednotlivých metrik může být rozdílná. Také nelze stanovit, která metoda popisu údolních sítí je významnější než ostatní metody. Je tedy vhodnější charakterizovat údolní síť pomocí všech uvedených metrik a na základě srovnání výsledných hodnot stanovit výsledek pro celou údolní síť (sensu Ševčík, 2007). V budoucích studiích údolních sítí by bylo vhodné využít metody vícerozměrné statistiky, která se snaží nalézt nejvhodnější pohled na data poskytující maximum informací o analyzovaných objektech (Ševčík, 2007).

Allometrický vztah délky a šířky údolí se zjišťuje pro každé údolí zvlášť. Míra zkreslení výsledných hodnot allometrického vývoje je oproti výsledným hodnotám ostatních metod menší (sensu Evans, 2010). Allometrický vztah délky a šířky údolí ve studovaných oblastech CHKO Kokořínsko byl zjišťován pouze u třech vybraných údolí, čímž klesá vypovídací schopnost výsledných hodnot. Zjištěné výsledky nemusejí odpovídat výsledkům zjišťovaným pro každé údolí studovaného území CHKO Kokořínsko. V budoucích studiích údolních sítí je nutné určovat allometrický vztah délky a šířky údolí na vybraném reprezentativním vzorku údolí.

Výsledky aplikovaných metod jsou přirovnávány pouze k hodnotám naměřených na různých typech schématických údolních sítích dle Demka (1987). Lze předpokládat, že hodnoty metod aplikovaných na reálných údolních sítích jsou odlišné od hodnot stanovených ze schématických údolních sítí.

7.2. Určení typů sítě na základě metrických charakteristik údolních sítí

Údolní sítě studovaných oblastí Liběchovky a Pšovky byly kvalifikovaným odhadem na základě tvaru údolní sítě stanoveny jako mřížkovité. Typ mřížkovité údolní sítě byl potvrzen na základě výsledných hodnot aplikovaných metod:

- 1) Údolí I. řádů přesahují průměrnou délku údolí II. řádů více jak patnáctinásobně. Ze schémat údolních sítí dle Demka (1987) vyplývá, že největší rozdíl v délce údolí I. řádů a údolí II. řádů jsou u mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě.
- 2) Délky údolí II. řádů nejsou závislé na délkách údolí I. řádů. Ze schémat údolních sítí dle Demka (1987) vyplývá, že nezávislost délky údolí II. řádů na délkách údolí I. řádů se objevuje u mřížkovité údolní sítě a pravoúhlé údolní sítě.
- 3) Z hlediska orientace ústí údolí vyšších řádů ve studovaných oblastech Pšovky a Liběchovky přibližně pod pravým úhlem do údolí nižších řádů. Howard (1967, in Bridge, 2005) uvádí úhly 90° mezi údolními vyšších řádů a nižších řádů u mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě. V údolní síti studované oblasti Pšovky se nachází 63 společných ústí a v údolní síti studované oblasti Liběchovky se nachází 98 společných ústí, kde se spojují dvě a více údolí vyšších řádů. Společná ústí několika údolí se vyskytují u mřížkovitého typu údolní sítě (Howard, 1967, in Bridge, 2005).
- 4) Údolí I. řádů údolních sítí oblastí Pšovky a Liběchovky mají orientaci přibližně SV – JZ a údolí II. řádů mají orientaci přibližně SZ – JV. Horný et al., (1963) popisuje zlomy českolipské zlomové oblasti ve dvou hlavních směrech: první s orientací VSV – ZJZ a druhý s orientací V – Z. Je patrné, že údolí jsou vázána na tyto zlomy, což je typické pro mřížkovitý typ údolní sítě (sensu Fairbridge, 1968).
- 5) Údolní sítě oblastí Pšovky a Liběchovky dosahují v porovnání se schématy údolních sítí dle Demka (1987) vysokých hodnot bifurkačního poměru. Babar (2005) uvádí nejvyšších bifurkační poměry u pravoúhlé a mřížkovité údolní sítě, které vznikají v oblastech s výskytem zlomů.
- 6) Hodnoty fraktálových dimenzí údolních sítí studovaných oblastí Pšovky a Liběchovky dosahují v porovnání se schématy údolních sítí dle Demka (1987) vysokých

hodnot. Ze schématu mřížkovité údolní sítě dle Demka (1987) vychází hodnota fraktálové dimenze 1,4. Podle Tarbottona (1996) dosahuje fraktálová dimenze mřížkovitého typu údolní sítě vyšší hodnoty než ostatní typy údolních sítí kromě dendritické.

Údolní síť studované oblasti Vlhoště byla kvalifikovaným odhadem na základě tvaru údolní sítě stanovena jako radiální typ údolní sítě s prvky prstencové údolní sítě. Typ údolní sítě byl potvrzen na základě výsledných hodnot aplikovaných metod:

- 1) Údolní síť studované oblasti Vlhoště je tvořena na studovaném území CHKO Kokořínsko čtyřmi údolními I. řádu, která jsou si délkou podobná, což je typické pro radiální údolní síť (sensu Netopil, 1969). Délky údolí jsou omezeny hranicí zájmového území, což snižuje vypovídací schopnost tohoto tvrzení.
- 2) Délky údolí II. řádů studované oblasti Vlhoště jsou závislé na délkách údolí I. řádů. Tato vlastnost je typická pro schématické radiální a dendritické údolní síť Demka (1987).
- 3) Údolí oblasti Vlhoště mají orientaci S – J, SV – JZ a V – Z. Husain (2008) uvádí, že rozbíhající se směry údolních sítí jsou typické pro radiální a prstencovou údolní síť.
- 4) Údolí vyšších řádů údolní sítě studované oblasti Vlhoště ústí do údolí nižších řádů pod úhly 60 – 90°. Podle schémat údolních sítí dle Demka (1987) jsou úhly 60 – 90° typické pro prstencové údolní síť.
- 5) V údolní síti studované oblasti Vlhoště jsou údolí II. řádů protažená ve směru údolí I. řádů, což je typické pro paralelní a radiální údolní síť, které vznikly ve značně skloněném reliéfu (sensu Howard, 1967, in Bridge, 2005).
- 6) Bifurkační poměr údolní sítě studované oblasti Vlhoště je v porovnání s oblastmi Pšovky a Liběchovky nižší, jelikož údolní síť vznikla ve značně skloněném reliéfu. Nízký bifurkační poměr dosahují podle schémat údolních sítí dle Demka (1987) paralelní a radiální údolní síť.
- 7) Nižší fraktálová dimenze údolní sítě oblasti Vlhoště značí, že údolní síť vznikla ve značně skloněném reliéfu. Podle Tarbottona (1996) jsou nižší fraktálové dimenze typické pro radiální a paralelní údolní síť.

7.3. Zhodnocení ostatních metrik

Údolní síť studovaného území CHKO Kokořínsko lze na základě hodnot α -indexů a β -indexů považovat za otevřenou síť (sensu Hayness, 1977). Údolní síť nebyly ovlivněny žádnými geomorfologickými procesy, které by v sítích vytvořily propojení.

Údolní síť studované oblasti Pšovky lze z hlediska délek úseků údolí po odstranění extrémních hodnot považovat za homogenní (sensu Mangold, 2005). Údolní síť studovaných oblastí Liběchovky a Vlhoště nelze považovat za homogenní ani po odstranění extrémních hodnot (sensu Mangold, 2005).

8. Závěr

Nejdůležitější výsledky vyplývající z této práce jsou následující:

1) údolní síť studovaných oblastí Pšovky a Liběchovky byly označeny jako mřížkovitý typ údolní sítě na základě výsledků použitých metod:

- vysoký poměr počtu údolí I. řádů k počtu údolí II. řádů,
- vysoký poměr délky údolí I. řádů k průměrné délce údolí II. řádů,
- nezávislost délek údolí II. řádů na délkách údolí I. řádů do nichž ústí,
- vazba údolí na zlomy v reliéfu,
- úhly 90° mezi údolími vyšších řádů a nižších řádů,
- společná ústí, kde se spojují dvě a více údolí vyšších řádů,
- vysoký bifurkační poměr,
- vysoká fraktálová dimenze,
- proměnnost údolí dle délek údolí,

2) údolní síť studované oblasti Vlhoště byla označena jako radiální typ údolní sítě s prvky prstencové údolní sítě na základě výsledků použitých metod:

- nižší poměr počtu údolí I. řádů k počtu údolí II. řádů,
- nižší poměr průměrné délky údolí I. řádů k průměrné délce údolí II. řádů,
- závislost délek údolí II. řádů na délkách údolí I. řádů do nichž ústí,
- rozbíhající se směry údolních sítí,
- protaženost údolí II. řádů ve směru údolí I. řádů,
- úhly 60 – 90° mezi údolími vyšších řádů a nižších řádů,
- nízký bifurkační poměr,
- nízká fraktálová dimenze,

- homogenita údolí dle délek údolí,

3) Výsledky naměřených hodnot jsou částečně zkreslené hranicí studovaného území CHKO Kokořínsko.

Pro stanovení typu údolní sítě byly mnohdy naměřené hodnoty aplikovaných metod porovnávány s výsledky naměřenými na schématech údolních sítí dle Demka (1987). Tím klesají vypovídací schopnosti těchto metod. Do budoucna by bylo vhodné použít vzorek (např. padesáti) každého typu údolních sítí z reálného reliéfu. Hodnoty vypočtené pro studované území by pak byly porovnávány s průměrnými hodnotami výsledků vypočtenými pro stanovený vzorek reálných údolních sítí.

Při práci s odbornou literaturou bylo mnohdy obtížné rozlišit, kdy autor popisuje údolní síť a kdy říční síť. Definice a typy údolních sítí byly v samostatné kapitole, ale metody popisu sítí byly často popsány pouze pro říční síť a pro údolní síť zcela chyběly. Lze tedy doporučit další studie popisů údolních sítí a vytvoření přesných postupů, podle kterých lze údolní síť popsat a porovnávat s jinými údolními sítěmi.

9. Zdroje

9.1. Literatura

- BABAR, M., A. (2005): *Hydrogeomorphology: Fundamentals, Application, Techniques*. New India Publishong Agency, New Delhi, 248 s.
- BALATKA, B. (1965): *Ralská pahorkatina*. In DEMEK, J. et. al.: *Geomorfologie Českých zemí*. Československá akademie věd, Praha, s. 180 – 188.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1997): *Evorzní tvary v Čechách a jejich geneze*. Academia, Praha, 98 s.
- BALATKA, B., LOUČKOVÁ, J., SLÁDEK, J. (1969): *Vývoj pískovcového reliéfu České tabule na příkladu Polomených hor*. Academia, Praha, 37 s.
- BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Kartografie Praha, Praha, 79 s.
- BENDIX, J. (1994): Scale, Direction, and Pattern in Riparian Vegetation-Environment Relationships. *Annals of the Association of American Geographers*, 84, s. 652-665
- BOGAART, P., W., TUCKER, G., E., VRIES, J., J. (2003): Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology*, 54, s. 257–277
- BRIDGE, J., S. (2005): *Revers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Rekord*. Blackwell, Binghamton, 491 s.
- COUBAL, M. (1998): *Geologické mapa ČR, 02-44-Štětí, 1 : 50 000*. Český geologický ústav, Praha
- ČERVENÝ, J. et al. (1984): *Podnebí a vodní režim ČSSR*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 414 s.

- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 s.
- EVANS, I., S., DIKAU, R., TOKONUGA, E., OHMORI, H., HIRANO, M. (2003): Scale-Specific Landforms and Aspects of the Land Surface. *Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives*, s. 61–84
- EVANS, I., S. (2010): Allometry, Scaling and Scale-Specificity of Cirques, Landslides and Other Landforms. *Japanese Geomorphological Union*, 31-2, s. 133–153
- EVANS, I., S. (2006): Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80, s. 245–266
- FAIRBRIDGE, R. W. (1968): *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold, New York, 1295 s.
- FARINA, A. (2006): *Principles and Methods in Landscape Ecology*. Springer, Toulouse, 411 s.
- FLEURY, S. (2009): *Land Use Policy and Practise on Karst Terrains*. Springer, Petersburg, 187 s.
- FROSTICK L. (2004): *Rift valley and rifting*. In GOUDIE (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 849–852
- GOLDMAN, C., A., SNELL, R., R., THOMASON, J., J., BARTHOLOMEW BROWN, D., B. (1990): Principles of Allometry In *Conference of the Association for Biology Laboratory Education (ABLE)*, s. 43–72
- GOUDIE A. S. (2004a): *Valley*. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 1089–1090
- GOUDIE A. S. (2004b): *Dry Valley*. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 284–285

- GOUDIE A. S. (2004c): *Fold*. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 398–401
- GREELEY, R. (1985): *Planetary Landscapes*. Chapman & Hall, New York, 279 s.
- HANIF, M. (2005): *Encyclopedia of Agricultural Geography*. Amnol publications PVT. LTD., New Dehli, 339 s.
- HARBOR, J. (2004): *Gross profile valley*. In GOUDIE (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 200–201
- HAYNES, V., M. (1977): The modification of valley patterns by ice-sheet activity. *Science*, 59 (3/4), s. 195–207
- HORNÍK, S. et al. (1986): *Fyzická geografie 2*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 305 s.
- HORNÝ, R. et al. (1963): *M-33-XV Praha*. Academia, Praha, 220 s. Příloha *M-33.XV Praha*, 1 : 200 000
- HOROWITZ, A. (2001): *The Jordan rift valley*. Jan de Boer, Amsterdam, 708 s.
- HUGGETT, R., J. (2007): *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London, 472 s.
- HUSAIN, M. (2008): *Geography of India*. Tata McGraw-Hill, New Delhi, 307 s.
- CHÁB, J., JAKEŠ, P., KUKAL, Z., TOMEK, Č. (1983): *Desková tektonika*. Academia, Praha, 234 s.
- CHLUPÁČ, I. (1999): *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí*. Academia, Praha, 279 s.
- CHLUPÁČ, I., BRZOBODAHÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 s.

- KODYM, O. (1953): *Geologie českého masivu, díl I.* Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 232 s.
- KOPECKÝ, J. (2004): *Formy povrchového i podzemního pískovcového pseudokrasu.* In JENČ, P., ŠOLTYSOVÁ, L. (editoři): *Pískovcový fenomén Českého ráje.* Správa CHKO Český ráj, Jičín, s. 17 – 24.
- KUKAL, Z. (1973): *Vznik pevnin a oceánů.* Academia, Praha, 254 s.
- LEFFINGWELL, E., K. (1919): *The canning river region Northern Alaska.* Government printing office, Washington, 130 s.
- LOŽEK, V., (2004): Pískovcový ekofenomén Českého ráje. In JENČ, P., ŠOLTYSOVÁ, L. (editoři): *Pískovcový fenomén Českého ráje.* Správa CHKO Český ráj, Jičín, s. 11 – 16.
- MALKOVSKÝ, M. et al. (1974): *Geologie české křídové pánve a jejího podloží.* Academia, Praha, 262 s.
- MANDELBROT, B. (2003): *Fraktály, tvar, náhoda a dimenze.* Mladá Fronta, Praha, 206 s.
- MANGOLD, N. (2005): High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control. *Ikarus*, 174, s. 336–359
- MIKULÁŠ, R. (2007): *Microforms of sandstone relief.* In HÄRTEL, H., CÍLEK, V., HERBEN, T., JACKSON, A., WILLIAMS, R. (editoři): *Sandstone landscapes.* Academia, Praha, s. 66 - 75.
- MONROE, J., S., WICANDER, R., HAZLETT, R. (2007): *Physical Geology: Exploring the Earth, Sixth Edition.* Thomson Books/Cole, Belmont, 690 s.
- MORAVEC, D., VOTÝPKA, J. (1997): *Klimatická regionalizace České republiky.* Karolinum, Praha, 87 s. Příloha *Klimatická regionalizace*, 1 : 500 000

- NELSON, T., DENGLER, N., D. (1999): Leaf Structure and Development in C₄ Plants. *C4 Plant Biology*, s. 133–172
- NETOPIL, R. (1969): *Základy hydrologie povrchových a podzemních vod*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 223 s.
- NETOPIL, R. et al. (1984): *Fyzická geografie I*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 272 s.
- NEUHAUSLOVÁ, Z., MORAVEC, J. et al. (1998): *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky*. Academia, Praha, 341 s. Příloha *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky*, 1 : 500 000
- OLYPHANT, G., A. (1981): Allometry and cirque evolution. *GSA Bulletin*, 92, s. 679 - 685
- PROCHÁZKA, S., MACHÁČKOVÁ, I., KREPULÉ, J., ŠEBÁNEK, J. (1998): *Fyziologie rostlin*. Academia, Praha, 484 s.
- PRIBYL, J., LOŽEK, V. et al. (1992): *Základy karsologie a speleologie*. Academia, Praha, 354 s.
- QUITT, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. ČSAV, Brno, 73 s. Příloha *Mapa klimatických oblastí ČSSR*, 1 : 500 000.
- ROTH-NEBELSICK, A., UHL, D., MOSBRUGGER, V., KERP, H. (2001): Evolution and Function of Leaf Venation Architecture: A Review. *Annals of Botany*, 87, s. 553 - 566
- RUBÍN, J., BALATKA, B., MALKOVSKÝ, M., VÍTEK, J. (1986): *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Academia, Praha, 385 s.
- SHORT, A., S., (2004): *Wadi*. In GOUDIE A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 1098–1099

- STODDART, D., R. (1997): *Process and form in geomorphology*. Routledge, London, 395 s.
- STRAHLER, A., N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38(6), s. 912–920
- STROEVEN, A., P. (2004): *Glacier*. In GOUDIE A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 454–459
- STUWE, K. (2007): *Geodynamic of the Lithosphere*. Springer, Berlin, 493 s.
- ŠTEFÁČEK, S. (2008): *Encyklopedie vodních toků Čech, Moravy a Slezka*. Baset, Praha, 743 s.
- TARBOTON, D., G. (1996): Fractal river networks, Horton's laws and Tokunaga cyclicity. *Journal of Hydrology*, 187, s. 105–117
- TOLASZ, R. et al. (2007): *Atlas podnebí Česka*. Praha ČHMÚ, Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 255 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): *Půdy České republiky*. Česká geologická služba, Praha, 67 s. Příloha *Půdní mapa České republiky*, měřítko 1 : 1 000 000
- TREWARTHA, G., T., ROBINSON, A., H., HAMMOND, E., H. (1957): *Element of geography*. McGraw-Hill Book Company, New York, 660 s.
- TURCOTTE, D., L. (1997): *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge university press, Cambridge, 378 s.
- UHL, D., MOSBRUGGER, V. (1999): Leaf venation density as a climate and environmental proxy: a critical review and new data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, s. 15–26
- URBÁNEK, J. (2000): Geomorfologická analýza: hľadanie systému. In *Geografický časopis*, 52 (4), s. 197–209

9.2. Online zdroje

AOPK ČR. [online]. [cit. 8. 3. 2011]. <www.ochranaprirody.cz >

Petránek, J.. *Malá geologická encyklopedie* [online]. 1993, 2007 [cit. 13. 5. 2011]. <www.geology.cz/aplikace/encyklopedie>

ŠEVČÍK, J., G., K. *Od výsledku k informaci pomocí vícerozměrné statistiky* [online]. 2007 [cit. 22. 5. 2011]. <http://web.natur.cuni.cz/~sevcik/vicerozm_stat.htm >