

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Danica Jablonská

Zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku

Planation surfaces in the Hrubý Jeseník Mountains

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2013

Zadání magisterské práce

Danica Jablonská

Téma práce:

Zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku

Cíle práce

Cílem práce je vymezit a zhodnotit zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku, stanovit jejich jednotlivé úrovně, učit intenzitu výzdvihu a konfrontovat je s tektonickou situací v Hrubém Jeseníku.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody:

- 1) Rešerše – tématicky adekvátní literatury, význam studia zarovnaných povrchů vzhledem ke sledování tektonické aktivity, srovnání možných metodik vymezení zarovnaných povrchů, existující vymezení ZP v Hrubém Jeseníku vs. jiná pohoří Českého masivu, resp. jiná pohoří ve střední Evropě.
- 2) Vymezení ploch potenciálních zarovnaných povrchů nad DMT, klasifikace zarovnaných povrchů dle polohy.
- 3) Stanovení výškových úrovní zarovnaných povrchů.
- 4) Vztah zarovnaných povrchů a projevů tektonické aktivity /vazba na podélné profily údolí, zlomy a na tektonické jednotky/, odvození intenzity výzdvihu.

Zájmové území: Hrubý Jeseník

Datové zdroje: informační zdroje, DEM, geologické mapy

Datum zadání:

Danica Jablonská

Podpis studenta

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Podpis vedoucího práce

Prohlášení

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

V Praze, 27. 4. 2013

.....

Danica Jablonská

Poděkování

Ráda bych poděkovala RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za jeho pomoc při vedení této práce – za všechny hodiny konzultací, které mi věnoval a za všechny užitečné rady týkající se zpracování tohoto tématu.

ABSTRAKT

V geomorfologických pracích zabývajících se Hrubým Jeseníkem byly zbytky zarovnaných povrchů v tomto území popisovány mnohokrát. Na studovaném území nebyly ovšem nikdy popsány jejich úrovně. Předložená práce se zabývá identifikací těchto úrovní (určení jejich počtu) a jejich vztahem vzhledem k tektonice území. Území Hrubého Jeseníku bylo rozděleno do tří částí (Pradědská, Keprnická a Orlická). K identifikaci úrovní zarovnaných povrchů byly použity grafy četností nadmořské výšky, součtové grafy ploch zarovnaných povrchů a statistické šetření. Úrovní zarovnaných povrchů bylo určeno šest v Pradědské a Orlické části, v Keprnické se nacházely čtyři. Na základě patřičné literatury byly úrovně zarovnaní v Hrubém Jeseníku porovnány s úrovněmi zarovnaných povrchů v okolních jednotkách a poté byly na základě výškových rozdílů mezi jednotlivými úrovněmi stanoveny etapy výzdvihu jednotlivých částí. Celkový minimální výzdvih centrální, nejaktivnější části, je odhadován na 450 m.

ABSTRACT

Remnants of planation surfaces in Hrubý Jeseník were noted in many geomorphological studies made in the studied area. However, the levels of planation surfaces were never described. The present study deals with the determination of the levels of planation surfaces (the amount of levels) and its connection to neotectonics. The whole area was divided into three parts (Pradědská, Keprnická and Orlická part). Histograms of elevation frequency, the cumulative graph of the area of planation surfaces and the statistical test show six levels of planation surfaces. Six levels were determined in Pradědská and Orlická part and four levels in Keprnická part. The levels of planation were compared to similar areas in the Sudetes. These intervals have significant representation of the flat surfaces within. Six levels of planation surfaces were determined. The main periods of uplift were presented based on the intervals between the levels of planation surfaces. The minimum uplift in the central, most active part is estimated to be 450 m.

OBSAH

1.	ÚVOD.....	11
2.	LOKALIZACE ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	12
3.	PROBLEMATIKA ZAROVNANÝCH POVRCHŮ	13
3.1	Terminologie a klasifikace zarovnaných povrchů	13
3.1.1	Definice zarovnaných a podobných struktur reliéfu.....	13
3.1.2	Klasifikace podle vzniku	14
3.2	Vývoj zarovnaných povrchů	17
3.3	Zarovnané povrchy a tektonická aktivita.....	17
3.4	Morfometrická charakteristika.....	17
3.5	Datování.....	18
3.6	Zarovnané povrchy v Evropě a jejich úrovně	19
3.6.1	Zarovnané povrchy v Evropě	19
3.6.2	Zarovnané povrchy na našem území	20
3.6.3	Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku	22
4.	POUŽITÉ METODY	24
4.1	Vymezení ploch potenciálních zarovnaných povrchů	24
4.2	Součtová metoda plochy zarovnaných povrchů	24
4.3	Statistické zpracování dat	25
4.4	Podélné profily údolí.....	25
5.	VYBRANÉ CHARAKTRISTIKY ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	27
5.1	Geologické poměry	27
5.1.1	Geologická stavba.....	27
5.1.2	Tektonické poměry	28
5.1.3	Litologie.....	29
5.2	Geomorfologická charakteristika.....	31

5.2.1	Geomorfologické členění a výšková stupňovitost Hrubého Jeseníku	31
5.2.2	Sklonitost svahů.....	34
5.2.3	Orientace svahů	36
5.2.4	Charakter říční sítě.....	37
5.2.5	Charakteristické formy reliéfu vrcholových partií	37
5.3	Hydrologická charakteristika	38
5.4	Klimatická charakteristika	39
5.5	Pedogeografická charakteristika	41
5.6	Vegetace Hrubého Jeseníka	43
6.	VÝSLEDKY	45
6.1	Výskyt zarovnaných povrchů a vybrané charakteristiky	45
6.2	Určení potenciálních zarovnaných povrchů.....	48
6.2.1	Určení potenciálních zarovnaných povrchů	48
6.2.2	Úrovně zarovnaných povrchů prokázaných χ^2 kvadrát testem.....	55
6.2.3	Úrovně a podúrovně zarovnaných povrchů.....	58
6.2.4	Podélné profily údolí	61
7.	DISKUZE	64
7.1	Zarovnané povrchy na území Hrubého Jeseníku.....	64
7.2	Výškové hladiny úrovní, vliv tektoniky na distribuci zarovnaných povrchů	64
7.3	Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku a okolních jednotek.....	68
8	ZÁVĚR.....	70
9	POUŽITÁ LITERATURA	72

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 : Poloha Hrubého Jeseníku a jeho nejbližší okolí.....	12
Obr. 2: Model vzniku krajiny podle Davise	14
Obr. 3: Schéma vzniku pediplénu.....	16
Obr. 4 : Pohled na hlavní hřbet Hrubého Jeseníku	23
Obr. 5: Zjednodušená geologická mapa silezika.....	27
Obr. 6:Schéma zlomů na území Hrubého Jeseníku	28
Obr. 7: Geologické poměry Hrubého Jeseníku	30
Obr. 8: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku	31
Obr. 9: Rozložení nadmořských výšek Hrubého Jeseníku	33
Obr. 10: Sklonitostní poměry Hrubého Jeseníku.....	35
Obr. 11: Zastoupení tříd sklonitostí.....	35
Obr. 12: Orientace svahů vůči světovým stranám.....	36
Obr. 13: Hydrografická síť Hrubého Jeseníku	38
Obr. 14: Klimatické regiony Hrubého Jeseníku dle Quitta (1971).....	39
Obr. 15 : Dlouhodobá průměrná měsíční teplota vzduchu a výška srážek.....	40
Obr. 16: Pedologické poměry v Hrubém Jeseníku.....	42
Obr. 17: Výřez z mapy potenciální přirozené vegetace ČR, upraveno	43
Obr. 18 : Rozmístění potenciálních zarovnaných povrchů v Hrubém Jeseníku.....	45
Obr. 19: Procentuální podíl intervalů rozlohy zarovnaných povrchů	46
Obr. 20: Poloha zarovnaných povrchů na hřebeni a na rozsoše	47
Obr. 21: Graf četností zarovnaných povrchů (Hrubý Jeseník).....	48
Obr. 23: Graf četností zarovnaných povrchů Pradědská část.....	50
Obr. 24 : Graf četností zarovnaných povrchů Keprnická část.....	51
Obr. 25: Rozmístění ploch zarovnaných povrchů pro Hrubý Jeseník	52
Obr. 26: rozmístění ploch zarovnaných povrchů pro jednotlivé části Hrubého Jeseníka	53
Obr. 27: Podélné profily vybraných údolí v jednotlivých částech Hrubého Jeseníka.....	63
Obr. 28: Pohled z Mravenečnicku.....	65

SEZNAM TABULEK

Tab. 1: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku (Demek, 1987)	32
Tab. 2: Základní charakteristiky geomorfologických podcelků Hrubého Jeseník	34
Tab. 3: teplotní a srážkové charakteristiky klimatických regionů dle Quitta	40
Tab. 4: Přehled hodnot atributu nadmořské výšky	46
Tab. 5 : Intervaly nadmořských výšek odvozené ze součtového grafu a z grafu četností.....	54
Tab. 6: Chí-kvadrát test pozorovaných v Orlické části	56
Tab. 7: : Chí-kvadrát test pozorovaných v Keprnické části	57
Tab. 8: : Chí-kvadrát test pozorovaných v Pradědské části.....	55
Tab. 9: Přehled intervalů prokázaných testem chí-kvadrát a jejich rozestupy	58
Tab. 10: Hlavní úrovně zarovnání a jejich vedlejší v jednotlivých částech Hrubého Jeseníka	59

PŘÍLOHY:

Příloha 1: Normované podélné profily vybraných toků

Příloha 2: Charakteristiky zarovnaných povrchů

VOLNÁ PŘÍLOHA:

Úrovně zarovnaných povrchů Hrubého Jeseníku

1. ÚVOD

Zarovnané povrchy jsou rovinné prvky reliéfu. Jejich studium poskytuje odpovědi na otázky spojené s tektonickými procesy (Coltorti a Pieruccini, 2000), intenzitou výzdvihu (Török-Olance, 2009) a eroze v oblasti v minulosti. Zarovnaný povrch je konečným stádiem geomorfologického cyklu a jeho formování je podmíněno dlouhým obdobím tektonického klidu.

Hrubý Jeseník je druhým nejvyšším pohořím České vysočiny se zajímavou tektonickou stavbou. Ploché táhlé hřbety, a zařezaná strmá údolí, která jsou pro toto území charakteristická, přitahovaly pozornost mnoha geomorfologů. Zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku (fragments třetihorního povrchu) se dnes nacházejí v různých hladinách nadmořských výšek.

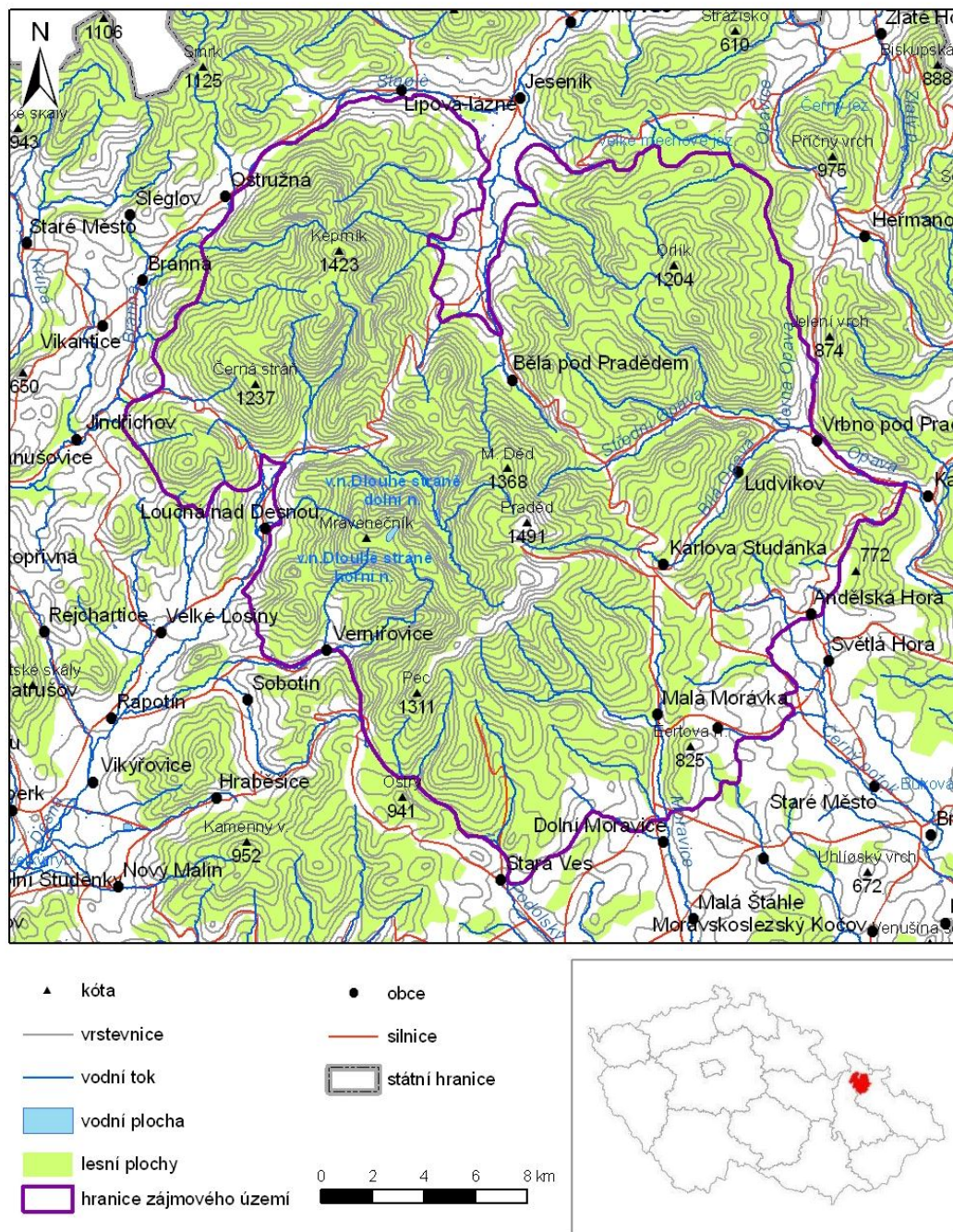
Výskyt fragmentů třetihorního zarovnaného povrchu v zájmové oblasti byl představen už v dřívějších pracích (Demek, 1985, Král, 1985), ucelená studie jejich výskytu a počtu úrovní zarovnání však pro tuto oblast nikdy publikována nebyla.

Hlavním cílem předložené práce je zarovnané povrchy v oblasti Hrubého Jeseníku lokalizovat a poté prostorovo-statistickou analýzou vymezit úrovně, ve kterých se nacházejí. Dalším cílem je vymezit ty části pohoří, na kterých je patrná největší intenzita výzdvihu a porovnat je s poznatky, které o tektonické aktivitě v Hrubém Jeseníku byly zjištěny doposud.

Předložená diplomová práce je složena ze dvou hlavních částí. První část se věnuje rešerši literatury dané problematiky. Druhá část obsahuje metodiku práce, výsledky a diskuzi nad výskytem zarovnaných úrovní v Hrubém Jeseníku.

2. LOKALIZACE ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Pohoří Hrubý Jeseník se rozkládá v severovýchodní části České vysočiny v Olomouckém a Moravskoslezském kraji (obr. 1), v okresech Bruntál, Jeseník a Šumperk. Hrubý Jeseník je hercynské pohoří náležící k Českému masívu, součástí Vysokých Sudet. Na východě sousedí s pohořím Nízký Jeseník, z jihu do něj zasahuje Hornomoravský úval, a ze severu k němu sahají přes Zlatohorskou vrchovinu Polské nížiny. Hrubý Jeseník je nejvyšším moravským pohořím (Praděd, 1491 m n. m.).



Obr. 1 : Poloha Hrubého Jeseníku a jeho nejbližší okolí

3. PROBLEMATIKA ZAROVNANÝCH POVRCHŮ

Zarovnané povrchy jsou svébytnými prvky reliéfu ve zkoumané oblasti a mohou poskytnout představu o tektonické aktivitě a erozním působení. Jejich vznikem se odborná veřejnost zabývala již na přelomu 19. a 20. Století (Zeman, 1979, Král, 1985, Widdowson, 1997) a od té doby se v rámci této problematiky rozvinula komplexní terminologie.

3.1 Terminologie a klasifikace zarovnaných povrchů

3.1.1 Definice zarovnaných a podobných struktur reliéfu

Paleopovrch

Jedná se o snadno identifikovatelný topografický povrch endogenního nebo exogenního původu zřejmě vyvrátlosti (stáří), který odráží vliv změny reliéfu vycházející z dlouhotrvající periody zvětrávání a eroze bez procesů depozice (Widdowson, 1997).

Strukturní povrch

Je povrch vázaný na geologické struktury – antiklinály a synklinály horizontálního zvrstvení. Strukturní povrch vzniká selektivní erozí méně odolného materiálu. Není sečným povrchem hornin (Small, 1970).

Erozní povrch

Povrch vznikající odnosem materiálu, jedním či více erozními činiteli (ledovci, řekami, mořem a větrem), ne však svahovými pochody a zvětráváním (Adams 1975). Naproti tomu Small (1970) použil tento termín pro jakýkoliv rovinný terén blízký výšce erozní báze vznikající po první fázi erozního cyklu. Právě v anglické literatuře odpovídají termíny zarovnaný povrch (planation surface) a erozní povrch (erosion surface) často totožnému jevu (Huggett, 2007; Summerfield, 1991).

Zarovnaný povrch

Podle Goudieho (2004) jsou „zarovnané povrchy takové topografické povrchy, které jsou téměř rovné a zaujímají rozsáhlé oblasti“, Ollier (1981) použil tento pojem pro téměř rovinný povrch, který vznikl erozně–akumulační činností. Pro vznik zarovnaného povrchu je

důležité období tektonického klidu. Demek a Zeman (1979) charakterizují zarovnané povrchy jako“ ploché erozně denudační formy, které sečou vrstvy různé odolnosti“.

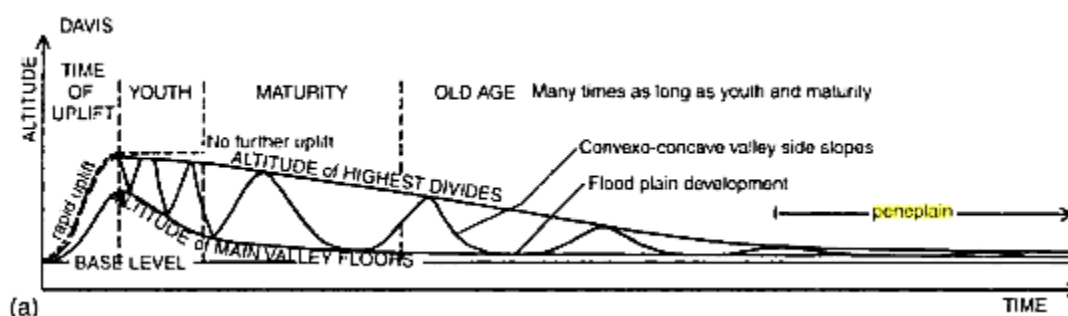
Souhrnně lze definovat zarovnaný povrch jako morfologickou strukturu, jež seče horniny různé odolnosti a vzniká planací za předpokladu vyváženého poměru období tektonické aktivity a období tektonické stability.

3.1.2 Klasifikace podle vzniku

Jedním z možných dělení zarovnaných povrchů je dělení podle vzniku. Podle příčiny vzniku je možno dělit zarovnané povrchy na: peneplén, pediment, pediplén a etchplén (Demek a Zeman, 1979).

Peneplén (parovina)

Peneplén je sečný povrch velmi nízkého reliéfu, který zarovnáává horniny různé odolnosti. Svahy peneplénu dosahují nízkých sklonů, hřbety jsou široce konvexní a podléhají neustálému zarovnáávání. V krajině lze nalézt suky, odlehlíky a jiné konvexní tvary. Na peneplénech jsou vyvinuty hluboké jemnozrné zvětraliny a široké nivy v údolích. (Demek a Zeman, 1979). Davis (Schumman, 1980, in King) poprvé použil tento termín (peneplén = parovina „téměř rovina“) pro plochý reliéf, jež byl postupně snižován až do úrovně ve které se nacházela úroveň hladiny moře poté byl erozně formován v relativně dlouhém období tektonického klidu (Obr. 2). Peneplén byl definován jako závěrečná fáze celého erozního cyklu definovaného W. M Davisem.



Obr. 2: Model vzniku krajiny podle Davise, vztah mezi nadmořskou výškou a časem pro neměnnou hladinu moře (dle Gutiérrez Elorza, 2005)

Hlavní argument proti existenci konceptu peneplénu v kontinentálním rozsahu předložil Thornburry (1968, in Demek a Zeman, 1979) když konstatoval, že pro vznik paroviny je zapotřebí delšího časového úseku tektonického klidu (přibližně 15 Ma), což vzhledem

k aktivitě zemské kůry v současnosti nelze pozorovat. Dnes lze nalézt regionální zbytky penepfénu jako pohřbené zarovnané povrchy.

Pediplén

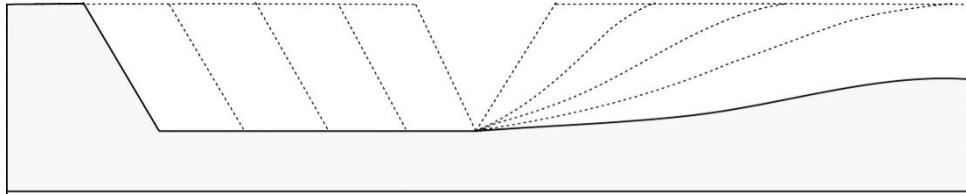
Zarovnaný povrch rozsáhlých rozměrů a relativně nízkého reliéfu, který vznikl spojením pedimentů, se označuje pojmem pediplén (Huggett, 2007). „Rozvodní hřbety pediplénu jsou konkávní nebo jen úzce konvexní, nad jeho okolí se příkře zvedají suky a odlehlíky s konkávními svahy. V rázu krajiny převládají konkávní profily širokých sedimentů s úzkými údolními nivami a tenkou vrstvou zvětralin“ (Demek a Zeman, 1979).

Pediment je nejčastějším typem reliéfu na spojnicí svahů a mírně ukloněných planin (Migoń, 1999). Pedimenty jsou tvary vznikající ústupem svahů (obr. 2). Ustupující svah je svah ve stavu dynamické rovnováhy, kdy všechny jeho části jsou přizpůsobeny podmínkám prostředí (tektonickým, strukturním i klimatickým). Sklon svahu se za těchto podmínek téměř nemění. Střední přímočará část svahu (srub) rovnoběžně ustupuje působením zvětrávání, stružkové a stržové eroze a gravitačních pochodů. Při jeho úpatí vzniká mírně ukloněná a většinou konkávně prohnutá erozní plocha – pediment. Pediment vzniká v aridních a semiaridních oblastech na různě odolných horninách, je hladký a málo zvlňný (Demek a Zeman, 1979).

Twindale (1978) rozlišuje několik typů pedimentů. Některé jsou obnažené části skalního podloží, známé jako skalní pedimenty nebo platformy, většina je však pokryta tenkou vrstvou sutě, což zakrývá drobné nerovnosti terénu a dává tak pedimentu hladký charakter. Takové pedimenty se nazývají plášťové. Charakteristickými relikty po ústupu svahů jsou inselberg (Balatka a Rubín, 1986). Přestože jsou pedimenty nejlépe vyvinuty v aridní a semiaridní zóně, kupříkladu Colorado (Ackermann, 1974), Austrálie (Twidale a Bourne, 1975), nejsou svým výskytem omezeny pouze na tyto oblasti. Klimatický typ pedimentu, vznikající v periglaciálních oblastech převážně působením povrchového odtoku, je označován jako kryopediment (Vandenberghe a Czudek, 2008), obdobně spojením kryopedimentu vzniká kryopediplén.

Zvláštním typem penepfénu je kryoplén. Kryoplén vzniká spojením kryoplanačních teras na protilehlých svazích v periglaciální zóně (Demek a Zeman, 1969). Kryoplanační terasy vznikají komplexním působením kryoplanačních procesů (převážně nivací, mrazovým zvětráváním a soliflukcí) Terasy jsou tvořeny plošinou se sklonem 1 – 12° a stupněm - mrazovým srubem se sklonem 80 – 90° nebo srázem, jež dosahuje 18 – 30°. Pro vznik

kryoplénu je nutné klima, které dosahuje průměrné roční teploty do -12°C (Demek a Zeman, 1979). Nad povrchem kryoplénu se nacházejí izolované skály a skalní hradby (Balatka a Rubín, 1986).



Obr. 3: Schéma vzniku pediplénu (velvo) a peneplénu (vpravo), (podle Ollier, 1981, upraveno)

Peneplén i pediplén mají mnoho podobných znaků – jejich původ je suchozemský, jsou rovinného reliéfu a protínají geologickou strukturu. Rozdíl mezi peneplanací a pediplanací tkví ve způsobu vzniku svahu (obr. 3). Peneplén vzniká snižováním svahu shora (Ollier, 1981), a to tak, že se sklon svahu zmenšuje a reliéf je postupně zarovnáván směrem k erozní bázi. Pediplén naproti tomu vzniká ustupováním svahů např. vodní erozí (Vandenberghe a Czudek, 2008) a není závislý na hlavní erozní bázi (Demek a Zeman, 1979). Vyšší část reliéfu může být zachována mnohem déle u procesu pediplanace. Avšak prostorové rozmístění pediplénů se časem zmenšuje - ohraničuje ústup stupňů. V obou případech jsou zarovnané povrchy výsledkem dlouhodobého procesu modelování krajiny, v řádu desítek miliónů let.

Etchplén

Etchplén je obnažená a zčásti přemodelovaná bazální zvětrávací plocha na styku skalního podloží a zvětralin staršího topografického povrchu (Demek, 1975). Poloha a tvar zvětrávací plochy odpovídají odolnosti hornin vůči zvětrávání a rozpukání. Etchplény dosahují nízkých sklonů, menších než 1° (Büdel, 1977) a jejich geneze je spojena s výskytem tropického klimatu. V tropických a subtropických klimatech vytváří chemické zvětrávání velkou vrstvu regolitu, která je následně obnažena erozí (Huggett, 2007). Etchplény vyskytující se v jiných než tropických oblastech, slouží jako důkazy změn klimatu v oblasti jejich výskytu, resp. jsou důkazem jiné polohy oblasti vůči rovníku v minulosti ve srovnání s dnešní dobou. Takovým příkladem jsou jihoausturské Mount Lofty (Twidale a Bourne, 1975). Ačkoliv proces chemického zvětrávání v tropech obvykle postihuje reliéf tvrdších hornin, převážně granitických (Büdel, 1977), lze etchplén nalézt na různém geologickém podkladě, např. na rulách (Thomas, 1969).

3.2 Vývoj zarovnaných povrchů

Lze předpokládat, že k zarovnání došlo na zemském povrchu mnohokrát (Davis, 1899 in Král, 1985). Sestavením globálního vývoje zarovnaných povrchů se zabýval Gerassimov (1970, in Embleton, 1984). Gerasimov stanovil období posledního vývoje peneplénu na dobu před 150 Ma, epochu tektonického klidu a celosvětové zarovnání s občasnými výzdvihy zařadil do pozdního miocénu až paleogénu (150 – 25 Ma) a částečné, regionální zarovnání pak určil do konce Paleogénu až neogénu (25 – 4 Ma). Poslední 4 Ma jsou obdobím tvorby teras. Délka vývoje zarovnaných povrchů je předmětem diskuzí. Podle Liho (1995) pro vznik zarovnaného povrchu je potřeba nejméně 10 – 20 Ma tektonického klidu. Pro jiné oblasti na Zemi však pro tak dlouhé období tektonické stability doklad neexistuje, přesto lze však nalézt zarovnané povrchy i v těchto oblastech, např. Apenninský poloostrov (Coltorti a Pieruccini, 2000).

3.3 Zarovnané povrchy a tektonická aktivita

Zarovnané povrchy jsou spojeny úzce s tektonickými procesy. Vznik nového erozního povrchu vyžaduje výzdvih oblastí a omlazení údolí. Poté může zarovnaním nově vznikající povrch poklesnout do nižších poloh. Pečlivě interpretovaný sled zarovnaných povrchů může poskytnout informace o zdvihových pohybech. Studium zarovnaných povrchů lze také zjistit, jaké tektonické pohyby se odehrály od doby zformování původně celistvého povrchu. Rozmístění zarovnaných povrchů vypovídá o tektonické aktivitě, tzn. že větší počet stupňů výskytu zarovnaných povrchů znamená větší tektonickou aktivitu v území (Coltorti a Pieruccini, 2000). V Apeninách určili Coltorti a Pieruccini stupně povrchů, které jsou jasně odděleny zlomy. Dalším příkladem je práce Römera (2009), který zjišťoval na základě prostorově – statistické analýzy závislost výskytu úrovní zarovnaných povrchů na geologickém podloží a tektonické aktivitě v Zimbabwe. Numerickým modelem také popsal vývoj vzniku těchto úrovní. Zjistil, že úrovně vznikají na základě interakce zvětrávání a denudace a působení litologie a struktury. Tektonická aktivita tedy má vliv na distribuci zarovnaných povrchů, ale není jediným faktorem distribuce v této oblasti.

3.4 Morfometrická charakteristika

Zarovnané povrchy, jsou patrné v krajině jako rozsáhlé rovinné povrchy nebo jako vyvýšené plošiny (zbytky rozlámaného, tektonicky posunutého povrchu). Jedním z kritérií vymezení zarovnaných povrchů v terénu je jejich malý sklon. Büdel (in Král, 1985) uvádí maximální přípustnou hranici sklonu $1,5^{\circ}$ – $1,7^{\circ}$, Král (1985) stanovuje hranici 2° pro mapování celé České vysočiny. Maximální přípustná hranice podle Demka a Zemana (1979) je 5° , což dává

prostor pro zařazení zarovnaných povrchů, které byly tektonicky ukloněny. Výsledný sklon je tedy sekundárního původu. Při sklonu do 5° mohou být však k zarovnaným povrchům přiřazeny i povrchy odlišného původu – např. kryoplanáčnické terasy. Kryoplanace je klimatickým typem zarovnaných povrchů. Plošiny Tvar a velikost fragmentů zarovnaného povrchu je závislý na řadě faktorů: na stáří a počtu toků, které rozčleňují zarovnaný povrch, na klimatu, v němž se zarovnaný povrch nachází, na orientaci svahu a také na litologii. Čím je povrch starší, tím déle je vystaven endogenním i exogenním procesům, např. tektonické aktivitě a erozi, (pominou-li se pohřbené a exhumované povrchy). Jako příklad vlivu působení různého klimatu lze zmínit prostorové rozmístění fragmentů zarovnaných povrchů v pohoří Uinta v Utahu (Munroe, 2004). Celé pohoří má stejnou litologii, podobnou orientaci svahů, avšak západní část podlehlá mnohem většímu procesu desintegrace zarovnaných povrchů, neboť v pleistocénu patřila k návětrné části s mnohem vydatnější dotací srážek. Výraznější srážky mají vyšší erozní působení, tudíž byl zarovnaný povrch rozdělen na menší části (Munroe, 2004). Příklad vlivu litologie na tvar fragmentů zarovnaného povrchu poskytuje v Galícii provedená studie Yepese a Vidala (2003), kde bylo pozorováno, že na krystalických horninách v území, např. granitech, převažují zaoblené formy, zatímco na kvarcitech a břidlicích jsou naopak hrany povrchů ostré, lépe rozeznatelné.

3.5 Datování

Pokud se úrovně zarovnaných povrchů nacházejí v normální pozici, nejstarší povrchy se lze nalézt ve vrcholových partiích a nejmladší naopak v nejnižších nadmořských výškách (Small, 1970). Přestože z výše uvedeného vyplývá, že v nejvyšších hladinách jsou také povrchy nejstarší, není možné použít tuto úvahu k definitivnímu určení relativního stáří zarovnaných povrchů v tektonicky aktivních oblastech bez výhrad (Cui, 1999, Székely, 2002, Křížek, 2007). V tektonicky živé oblasti dochází ke značné desintegraci zarovnaného povrchu. Kry jsou rozlámány a jednotlivé fragmenty přesunuty do různých úrovní.

Za určitých podmínek je možné určit minimální stáří zarovnaných povrchů. Pokud jsou na plochem zarovnaném povrchu uloženy sedimenty známého stáří, potom lze říci, že erozní povrch musí být stejného nebo většího stáří než sedimenty, které se na něm nacházejí (Ollier, 1981). Kupříkladu stáří zarovnaných povrchů Alp bylo možno určit díky korelaci sedimentů nacházejících se v severním a jižním podhůří. Nejstarší zarovnaný povrch vznikl v miocénu (Tollmann, 1986). Přestože je výskyt zarovnaných povrchů v tomto pohoří hojný, je velice obtížné určit chronologii výzdvihů a poklesů v rámci celého regionu, a to díky vysoké tektonické aktivitě (Székely et al., 2002).

Dalším vodítkem mohou být zarovnané povrchy, jež byly překryty extruzemi bazaltu, známé např. z východní Afriky (King, 1972). Bazalty jsou vhodným materiálem pro určení stáří pomocí draslík – argonového datování. Výsledek pak určuje minimální stáří zarovnaného povrchu.

3.6 Zarovnané povrchy v Evropě a jejich úrovně

3.6.1 Zarovnané povrchy v Evropě

Metodika stanovení úrovní zarovnaných povrchů není dosud jednotná. Opakované výzkumy prováděné ve stejných oblastech přinášejí rozdílné výsledky (Král, 1985).

Výzkumu zarovnaných povrchů byla podrobena téměř všechna hercynská pohoří Německa. V oblasti Durynského lesa určuje Krähahn (1964, in Král, 1985) šest geneticky odlišných úrovní zarovnaných povrchů v nadmořské výšce 640 – 980 m (blíže nespecifikovaným postupem). Mosler (1966, in Semmel, 1996) určil dvě úrovně zarovnaných povrchů v pohoří Taunus a Hunsrück – eocénní povrch ve výšce 475 – 500 m n. m., a zarovnaný povrch s trogy v 420 – 440 m n. m., potažmo 380 m n. m na základě „jasně viditelného stupně“ nadmořské výšky.

Jiným, složitějším, příkladem určení úrovní zarovnaných povrchů je studie Ringrose a Migoña (1997), kteří ve Skotské vysočině zkoumali úrovně povrchů pomocí metody histogramů nadmořské výšky. Celé území bylo rozděleno do čtvercové sítě o straně 50, 20 a 10 km a k jednotlivým čtvercům byly přiřazeny hodnoty nejčteněji zastoupených nadmořských výšek. Analýzou četností byly stanoveny dvě vrcholové úrovně, jedna spodní úroveň a až čtyři přechodné ve výškách.

Podobný postup byl použit Benito a Pérez, (2006) ve své práci v severovýchodní části povodí řeky Duero. Výskyt plochých povrchů určili detailním geomorfologickým mapováním a prostorovým šetřením pomocí digitálního modelu reliéfu. Dále použili korelaci neogenních sedimentů nacházejících se v pánvi Duera a stanovili chronologii zarovnání jednotlivých povrchů. Takto určili čtyři rozdílné povrchy zarovnání distribuované do různých hladin nadmořské výšky (1050 – 1412 m n. m., 980 – 1270 m n. m., 980 – 1160m n. m., 950 – 1100 m n. m.).

V Apeninách zaujímají zarovnané povrchy velkou část povrchu poloostrova, v horské krajině se nacházejí velké plošiny ve vrcholových partiích. Problematické je ovšem vysvětlení geneze

plošin, hlavně existenci období tektonického klidu spojeným se vznikem rozsáhlých zarovnaných ploch (Coltorti a Pieruccini, 1999). Pro jižní část Apenin Amato a Cinque (1999) stanovují tři úrovně zarovnaných povrchů (900 m n. m., 600 – 700 m n. m. a 300 – 400 m n. m.) na základě jasných výškových rozestupů a naprosté absence zarovnaných povrchů v přechodných nadmořských výškách.

Stejně tak studie v pohoří Mehenditi v Jižních Karpatech (Török-Oance, 2009) popisuje úrovně zarovnaných povrchů na základě prostorové analýzy DMT a podrobného geomorfologického mapování. V území byly identifikovány 4 hlavní úrovně zarovnaných povrchů podle oblasti výskytu a výrazných vertikálních struktur, které tyto úrovně oddělovaly v terénu (1300 - 1450 m n. m., 1100 – 1300 m n. m., 850 – 1000 m n. m., 750 - 900 m n. m. a 500 – 650/750 m n. m.). V západním Mesceku byly určeny čtyři úrovně zarovnaných povrchů (Kovács a Lampért, 2007) přiřazením ploch do skupin relativních nadmořských výšek (intervaly nadmořských výšek se díky úklonu povrchu tektonickým působením překrývají), a díky úklonu jednotek rekonstruuji původní povrch.

Systém úrovní v Západních Karpatech je povětšinou rozdělen do tří až čtyř úrovní (Lacika a Urbánek, 1998, Lukniš 1964). Lukniš (1964) ve svých pracech popisuje dva systémy zarovnaných povrchů – iniciální povrch, jenž vznikl v panonu a „systém poriečnych rovní“, jenž vznikl ve svrchně pliocenní denudační fázi. Mazúr (1965 in Petrvalská, 2009) zařazuje do konceptu vrcholovou rovinu, kterou charakterizuje jako nejvýše položený povrch. Luknišův iniciální povrch označuje Mazúr (1965) termínem „stredohorská roveň“. Bizubová a Minár taktéž připojují ještě jeden systém zarovnaných povrchů, a to „podstrednohorskú roveň“. Urbánek a Lacika (1998) vznesli námitky proti aplikovací systémů zarovnaných povrchů na celé Západní Karpaty pro jejich složitý tektonický vývoj

3.6.2 Zarovnané povrchy na našem území

Vytvoření celistvé studie zarovnaných povrchů Králem (1985) podalo představu výskytu zarovnaných povrchů v rámci celé České vysočiny. Autor ve své detailní studii popisuje vývojové etapy zarovnaných povrchů. Většina studií zabývající se určováním úrovní zarovnaných povrchů v České vysočině definuje 3 - 4 stupně (Czudek, 1971, Demek, 1975, Votýpka, 1975, Hartvich, 2004, Křížek a Bláhová, 2007).

Šumavská oblast má podobný charakter jako zájmové území – je hercynského původu, tektonicky výrazně ovlivněná. V Železnorudské hornatině určil Hartvich (2004) tři úrovně

(820 – 850 m n. m., 940 – 970 m n. m. a 1065 – 1085 m n. m.), naproti tomu Král jednu (1000-1020 m n. m.). Zarovnané povrchy na Šumavě identifikují Bláhová a Křížek (2007) vždy tři úrovně zarovnaných povrchů v Železnorudské, Trojmezenské, Želnavské hornatině, a na Šumavských Pláních, dále dvě úrovně v Boubínské hornatině. Zarovnané povrchy se zde nachází v různých úrovních od 670 do 1340 m n. m.

Ve Vnějších Západních Karpatech, které jsou ovšem odlišného stáří i litologie, se zabýval počtem zarovnaných povrchů Stehlík (1963 in Křížek, 2005), jenž charakterizoval 3 úrovně. Naproti tomu Křížek (2005) na základě prostorovo-statistické analýzy stanovuje v Rusavské hornatině 4 úrovně zarovnaní. Zarovnané povrchy Beskydské oblasti byly zkoumány hlavně v pracích Buzka (1972). V Podbeskydských pahorkatinách se nadmořská výška nejnižší úrovně pohybuje mezi 370 - 380 m n. m, ve Štramberské vrchovině je to 470 m n. m. V Moravskoslezských Beskydech na rozvodích dosahuje stejná úroveň výšky 770 m n. m. V Radhošťských Beskydech lze navázat nejnižší úrovní (kolem 370 m n. m.) na vrcholové úrovně Kelečské pahorkatiny (Buzek, 1972). Práce Buzka i Stehlíka však vycházejí z metody izohyps, která je však nejasná a subjektivní (Křížek, 2005).

Srovnání úrovní Hrubého Jeseníku s jinými částmi České vysočiny lze uvést na příkladech z prací prováděných v okolních pohořích autory, kteří se zabývali problematikou zarovnaných povrchů nejvíce (Král, 1985, Demek, 1975, 1985 a Czudek, 1971). Zarovnané povrchy České vysočiny vznikly v paleogénu (Demek, 1979). Podle Migoňe (1997) byl následně zarovnaný povrch Sudet rozlámán a formován až v miocénu. V sudetské soustavě obecně ubývá zarovnaných povrchů s nadmořskou výškou. V oblasti jižně od Zábřehu se zarovnaný povrch vyskytuje ve výšce 450 – 500 m n. m.

V Zlatohorské vrchovině lze výskyt plošin zarovnaní lokalizovat do maximální nadmořské výšky 750 – 790 m n. m. V Orlických horách jsou zarovnané povrchy rozšířeny velmi sporadicky, hlavně v nadmořských výškách 1030 – 1090 m n. m (Král, 1985). Podrobná studie provedená Czudkem (1971) popisuje zarovnané povrchy ve východní části Nížkého Jeseníku. Jednotlivé úrovně přiřadil do nadmořské výšky následně: 500 – 550 m n. m. na rozvodí Moravice a Odry, 650 – 670 m n. m. v pramenné oblasti Odry, na Rýmařovsku se vyskytují ve výškách 760 – 800 m n. m. V Zábřežské vrchovině je zarovnaných povrchů málo, nachází se v jihovýchodní části na rozsáhlých plochách v 450 – 500 m n. m. Na Kralickém Sněžníku a v Rychlebských horách je zastoupení zarovnaných povrchů poměrně malé (Král, 1985). Ve vysokých Sudetech se snažili někteří autoři (Don, 1989; Walczak, 1968) objasnit věk zarovnaných povrchů, které se nacházely v různých nadmořských výškách (in Migoň, 1997). Ve studiích se však neodrazila souvislost ZP a živé neogenní tektoniky.

3.6.3 *Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku*

Nejnižším stupněm paleopovrchů Vysokých Sudet je úroveň, na kterou proniklo svrchně-křídové moře (Migoň, 1997). Tento povrch se dochoval pod nánosem cenomanských sedimentů a průzkumy ukazují, že jeho reliéf dosahoval nízké relativní výšky, přibližně 20 m. Soudě podle transgresí, základní zarovnaný povrch se nacházel v nižších nadmořských výškách. Po ústupu moře došlo k jeho výzdvihu a rozčlenění (Czudek, 1997). V celé východní části České vysočiny byl zformován polygenetický základní zarovnaný povrch vrcholové úrovně, který byl však dlouhou dobu v jiných klimatických podmínkách. Přestože existence paleogenního povrchu je obecně přijata, vyvstaly otázky, jak se tento povrch následně utvářel. Převážně od polských autorů (Walczak, 1968, Jahn, 1980; in Ivan, 1990) se lze setkat s názorem, že od paleogénu do svrchního pliocénu vznikla ve Vysokých Sudetech v důsledku klimatických a tektonických účinků stupňovina různě starých zarovnaných povrchů. Jiný, převážně českými autory uváděný názor je existence jednotného zarovnaného povrchu paleogenního stáří, který byl následně tektonickými pohyby rozčleněn a vyzdvižen. Na tomto povrchu byly vyvinuty mocné tropické zvětralinové plochy, které byly odplaveny během transgresí v miocénu. Byla tak obnažena bazální zvětrávací plocha. Reliéf byl modelován, nedošlo však k vytvoření abrazní terasy (Demek, 1985).

V dnešním reliéfu pohoří jsou zarovnané povrchy jen zřídka zachovány jako povrch dokonale horizontální. Díky neustálému působení deformačních tektonických pochodů se můžeme setkat s peneplény už jen ve formě ohybů a prohýbů. Původní povrch si většinou svůj horizontální charakter zachovává pouze v centrálních vrcholových partiích (Kopecký, 1986). Pohoří Hrubý Jeseník má kernou stavbu a územím prochází řada zlomů. Z toho důvodu se předpokládá, že původní zarovnaný povrch zde byl vyzvednut a rozlámán na menší segmenty, kry pak byly vyzvednuty nerovnoměrně podél příčných zlomů (Poruba a Mísař, 1961).



Obr. 4 : Pohled na hlavní hřbet Hrubého Jeseníku, (foto M. Křížek)

V minulosti bylo provedeno mapování zarovnaných povrchů České vysočiny (Demek, 1985, Král, 1985), které v Hrubém Jeseníku prokázalo ojediněle se vyskytující zarovnané povrchy. Tyto povrchy se dle studií výše uvedených autorů vyskytují ostrůvkovitě ve vyšších polohách např. na Vysoké holi (1460 m n. m.), Velkém Máji (1380 m n. m.), a Jelením hřbetu (1360 m n. m.). Na Pecném Demek (1969) popisuje nevelký zarovnaný povrch se sklonem do 4°. Často jsou zde sečné povrchy přemodelovány kryoplanačními procesy (Král, 1985). Metodika těchto studií byla založena na mapování zarovnaných povrchů podle sklonitosti terénu, přičemž v úvahu byly brány struktury se sklonitostí do 2°. Na tomto základě vzniklo kartografické dílo v měřítku 1:200 000. Neboť mapa zarovnaných povrchů pro oblast Hrubý Jeseník nebyla nikdy publikována, srovnání dosavadních výsledků není možné.

4. POUŽITÉ METODY

Území Hrubého Jeseníku bylo rozděleno do tří částí, a to na tyto tektonické jednotky: Keprnickou, Pradědskou a Orlickou část (volná příloha). Keprnická část byla vymezena od Pradědské části Koutskou poruchou. Dále hranice mezi Pradědskou částí a Orlickou částí vede podél Bělského zlomu.

4.1 Vymezení ploch potenciálních zarovnaných povrchů

Ke zpracování této práce byla použita odborná literatura zabývající se problematikou zarovnaných povrchů, data vrstevnic DMÚ 25, geologické mapy a data vodních toků DIBAVOD.

Model reliéfu (TIN) byl vytvořen z vektorového podkladu vrstevnic DMÚ 25 v programu ArcMap 9.3. Z TINu byla odvozena mapa sklonitostí povrchu s hodnotami $0 - 2^\circ$ a $0 - 5^\circ$. Z této mapy byly manuálně vyloučeny oblasti vodních ploch i záplavových území niv podél toků z podkladů databáze DIBAVOD, antropogenní tvary (velké uměle vytvořené plochy – např. vodní nádrže, zástavba v Červenohorském sedle, na Videlském sedle, na Přemyslově aj.) a plochy v těsné blízkosti hranice zájmového území, neboť docházelo ke zkreslení sklonitostí při vzniku TINu. Dále byly odstraněny plochy menší než 400 m^2 , neboť mnoho antropogenních tvarů (rozcestí a křižovatky silnic lesních komunikací mnohdy dosahovaly rozlohy až 350 m^2). Vzhledem k jejich četnosti bylo tudíž identifikovat a posuzovat každý prvek samostatně. Výsledný tvar většiny menších plošek byl trojúhelníkový, což neodpovídá skutečnosti. Tento nedostatek vznikl díky charakteru TINu. Plošky byly proto generalizovány tak, aby byly vyhlazeny ostré hrany a zároveň aby jejich plocha byla zachována. Vznikla tak mapa potenciálních zarovnaných povrchů.

K bližšímu zkoumání takto vymezených ploch bylo potřeba stanovit morfometrické charakteristiky – nadmořskou výšku a plochu.

4.2 Určení úrovní zarovnaných povrchů

Na základě rozlohy a nadmořské výšky zarovnaných povrchů byl sestaven součtový graf (sensu Bláhová, Křížek, 2007) pro celé území Hrubého Jeseníku i pro jeho jednotlivé části v programu Excel 2007. Dále byly sestaveny grafy četností rozlohy zarovnaných povrchů v intervalech nadmořských výšek v programu STATISTICA 6.. Šíře intervalu histogramu byla 20 m.

Tak byly předběžně vymezeny potenciální zarovnané povrchy. Z grafu četností zarovnaných povrchů v určitém intervalu nadmořských výšek byly identifikovány „potenciální úrovně zarovnaných povrchů“. A to takové intervaly, které mají větší zastoupení zarovnaných povrchů.

4.3 Statistické zpracování dat

Následně bylo třeba prokázat, zda není nárůst rozlohy zarovnaných povrchů způsoben obecně větší plochou zemí v konkrétní nadmořské výšce.

Rozptyl plochy samotných zarovnaných povrchů byl značně vysoký (pohybuje se mezi 411 m² až 495545 m²). Proto byla určena každému zarovnanému povrchu váha, což byl podíl rozlohy daného zarovnaného povrchu a rozlohy nejmenšího zarovnaného povrchu. Nejmenšímu povrchu (411 m²) byl přiřazen jeden bod, dalším, větším povrchům byl přidán počet bodů odpovídající zaokrouhlené hodnotě *podílu* plochy daného zarovnaného povrchu a plochy nejmenšího zarovnaného povrchu. Např. u zarovnaných povrchů o rozloze 780, 822 a 845 m² byl vypočten *podíl* 1,898, 2 a 2,056. To znamená, že tyto zarovnané povrchy měly zaokrouhlenou hodnotu 2. Takto byly k zarovnaným povrchům přiřazeny body, resp. jejich váha. Největší povrch obsahoval 1209 bodů. Tyto body byly uvažovány jako pozorovaná proměnná. Dále byly na území celého Hrubého Jeseníku nad DMT vygenerované náhodné body, jejichž počet odpovídal celkovému počtu bodů (vah) na zarovnaných površích. Náhodně generované body představovaly očekávané proměnné. Poté byly porovnány počty náhodných bodů v dané výškové úrovni s původním počtem bodů na zarovnaných površích v dané výškové úrovni, resp. porovnávaly se očekávané hodnoty s pozorovanými hodnotami. Velikost rozdílu mezi pozorovanými a očekávanými četnostmi v intervalech potenciálních zarovnaných povrchů byla posuzována statisticky χ^2 testem. Statistická analýza dat byla provedena v programu STATISTICA 6.1 (Statsoft, 2003).

4.4 Podélné profily údolí

V oblasti Hrubého Jeseníku byla provedena také analýza podélných profilů údolí. Pro jejich vytvoření byla použita extenze – „Profile Extractor 6 for 3D Analyst Tool“. Linie profilu byla vedena vždy kolmo na vrstevnice podle vodních toků podkladu DIBAVOD. Počátek údolí byl stanoven jako přechod konvexního a konkávního tvaru reliéfu ve směru údolí. Získaná data byla následně převedena do programu Excel 2007 a vizualizována jako XY bodový graf.

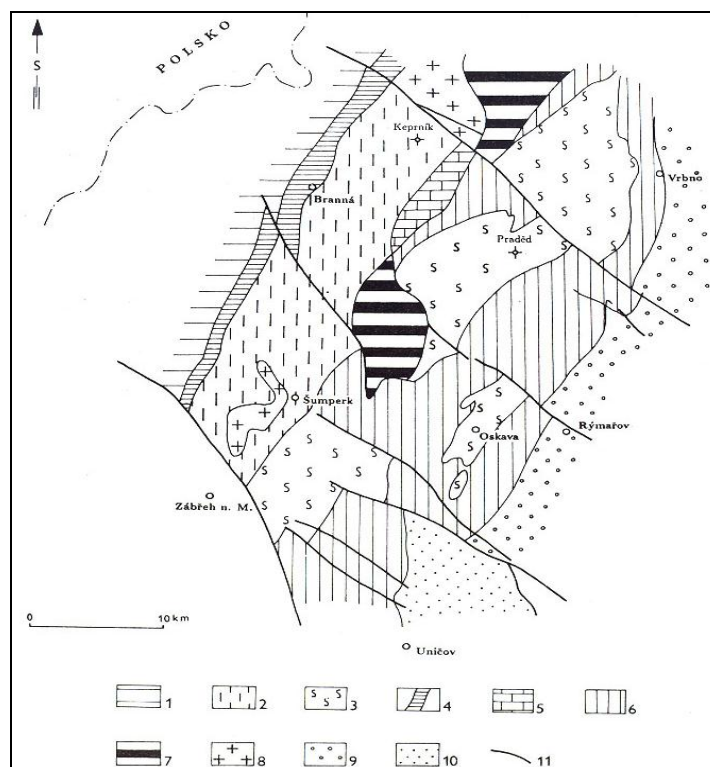
Jednodušší srovnání podélných profilů různě dlouhých údolí je umožňováno grafy normovaných profilů sensu Demoulin (1998) s hodnotami v intervalu 0-1. Hodnoty pro osy x a y jsou určeny vztahy: $y = \Delta H_i / \Delta H$ (kde ΔH je vertikální vzdálenost počátek údolí a ΔH_i představuje vertikální vzdálenost mezi počátkem a daným bodem na údolnici) a $x = L_i / L$, kde L je délka údolí a L_i je vzdálenost daného místa od počátku údolí. Mezi sebou byly porovnávány podélné profily údolí, které se nacházejí v přibližně stejné zóně a dosahují přibližně stejné délky.

5. VYBRANÉ CHARAKTRISTIKY ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

5.1 Geologické poměry

5.1.1 Geologická stavba

Geologický podklad Hrubého Jeseníku tvoří z podstatné části jednotka Silezika charakteristická variskou stavbou (Kachlík, 2003). Na západě je jednotka vymezena hranicí s lugikem (lugodanubikem) ramzovskou linií (Obr. 4), resp. nýznerovským nasunutím. Na východě Hrubého Jeseníku je silezikum omezeno jednotkou brunovistulika. Geologická hranice této jednotky se shoduje s gomorfologickou hranicí celku.



Obr. 5: Zjednodušená geologická mapa silezika.

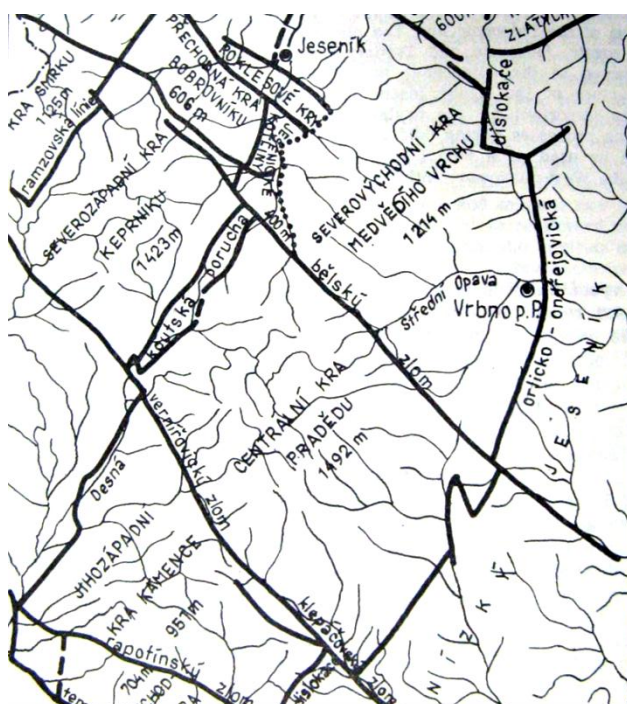
1 – lugikum, 2 – keprnická klenba, 3 – desenská klenba, 4 – skupina Branné, 5 – skupina Červenohorského sedla, 6 – vrbská skupina, 7 – amfibolity, 8 – granitoidy, 9 – kulm Nížkého Jeseníku, 10 – neogén, 11 – zlomy (Demek, Novák a kol., 1992)

Silezikum Hrubého Jeseníku je rozděleno na desenskou a keprnickou klenbu šumpersko-jesenickým pruhem v zóně červenohorského sedla. (obr. 6). Desenská klenba se nachází na východě a je tektonicky nejnižší částí Hrubého Jeseníku (Koverdinský, 1993). Je rozdělena mladými příčnými poruchami ve směru v SZ – JV (Poruba, Mísař, 1961). Bělský zlom, (obr. 7), nejnověji oživen v kvartéru (Mísař, 1983), rozděluje klenbu do dvou ker, orlické a

praděské. Keprnická klenba je na západě lemovaná zónou Branné, která se vyskytuje v podloží ramzovské linie (Koverdynský, 1993). Podobně, jako klenbu desenskou, rozdělujeme klenbu keprnickou na dvě části, lišícím se litologickým vývojem i hloubkou erozního řezu.

5.1.2 Tektonické poměry

Období tektonického klidu, důležité pro formování zarovnaných povrchů, probíhalo v mezozoiku a paleogénu (Kopecký, 1986). Na rozhraní neogénu a kvartéru docházelo k významným paleogeografickým změnám - k zintenzivnění tektonických pohybů (saxonskou tektonikou), jejichž počátek lze vztahovat zhruba k rozhraní oligocénu a miocénu. Tektonické pohyby vytvořily velké množství strukturních tvarů různých rozměrů a amplitud a došlo k aktivaci starých zlomů, vznikla charakteristická hrást'ová stavba. Tyto procesy vedly k oživení denudace a akumulace jemných sedimentů (Kopecký, 1972).



Obr. 6: Schéma zlomů na území Hrubého Jeseníku (převzato z Demek, 1971)

— zlom, - - - předpokládaný zlom, - · - · erozní hranice morfostruktur

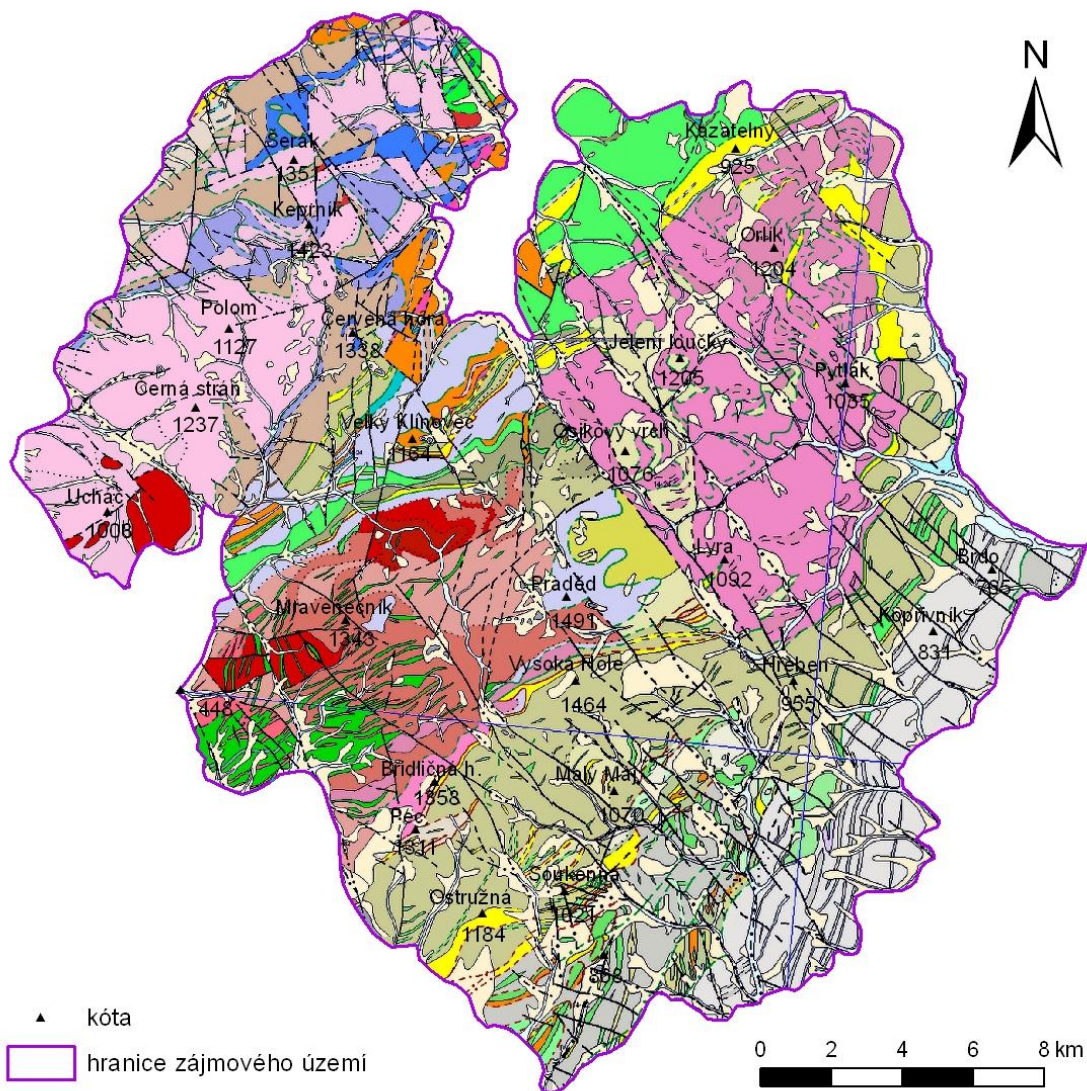
V Pohoří lze vymezit několik základních ker, a to centrální kru Pradědu na jihu, severovýchodní kru Orlickou a Severozápadní kru Keprníku. Od západu na východ lze rozlišit tyto tektonicko-litologické segmenty: segment Branné, keprnická a desenská klenba, vrstvy vrbenské a andělskohorské. Centrální část pohoří se zvedaly rychleji, než periferie horských soustav a jednotlivých struktur (Kopecký, 1972). Centrální kru Pradědu je na jihozápadě

vymezena Klepáčovským zlomem (obr. 7), který se v terénu projevuje výrazným zlomovým svahem nápadným zejména na poklesu hlavního hřbetu v oblasti Červenohorského sedla.

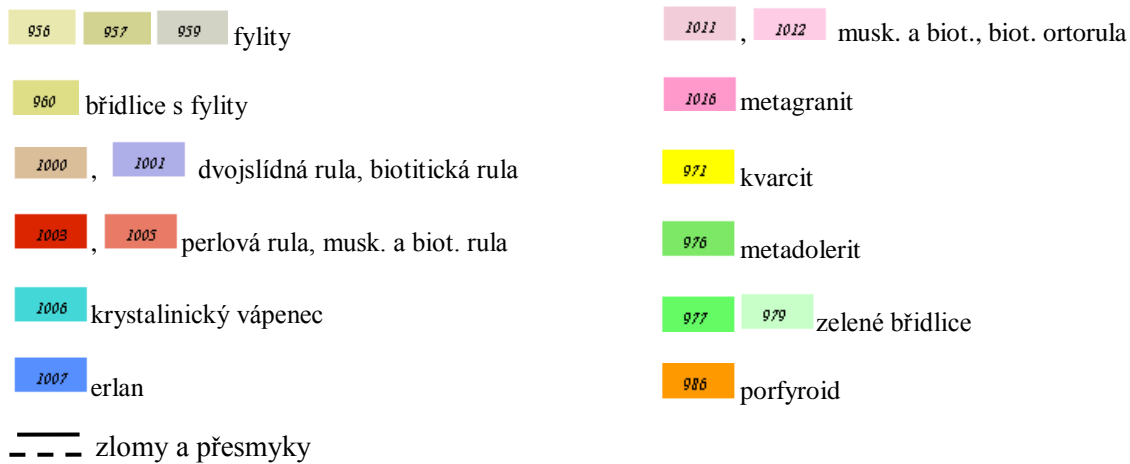
Oblast Hrubého Jeseníku patří k seismicky aktivním oblastem Českého masivu. Příčinou vyšší tektonické aktivity je patrně zvýšené napětí zemské kůry v oblasti předpolí karpatských externid a snížená pevnost kůry v důsledku jejího křehkého porušení vhodně orientovanými strukturami – zlomy (Sýkorová a kol., 2003). Otázkou celkového zdvihu Sudet se zabývalo mnoho autorů (Jahn, 1980, Krzyszkowski et. Stachura, 1998, Migoń, 1999). Výzdvih v pozdním kenozoiku je odhadován ve vrcholových partiích Sudet až na 1200 - 1500 m (Jahn, 1980). Z toho pliocenní zdvihové pohyby mohly dosahovat 300 – 400 m (Oberc, 1977, in Krzyszkowski et. Stachura, 1998). Badura et. al (2007) na základě analýzy geomorfologických struktur na sudetském okrajovém zlomu definuje nejméně pět etap výzdvihu. Tektonické zdvihy ve spodním pleistocénu dosahovaly 60 – 70 m (Badura et al., 2004). Od středního po svrchní pleistocén je výzdvih podél Sudetského okrajového zlomu odhadován maximálně na 60 – 80 m (Krzyszkowski a Pijet, 1993). Ve svrchním pleistocénu jsou maximální výzdvihy odhadnuty na 20 – 35 m. Post-Sálský výzdvih dosahoval v horských oblastech maximálně 25 m (Krzyszkowski et al., 2000 in Štěpančíková, 2007). V Sudetech západních jsou spojovány neogenní zdvihy (40 - 70 m) také s izostatickým vyrovnáním po ústupu Saalského ledovce (Krzyszkowski et. Stachura, 1998).

5.1.3 Litologie

Jednotka silezika tvořena převážně metamorfiky (obr. 8). Keprnická část je tvořena převážně biotitickou ortorulou a rulou, místy vystupují na povrch erlány (Koverdinský, 1993).. Tyto horniny patří mezi silně odolné. V Orlické části, v oblasti příkrovu Vysoké hole (která prochází také hlavním hřbetem v Pradědské části, se nacházejí metagranity, v severní části zelené břidlice (středně odolné horniny) s lokálními průniky kvarcitu (hornina extrémně odolná v našich geografických podmínkách). Složitější litologickou stavbu má část Pradědská. V jihovýchodní části se nacházejí fylity a břidlice Andělskohorského souvrství, které patří do skupiny středně odolných hornin, které ovšem místy obsahují průniky kvarcitu, což by mohlo tyto horniny posunout do skupiny silně odolných hornin. V severovýchodní části v Příkrovu Vysoké Hole se vyskytují pararuly a ruly, které jsou mnohem více odolné. Vyšší partie pradědské části jsou tedy tvořeny odolnějšími horninami než polohy nižší.



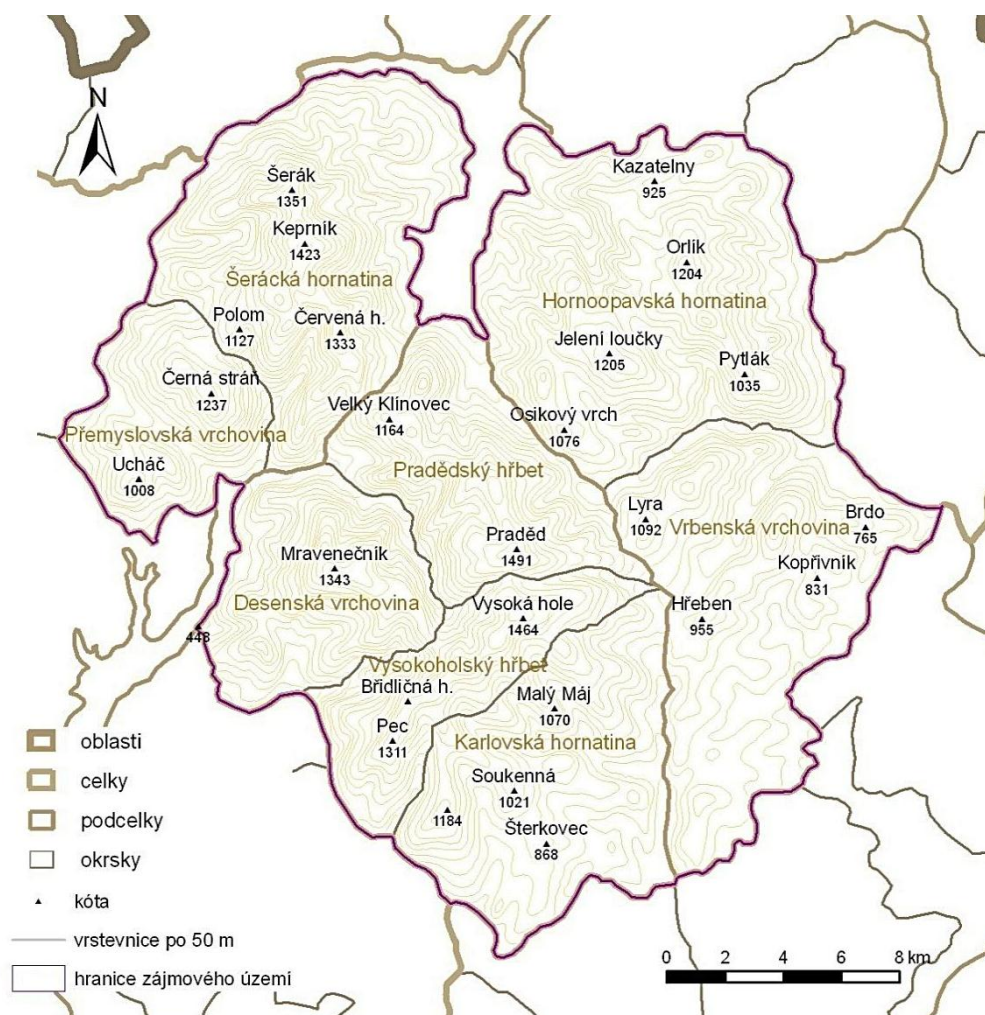
Obr. 7: Geologické poměry Hrubého Jeseníku (z portálu ČGS)



5.2 Geomorfologická charakteristika

5.2.1 Geomorfologické členění a výšková stupňovitost Hrubého Jeseníku

Ve stupni výškové členitosti Hrubý Jeseník v rámci Českého masivu přirovnat ke Krkonošům. Ze severovýchodní strany je výraznou geomorfologickou dominantou. Jeho nejvyšším bodem je vrchol hory Praděd (1491 m n. m.). Hrubý Jeseník je tvořen třemi podcelky, a to Pradědskou hornatinou na jihu, Keprnickou hornatinou na západě a Medvědskou hornatinou na východě (obr. 9).



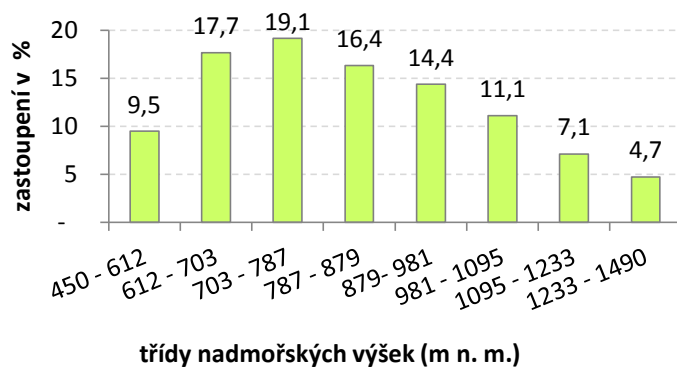
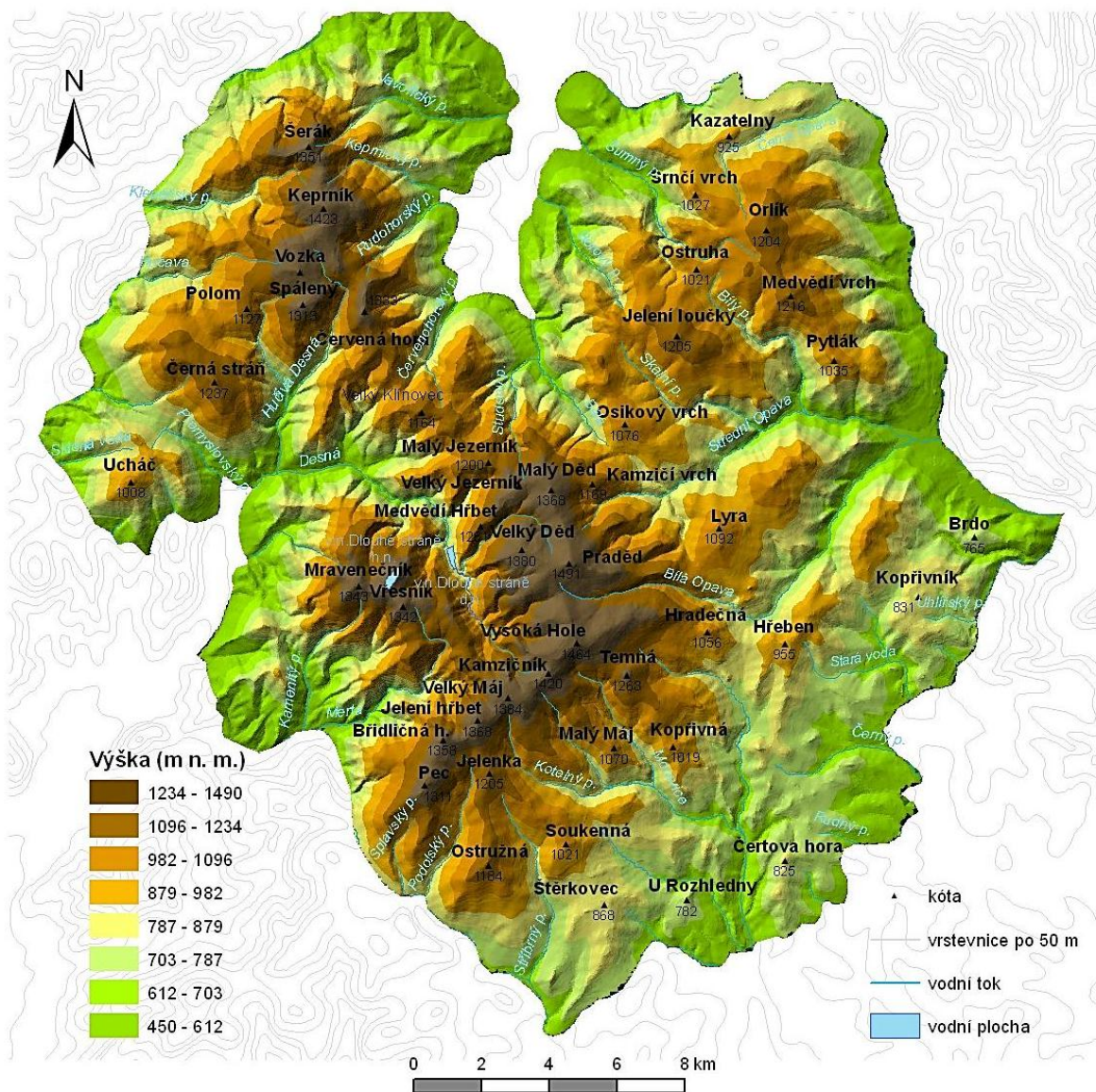
Obr. 8: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku (z geoportálu CENIA, dle Demka, 1987)

Hrubý Jeseník je členitá vrchovina o rozloze 530 km², střední výškou 888 m n. m a průměrným sklonem 13°55' (Demek, Novák a kol., 1992). Typickým rysem pro toto území je stupňovitá stavba pohoří (Demek, 1971).

Tab. 1: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku (Demek, 1987)

Soustava	IV Krkonošsko-jesenická
podstava	IVC Jesenická podstava
celek	IVC-7 Hrubý Jeseník
podcelek	IVC-7C Pradědská hornatina
okrsek	IVC-7C-a Pradědský hřbet
okrsek	IVC-7C-b Vysokoholský hřbet
okrsek	IVC-7C-c Karlovská vrchovina
okrsek	IVC-7C-d Desenská hornatina
podcelek	IVC-7A Keprnická hornatina
okrsek	IVC-7A-2 Přemyslovská hornatina
okrsek	IVC-7A-1 Šerácká hornatina
podcelek	IVC-7B Medvěďská hornatina
okrsek	IVC-7B – Vrbenská vrchovina
okrsek	IVC-7B Hornoopavská hornatina

Pradědská hornatina je složitá vyzdvižená tektonická kra s radiálně rozbíhajícími se údolími (obr. 9), z nichž hlavní jsou založena na zlomech (Demek, Novák a kol., 1992). V centrální části se nacházejí nejvyšší polohy v podobě širokých hřbetů s dominantní horou Praděd (1491 m n. m.). Směrem k jihovýchodu nadmořská výška pozvolna klesá. Na širokých hřbetech se nacházejí zbytky zarovnaných povrchů s kryogenním mezoreliéfem a periglaciálními tvary. Pradědská hornatina má nejvyšší výškovou členitost (od 500 – 800 m) a také nejvyšší střední nadmořskou výšku v České vysočině, která činí 953 m (Demek, 1987). Keprnickou hornatinu tvoří skupina vyzdvižených tektonických ker stupňovitě klesajících k jihozápadu. Zaoblené horské hřbety jsou rozřezány hlubokými údolími. Nacházejí se zde široké hřbety s kryogenně přemodelovanými zbytky zarovnaných povrchů v temenních částech. Dílčí kry jsou odděleny hlubokými údolími založenými na zlomech. Průměrný sklon Keprnické hornatiny dosahuje 15°37“ (tab. 2), což je nejvyšší hodnota sklonu v České vysočině (Demek, Novák a kol., 1992). Medvěďská hornatina je vyzdvižená tektonická kra s celkovým úklonem k východu, silně rozčleněná hlubokými údolími taktéž založenými na zlomech. Oblast je charakteristická plochými hřbety. Dominantním hřbetem je Orlík (1201 m n. m.) - Medvěď vrch (1216 m n. m.).



Obr. 9: Rozložení nadmořských výšek Hrubého Jeseníku (Natural Breaks) s nejnižším místem (449 m n. m., poloha nepojmenovaného toku ústícího do ř. Desné) a nejvyšším místem Pradědem (1491 m n. m.) a procentuální podíl tříd nadmořských výšek

Tab. 2: Základní charakteristiky geomorfologických podcelků Hrubého Jeseníku (Demek a kol., 1992)

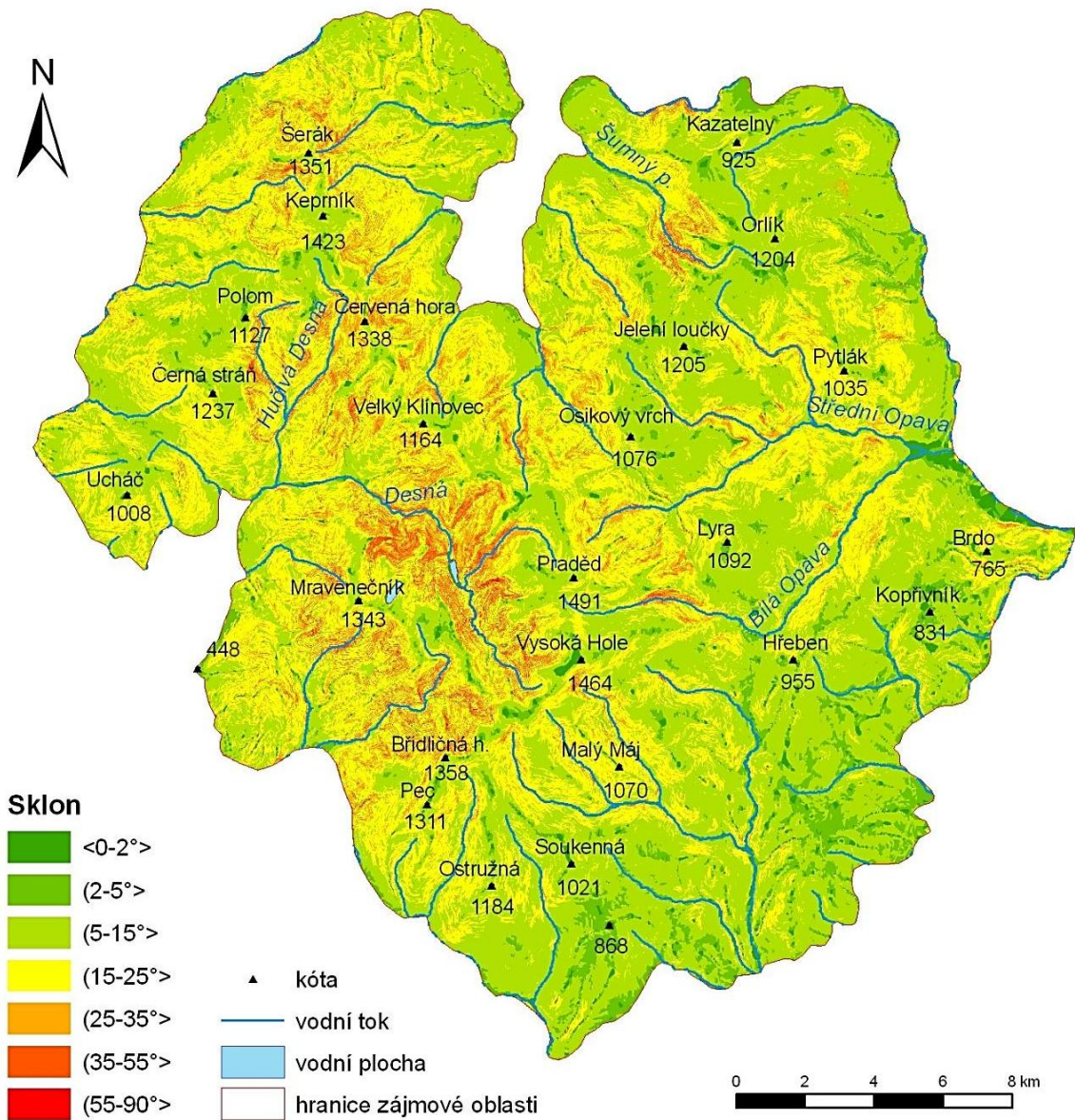
	Pradědská hornatina	Keprnická hornatina	Medvěděská hornatina
rozloha	209 km ²	120km ²	201km ²
max. výška	1491m n. m. (Praděd)	1423 m n. m. (Keprník)	1216 m n. m. (Medvědí vrch)
min. výška	450 m n. m.	518 m n. m.	474 m n. m.
průměrný sklon	15°06'	15°37''	11°28'

Hlavní hřbet Hrubého Jeseníku je výrazným prvkem reliéfu a tvoří páteř území (Obr. 8). Zvedá se v Keprnické hornatině k vrcholu Šerák (1350 m n. m.) a pokračuje v sudetském směru (SZ –JV) přes horu Keprník (1423 m n. m.) k Červené hoře (1338 m n. m.), následně klesá do Červnohorského sedla (1030 m n. m.). Odtud se zvedá k Velkému Klínovci (1164 m n. m.), pokračuje k Pradědu, kde se stáčí na jihozápad přes Petrovy kameny (1446 m n. m.), Vysokou holi (1464 m n. m.), dále na jihozápad přes Velký Máj (1384 m n. m.) na Břidličnou horu (1358 m n. m.) a Pec (1311 m n. m.), (dále „hlavní hřbet“).

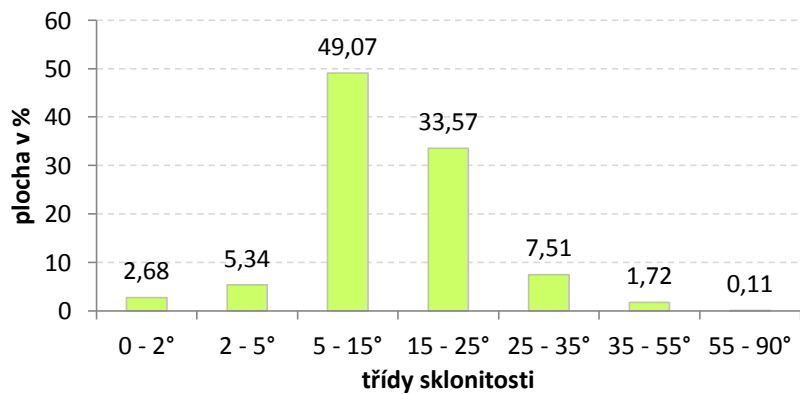
5.2.2 Sklonitost svahů

Sklonitostní poměry Hrubého Jeseníku ukazují na hluboká a příkrá údolí a ploché oblé hřebety. Průměrný sklon celého pohoří dosahuje 12°32' (Demek a kol, 1992). V největší míře jsou zastoupeny oblasti s mírným sklonem 5 -15° (obr. 12), který je charakteristický zejména pro Medvěděskou hornatinu a jižní část Pradědské hornatiny.

Roviny a plochy s mírným sklonem (0-2° a 2-5°) se nacházejí ve vrcholových partiích na plochých hřebtech a rozvodích (obr. 11), dále pak v údolích řek s lépe vyvinutými údolními nivami (např. při soutoku Bílé a Střední Opavy v západní části). Strmější svahy se sklony 15° – 25° se vyskytují převážně v Keprnické hornatině, v údolích horních úseků toků Bílé a Střední Opavy, a na jižních svazích hlavního hřebene. Svahy se sklonem nad 35° se nacházejí hlavně v hluboce zaříznutém údolí Desné mezi hlavním hřbetem a hřbetem Mravenečníku. Údolí Mertvy, Studeného potoka (severně od Břidličné hory), horního toku Šumného potoka, Hučivé Desné a mnoha jiných toků jsou zřejmě odezvou tektonické aktivity v území (Demek, 1985).



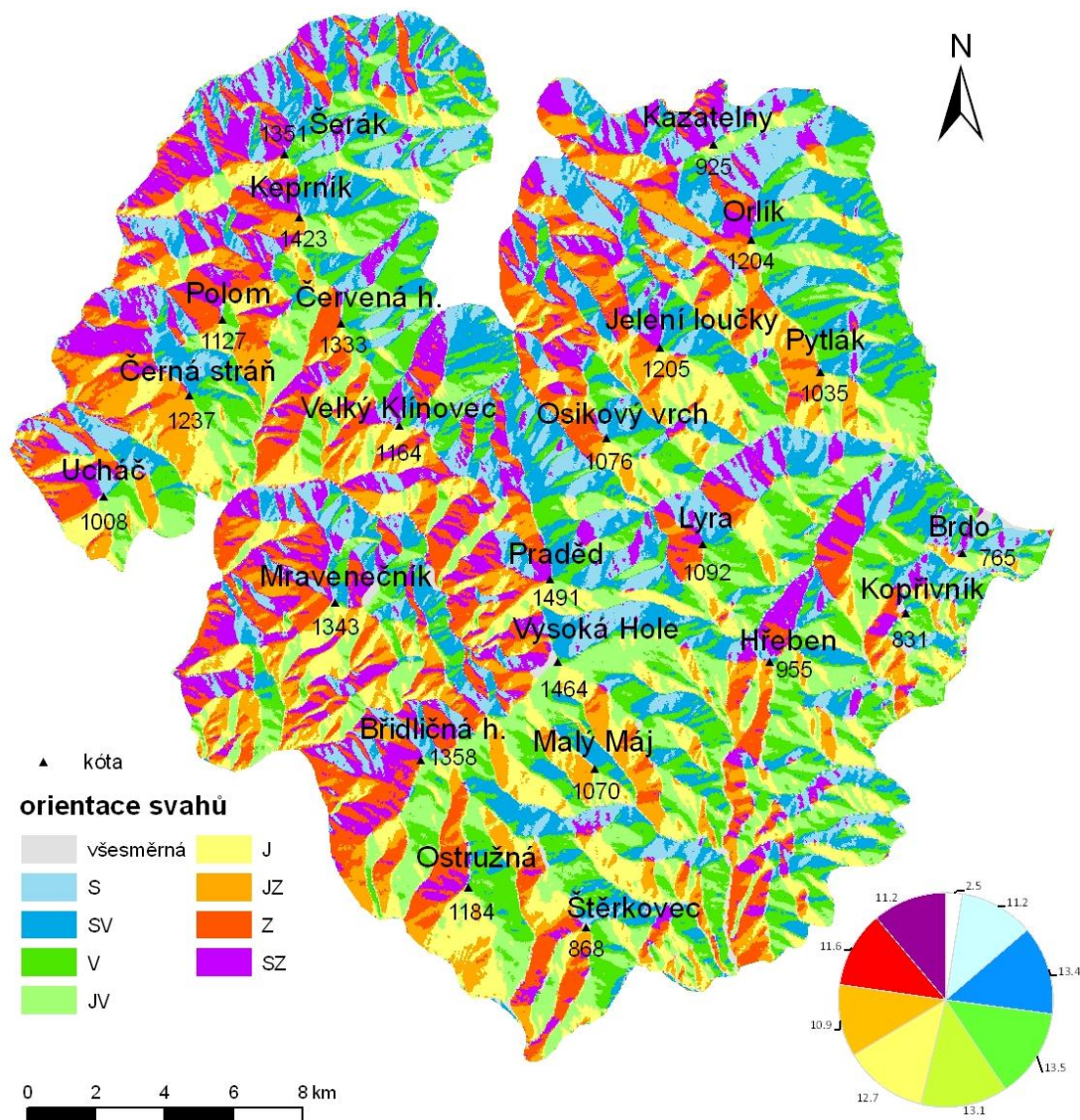
Obr. 10: Sklonitostní poměry Hrubého Jeseníku



Obr. 11: Zastoupení tříd sklonitostí

5.2.3 Orientace svahů

Orientace svahů vůči světovým stranám poskytuje představu o energii podílející se na zvětrávání (délka trvání sněhové pokrývky, působení mrazu, převládající směr větru, termické zvětrávání). V Hrubém Jeseníku je zastoupení jednotlivých orientací vůči světovým stranám rovnoměrné. Rozdíly však pozorujeme v rámci jednotlivých částí (obr. 13). V západní části od hlavního hřebene je převážný směr (více než 75 % svahů) jih, jihozápad, západ a severozápad. Výrazně odlišná jižní část Pradědské hornatiny má převážnou orientaci ve směru jih, jihovýchod, východ.



Obr. 12: Orientace svahů vůči světovým stranám hlavním a vedlejších a procentuální zastoupení

5.2.4 *Charakter říční sítě*

Charakter údolní sítě Hrubého Jeseníku je značně ovlivněn tektonickou stavbou (Demek, 1971). Základní rysy současné říční sítě se začínají utvářet teprve počátkem kvartéru (Kopecký, 1986). Toky, které zde existovaly v miocénu a pliocénu, se silně odlišovaly od řek současných. V miocénu zde existovala nehluboká krátká údolí v mírně zvlněném terénu, v pliocénu se jejich charakter příliš nezměnil. Následné horotvorné procesy daly podnět k rozpadu staré říční sítě a zformovala se nová, krátká a úzká údolí (Kopecký, 1986). Charakter říční sítě svědčí např. o výrazně diferencovaných pohybech, které zapříčiňují rychle se měnící intenzitu a hloubku zářezu řek na krátkou vzdálenost. Mladou tektonikou je podmíněn nejenom charakter říční sítě, ale i tvar údolí (příčné a podélné profily). Zvedání pohoří způsobilo silné oživení erozní činnosti vodních toků a vznik dnešních hlubokých údolí. Ta sledují tektonické linie, pruhy méně odolných hornin a spádové poměry území. Na prudkých svazích docházelo k vodní erozi, výsledkem byl vznik četných strmých údolí. Vyskytují se zvláště v údolích Desné a Branné.

5.2.5 *Charakteristické formy reliéfu vrcholových partií*

Díky dlouhodobému postavení Hrubého Jeseníku v předpolí ledovce (Macoun, Králík 1995) během pleistocénu došlo v tomto období ve vrcholových částech ke vzniku tvarů podmíněných působením periglaciálního klimatu (Prosová, 1958). V Hrubém Jeseníku jsou patrné i doklady drobnějšího pleistocenního horského zalednění. Ve Velké kotlině, pod Vysokou Holí byl vyvinut karový ledovec (Křížek, Vočadlova, Engel, 2012).

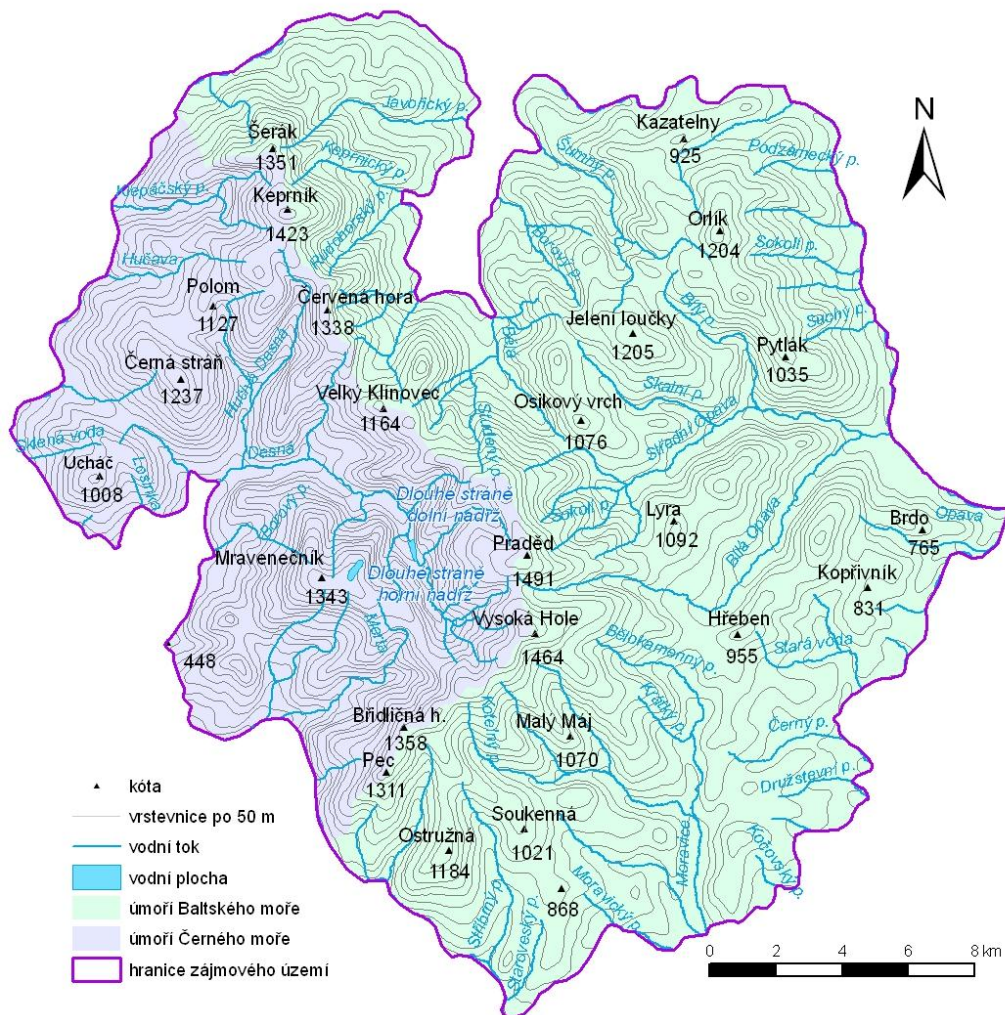
Ve vrcholových partiích a na svazích se nacházejí četné periglaciální jevy (kryoplanáčnické terasy, mrazové sruby, tory, kamenná moře, suťové proudy a strukturní půdy (Křížek, 2007).

Mezi tvary, na jejichž vzniku se výrazně podílí kryoplanace a mrazové zvětrávání, patří kamenná moře, kryoplanáčnické terasy, mrazové sruby a tory (Křížek, Tremel, Engel, 2005). Kryoplanáčnické terasy (popsány v kap. 3.2) se v území vyskytují na svazích a vrcholových plošinách (Demek, 1969), a to nejhojněji na hlavním hřbetu, např. na Břidličné hoře, Petrových kamenech, Červené hoře a Pradědu. Ve vrcholových oblastech se také nacházejí tory a mrazové sruby (Tremel a kol., 2003). Tory se v oblasti vyskytují poměrně často, a to v okolí Vozky, Obřích kamenů a Černé stráně. Mrazové sruby a mrazové srázy se vyskytují ve výrazně větším počtu (v oblastech Keprníku, Šeráku a Červené hory, na severozápadních

svazích Vysoké hole, na Břidličné a Pecném). Nejvýraznější z nich jsou skalní tvary na Šeráku (Prosová, 1958).

5.3 Hydrologická charakteristika

Vodní toky zájmového území náležejí ke dvěma úmořím, a to Černého a Baltského moře. Rozvodnice vede po linii hlavního hřebene. Voda z východních svahů odtéká řekami Bělá, Opava a Moravice do Baltského moře, řeky pramenící na západních svazích (Desná, Merta) náležejí do úmoří Černého moře (Obr 14).



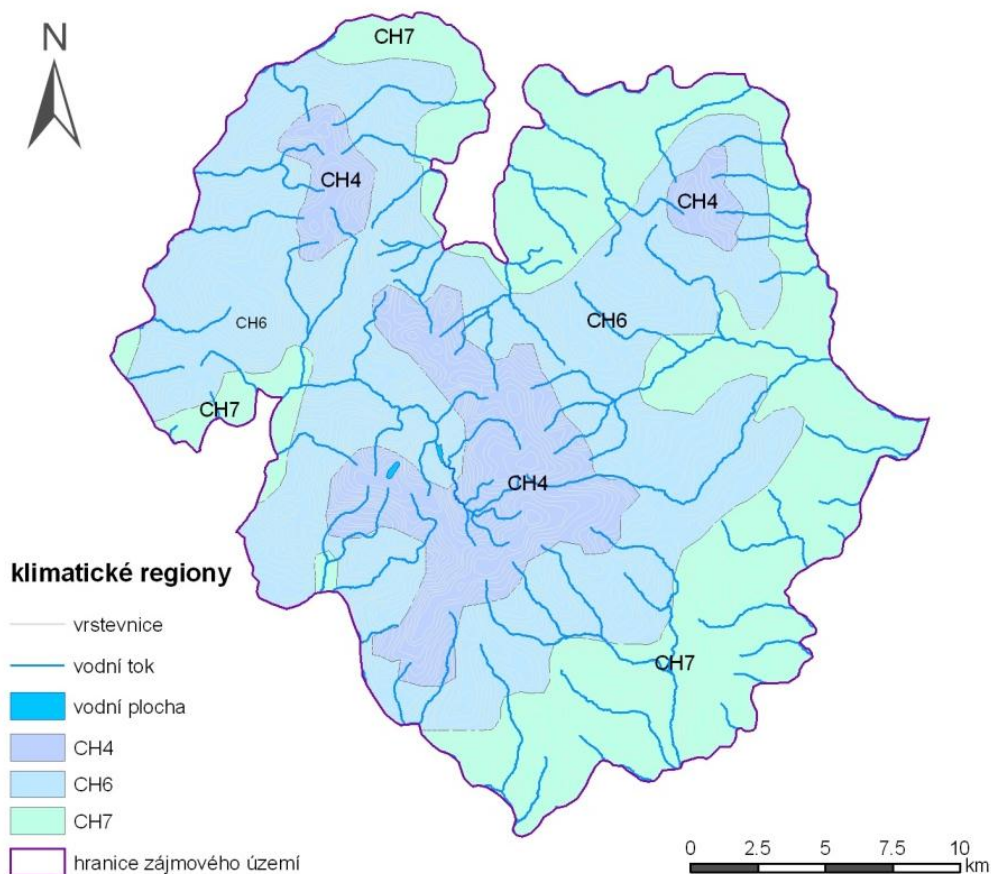
Obr. 13: Hydrografická síť Hrubého Jeseníku

Toky mají v nejvyšších polohách charakter bystřin. Hrubý Jeseník je velmi vydatnou pramennou oblastí. Moravice pramení ve Velké kotlině ve výšce 1260 m n. m., má nejvydatnější pramen Hrubého Jeseníku s vydatností 8 l/s, po jarním tání sněhu i více než 25 l/s (<http://www.jeseniky.ochranaprirody.cz>), teče jižním směrem (obr. 14). Řeka Bělá, pramení ve Videlském sedle ve výšce 900 m n. m., odvodňuje severní část území. Do ní

ústí Studený, Červenohorský, Šumný a Javořický potok. Řeka Opava odvodňuje východní a severovýchodní část území svými zdrojnicemi - Bílou a Střední Opavou (pramenící ve výšce 1272 m n. m.) a Černou Opavou. Řeka Desná pramení na severozápadním svahu hřebene pod Vysokou holí ve výšce 1310 m n. m., kde se hluboce zařezává a teče severovýchodním směrem, následně se stáčí po soutoku s Červenohorským potokem, poté teče východním směrem.

5.4 Klimatická charakteristika

Hrubý Jeseník leží na rozhraní atlantického a kontinentálního klimatu, což přináší do oblasti vysokou relativní vlhkost a vydatné srážky. Pohoří leží v chladném klimatickém regionu CH4, CH6 a CH7 (Obr. 15), (Quitt, 1971), jež se vyznačují krátkým, chladným a vlhkým létem, chladným jarem a dlouhou chladnou zimou s velmi dlouhým trváním sněhové pokrývky (tab. 3).

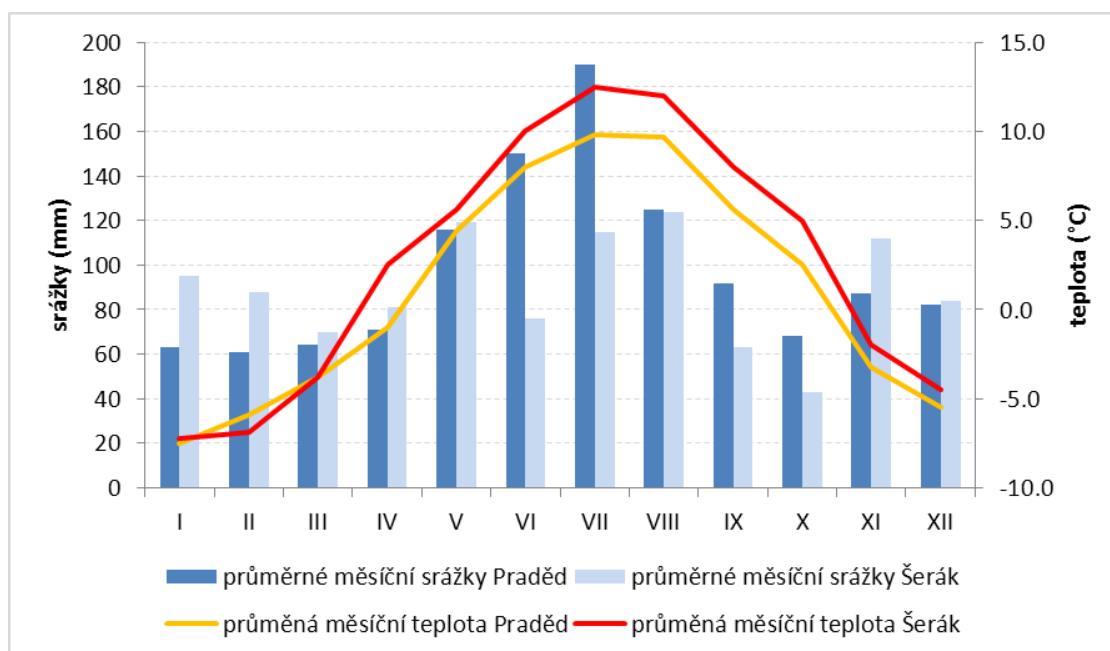


Obr. 14: Klimatické regiony Hrubého Jeseníku dle Quitta (1971)

Tab. 3: teplotní a srážkové charakteristiky klimatických regionů dle Quitta, (1971)

klimatická oblast	CH4	CH6	CH7
Počet letních dnů	0-20	10-30	10-30
Počet dnů s prům. tepl. 10 °C a více	80-120	120-140	120-140
Počet mrazových dnů	160-180	140-160	140-160
Počet ledových dnů	60-70	60-70	50-60
Prům. tepl. v lednu (°C)	-6 až -7	-4 až -5	-3 až -4
Prům. tepl. v červenci (°C)	12-14	14-15	15-16
Srážkový úhrn za rok (mm)	1000-1200	1000-1200	850- 1000
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	140-160	120-140	100-120

Průměrná roční teplota na Pradědu v období let 1971 – 1980 dosahuje 1,1°C (ČHMÚ pobočka Ostrava, in Demek a Kříž, 1994). Nejnižší lednové teploty za období 1971 – 1980 na Pradědu v průměru klesají až na -6,6°C. V nejteplejším měsíci, červenci, dosahuje průměrná teplota vzduchu za toto období na Pradědu 10°C (obr. 16), na Šeráku za období 2004 – 2008 byla průměrná červencová teplota 12,5°C (www.chmi.cz/OS in Kyšová, 2010).



Obr. 15 : Dlouhodobá průměrná měsíční teplota vzduchu a výška srážek na Pradědu v letech 1971 – 1980 (podle ČHMÚ – pobočka Ostrava (in Demek, 1994) a na Šeráku v letech 2004 – 2008 (podle ČHMÚ – pobočka Ostrava (in Kyšová, 2010).

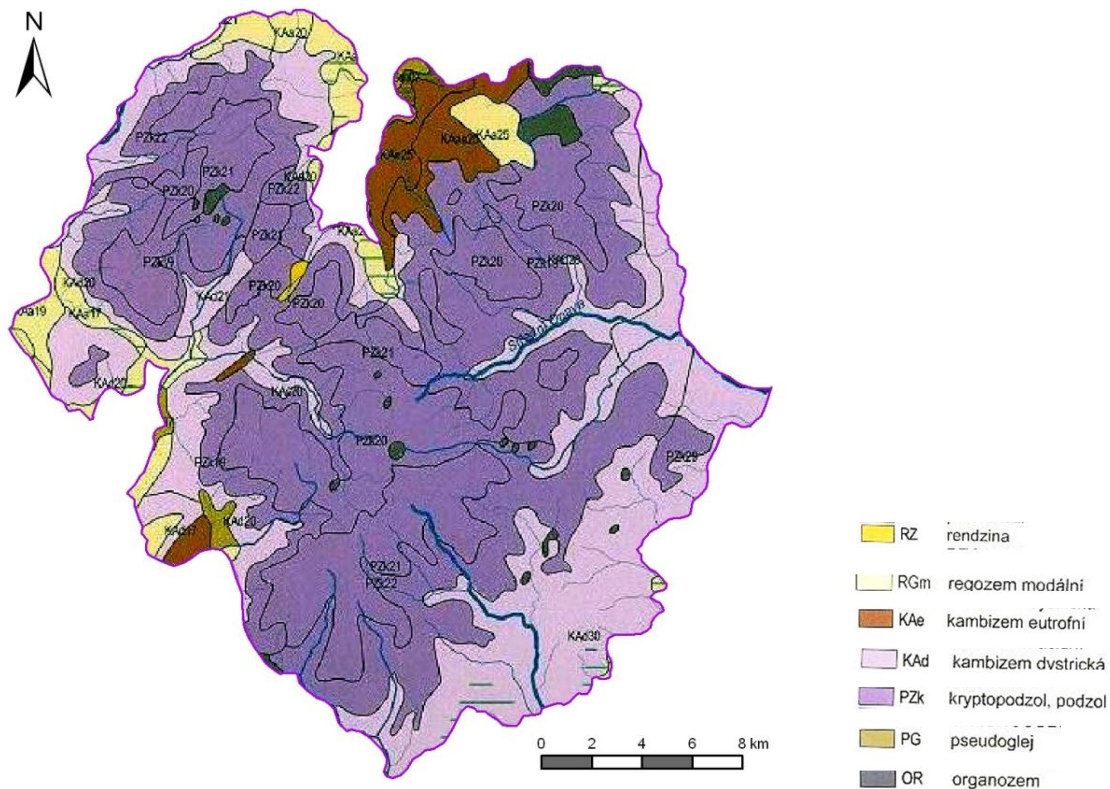
Pohoří Hrubý Jeseník patří k oblastem s vydatnou dotací srážek. Průměrná roční výška srážek za období 1971 – 1980 na Pradědu činí 1158 mm. Nejdeštivější měsíc je na Pradědu červenec (187 mm) a na Šeráku srpen (113 mm), naopak nejsušším měsícem je říjen pro stanici Šerák

(44 mm) a únor pro Praděd 61 mm pro sledovaná období (ČHMÚ pobočka Ostrava, in Demek, Kříž, 1994). V Hrubém Jeseníku je úhrn dešťových a sněhových srážek závislý na větrném proudění a synoptických situacích (Tejnská a Tejnský, 1972).

Vysoká proměnlivost počasí je dána vlivem reliéfu, nadmořské výšky a atmosférické cirkulace, jež je určena okamžitou synoptickou situací nad Evropou (Jeník, 1961) Zájmové území je jedním z největrnějších míst v republice. Vítr, převážně jihozápadní, dosahuje průměrných ročních rychlostí 5,9 - 8,7 m.s⁻¹ (Tejnská a Tejnský, 1972). Vrcholové partie jsou ovlivněny anemo-orografické systémy Branné, Hučivé a Divoké Desné a Mertvy (Jeník, 1961). Vítr má výrazný vliv na rozložení srážek, charakter vegetačního krytu (Jeník, 1961), odvívání sněhové pokrývky (Lednický, 1972), a distribuci půdního a organického materiálu a rozdělení

5.5 Pedogeografická charakteristika

Zastoupení typů půd v Hrubém Jeseníku odpovídá charakteru půdotvorného substrátu a horských klimatických podmínek. Půdotvorný substrát je tvořen zvětralinou převážně kyselých metamorfovaných hornin (rula) v severní a severovýchodní části, ojediněle je tvořen i zvětralinou ultrabazických metamorfítů (amfibolit). V jihovýchodní části to jsou zastoupeny zvětraliny fylitu, droby a svoru (geologická mapa 1:50 000, 14-22, 14-24 a 14-42). Hlavním půdním typem oblasti jsou podzoly (obr. 17), které vznikají ve vyšších polohách velmi vlhkého a chladného klimatu, (Kozák a kol., 2010). Vznikají pod jehličnatými, zejména smrkovými porosty na minerálně chudých substrátech např. rulách a svorech (Tomášek, 2003).

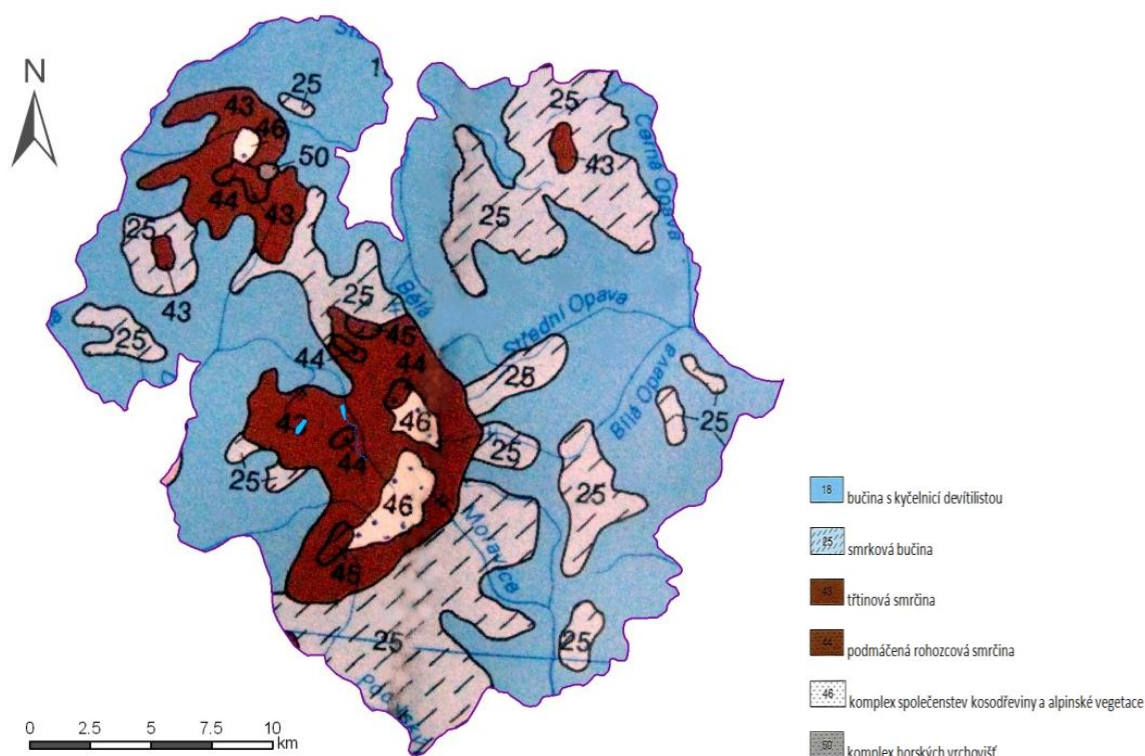


Obr. 16: Pedologické poměry v Hrubém Jeseníku (Kozák a kol., 2010)

Podzoly jsou v nižších polohách střídány kryptopodzoly, které vznikají pod horskými smrčínami nebo kyselými bučinami. Pro kryptopodzoly je příznačné chladné, vlhké klima, půdotvorným substrátem jsou metamorfika, a typický reliéf je svažité (Tomášek, 2003). Pouze v nižších částech údolních svahů jsou zastoupeny kambizemě (Šafář, 2003). Ojedinele nacházíme půdy přechodových rašelinišť, jež vznikly pod rašelinnými loukami, kde můžeme pozorovat vliv podzemní i povrchové vody (Rybníček, 1997). Půdy vrchovištní se vyvinuly ve vlhkém horském klimatu, jsou zásobovány převážně deštěm, např. vrchoviště mezi Vozkou a Kepníkem (Tomášek, 2003). Typickým charakterem rašelinných půd je prosycení vodou, nedostatek minerálních látek, často velmi kyselá půdní reakce. V povodí řeky Bělé se vyskytují pseudogleje a kambizemě s výrazným oglejením (Kozák et al, 2010). Rendziny, půdy vázané na karbonátové substráty, lze nalézt u prameniště Červenohorského potoka na vápencovém substrátu. Na území Hrubého Jeseníku se nacházejí převážně šterkovité až kamenité, v menší míře, v níže položené východní části, též písčitohlinité druhy půd (Kozák a kol., 2010).

5.6 Vegetace Hrubého Jeseníka

Oblast Hrubého Jeseníka spadá do montánního a subalpínského, místy na vrcholech až alpínského vegetačního stupně (Neuhäuslová et al., 1998). Převažuje zde horská vegetace a květena a jen výjimečně jsou také zastoupeny teplomilné druhy. V oblasti by podle potenciální vegetaci tvořily převážně bučiny, smrkové bučiny, třtinové smrčiny a ojediněle na malých areálech papratkové smrčiny, komplexy horských vrchovišť a podmáčené rohozcové smrčiny, místy v komplexu s rašelinnou smrčinou (obr. 18). Zarovnané povrchy vysokých poloh jsou z hlediska vegetace důležitým místem pro vývoj alpínského bezlesí.



Obr. 17: Výřez z mapy potenciální přirozené vegetace ČR, upraveno (Neuhäuslová et al. 1998)

V závětrných oblastech se vyskytují vysokobylinné nivy svazu havez s omějem šalamounkem, lýkovicem jedovatým. Jsou zde prameniště s pažitkou, lepnicí alpskou, skalky a terásky s hvězdnicí alpskou a endemity hvozdíkem kartouzkem sudetským a jitrocelem tmavým sudetským.

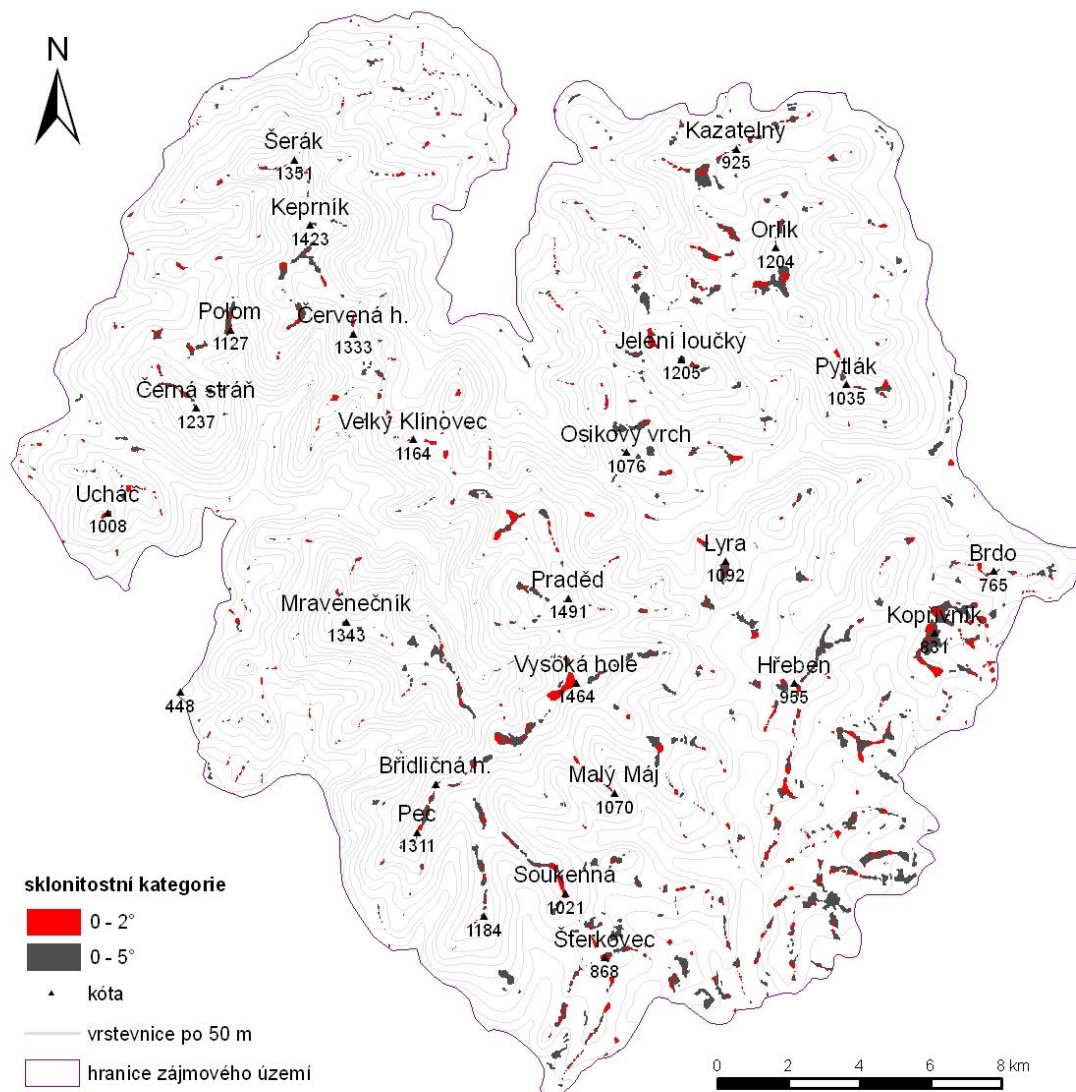
Komplex společenstev kosodřeviny se vyskytuje v oblasti vyšších poloh se zástupcem borovice kleče (*Pinus mugo*), která byla uměle vysázena člověkem v polovině 19. století (Bureš a kol., 2009). Nepůvodní borovice je schopna tlakem větví a kořenovým systémem měnit morfologii strukturních půd a měnit tak podmínky procesů vázaných na regulaci (Tremel, Křížek, 2006). Rašeliniště a vrchoviště vznikala v době poledové v mělkých, bezodtokových sedlech a pánvích.

Horní hranici lesa tvoří klimaxové smrčiny. V Hrubém Jeseníku byla také popsána společenstva listnatých keřů a vysokobylinná společenstva na lavinových drahách (Šafář, 2003). Společenstva horských až alpínských vysokostébelnatých niv a trávníků lemují alpínskou hranici lesa (ve výšce kolem 1350 m n. m.). Alpínské bezlesí v Hrubém Jeseníku zaujímá 1091 ha (Tremel a Banaš, 2005). Na vysokostébelné nivy a trávníky navazují společenstva horských holí, která jsou příznačná pro vrcholové partie. Vynikají bohatstvím druhů a jsou cenné výskytem endemitů, převážně glaciálních reliktnů. Tvoří je komplexy vrcholových skal, alpínské tundry, sedlových rašelinišť a pramenišť. Nachází se zde sítina trojklanná, smilka tuhá, stříce Bigelowova, zvonek vousatý. Druhově nejpestřejší lokalitou je reliktní stanoviště Velké kotliny, kde roste zde 350 druhů), která vyniká převážně svou květenou (Šafář, 2003)

6. VÝSLEDKY

6.1 Výskyt zarovnaných povrchů a vybrané charakteristiky

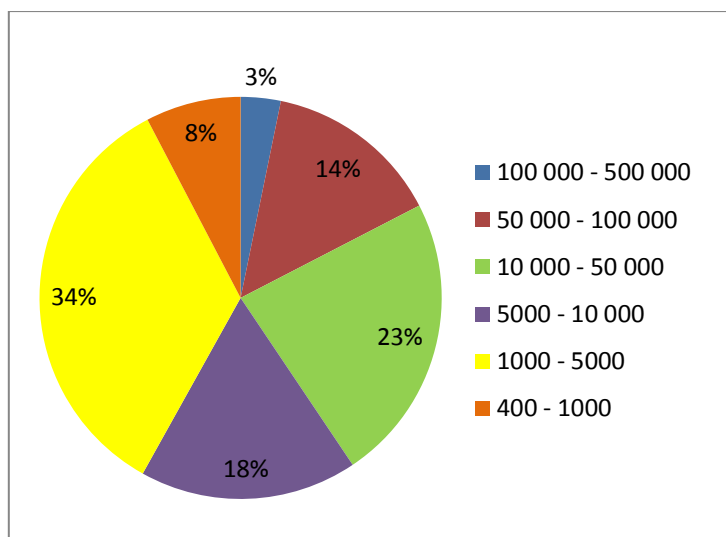
Na území Hrubého Jeseníku bylo vymezeno 957 zarovnaných povrchů. Zarovnané povrchy jsou zastoupeny nerovnoměrně, většinou na oblých hřbetech a z nich vybíhajících rozsochách.



Obr. 18 : Rozmístění potenciálních zarovnaných povrchů v Hrubém Jeseníku

Plošně jsou zastoupeny zarovnané povrchy nejvíce v jihovýchodní části (kolem Kopřivníku 831 m n. m. a pod Čertovou horou 854 m n. m.) a na hlavním hřbetě (pod Břidličnou 1358 m n. m., na Velkém Máji 1384 m n. m., na Vysoké hol 1464 m n. m., kolem Malého Jezerníku 1208 m n. m. a na Velkém Dědovi 1169 m n. m.) a hřbetě Orlíku. V Keprnické části se

nacházejí zarovnané povrchy v mnohem menší míře (na Polomu 1127 m n. m., mezi Vozkou 1372 m n. m. a Keprníkem 1423 m n. m.).



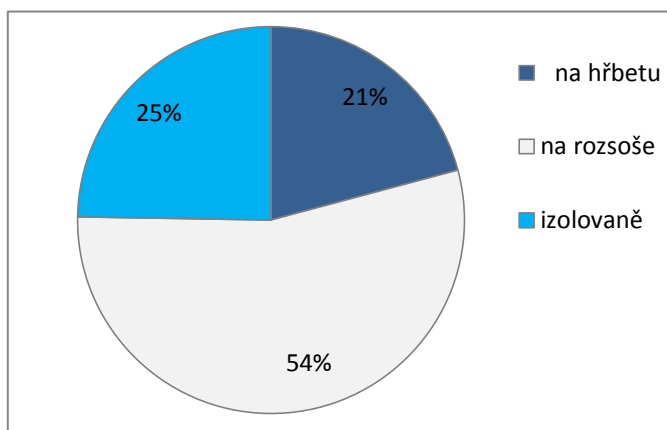
Obr. 19: Procentuální podíl intervalů rozlohy zarovnaných povrchů

Největší počet zarovnaných povrchů má rozlohu 1000 – 5000 m² (obr. 19). Zarovnané povrchy s největší rozlohou se vyskytují v Orlické části (kolem vrcholu Kopřivník 495 542 m²) a ve vrcholových partiích Pradědské části (Vysoká Hole 227 000 m² a oblast kolem Velkého Máje 289 000 m²). Nejmenší zarovnané povrchy od 411 do 1000 m² (tab. 4) jsou zastoupeny ve všech výškových hladinách. Nejvíce zarovnaných povrchů do 1000 m² se nachází v nižších polohách na rozsochách v Keprnické části (obr 18). Zarovnané povrchy jsou v území distribuovány ve všech nadmořských výškách (tab. 4). Průměrná nadmořská výška zarovnaného povrchu činí 917 m, medián nadmořské výšky zarovnaného povrchu činí 885.7 m n. m.

Tab. 4: Přehled hodnot atributu nadmořské výšky

	průměr	medián	maximální hodnota	minimální hodnota
nadmořská výška (m n. m.)	916,4849	885,85	1489,47	494,89
rozloha m ²	18410,87	5718,61	495545,3	411,59
vzdálenost od nejbližšího zarovnaného povrchu (m)	131,4561	59,39	990,65	6,97
sklon zarovnaného povrchu	3,439916	4	5	0

Zarovnané povrchy se sklonem do 2° se nacházejí převážně na hřebtech a v sedlech (obr. 18) a představují 33,4 % plochy všech zarovnaných povrchů. Zbýlých 66,6 % zarovnaných povrchů dosahuje sklonu od 2° do 5°. Délka zarovnaných povrchů se pohybuje od 35 m (v severní oblasti Keprnické části) do 1780 m (Rozsocha nad Rudným potokem). Největší délky dosahují na hřebtech (Kopřivníku, Hřebeni, Mravenečnicku a na hlavním hřebtu) a rozsochách (Rozsochy klesající od hlavního hřebtu, rozsochy Hřebenu, Orlíku a Medvědího vrchu). Šířka zarovnaných povrchů se pohybuje od 12 m do 563 m (zarovnaný povrch pod Kopřivníkem). Často mají zarovnané povrchy značně nepravidelný tvar. Proto byl také hodnocen tvar zarovnaného povrchu.



Na území bylo definováno celkem 47 hřebtů a 75 rozsoch. Největší počet zarovnaných povrchů se nachází na rozsochách (obr. 20), největší plochy se ovšem vyskytují na hřebenech (volná příloha)

Obr. 20: Poloha zarovnaných povrchů na

Tvar byl charakterizován vztahem: $shape = \frac{perimPS}{perimkPS}$,

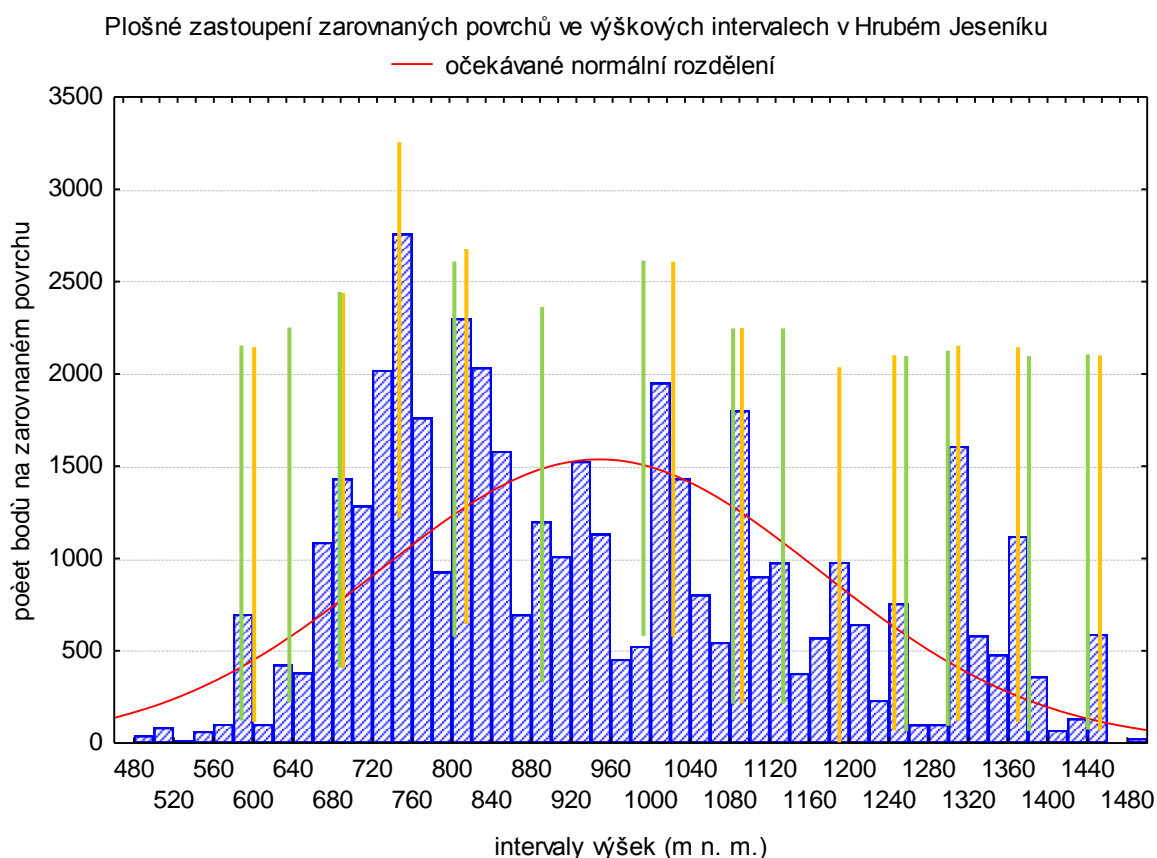
Příčemž $perimPS$ je obvod plošky a $perimkPS$ je obvod kružnice o stejné rozloze, jakou má daná ploška. Hodnota 1 znamená téměř kruhový tvar, vyšší hodnoty znamenají větší protáhlost nebo nepravidelnost tvaru. Tvar plošek odpovídá rozmezí 1,01 do 2,95. Největší hodnoty tvaru se vyskytují na plochých nižších hřebenech s větším výskytem rozsoch.

6.2 Potenciální úrovně zarovnaných povrchů

6.2.1 Určení potenciálních úrovní zarovnaných povrchů

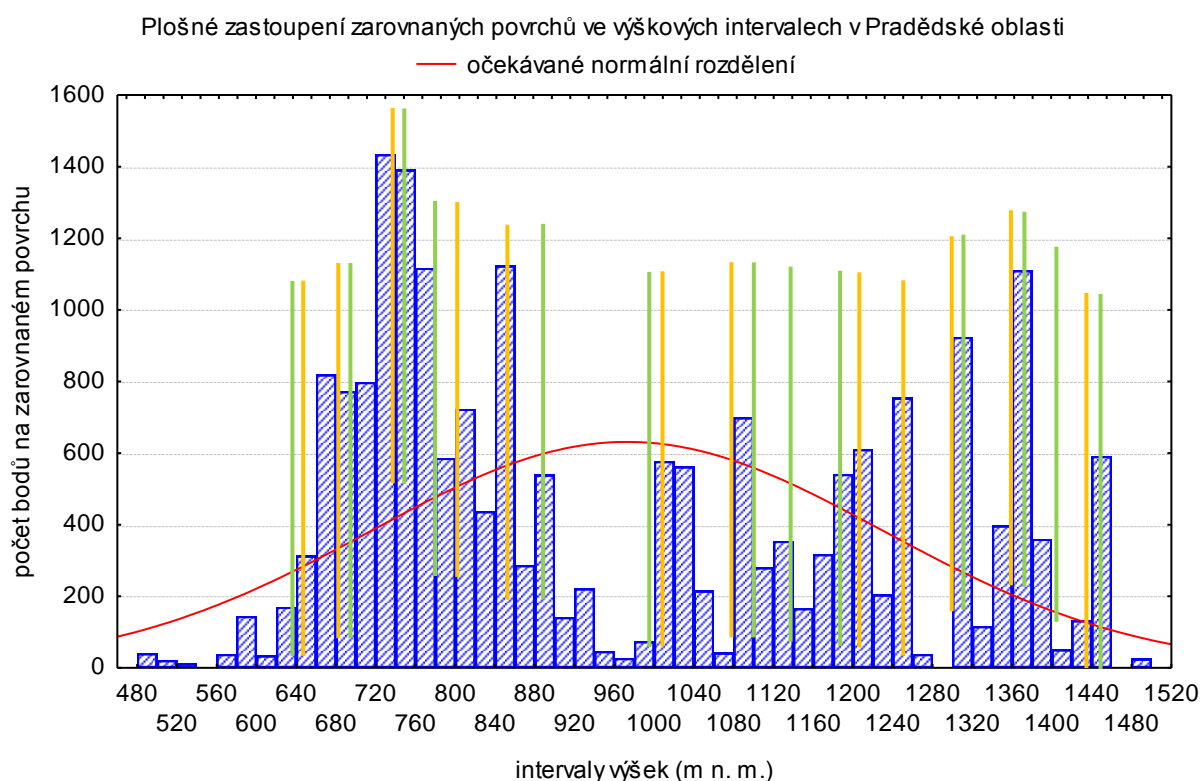
Ze součtových grafů (obr. 23 a 24) byly odvozeny takové intervaly nadmořských výšek, na kterých byly viditelné velké nárůsty plochy zarovnaných povrchů. Intervaly byly omezeny výraznějšími vertikálními stupni na křivce. Takto bylo celkem pro Hrubý Jeseník odvozeno dvanáct potenciálních úrovní zarovnaných povrchů, pro Keprnickou část osm, pro Orlickou část a pro Pradědskou část třináct potenciálních úrovní zarovnaných povrchů (tab. 5).

Z grafu četností bylo pro Hrubý Jeseník bylo určeno jedenáct intervalů, ve kterých jsou plochy zarovnaných povrchů zastoupeny větší mírou, než odpovídá normálnímu rozdělení (obr. 21), a to 580 - 600 m n. m., 680 - 710 m n. m., 740 - 760 m n. m., 810- 830 m n. m., 1000 - 1040 m n. m., 1080-1100 m n. m., 1180 - 1200 m n. m., 1300- 1340 m n. m., 1360- 1380 m n. m. a 1440 - 1460 m n. m.



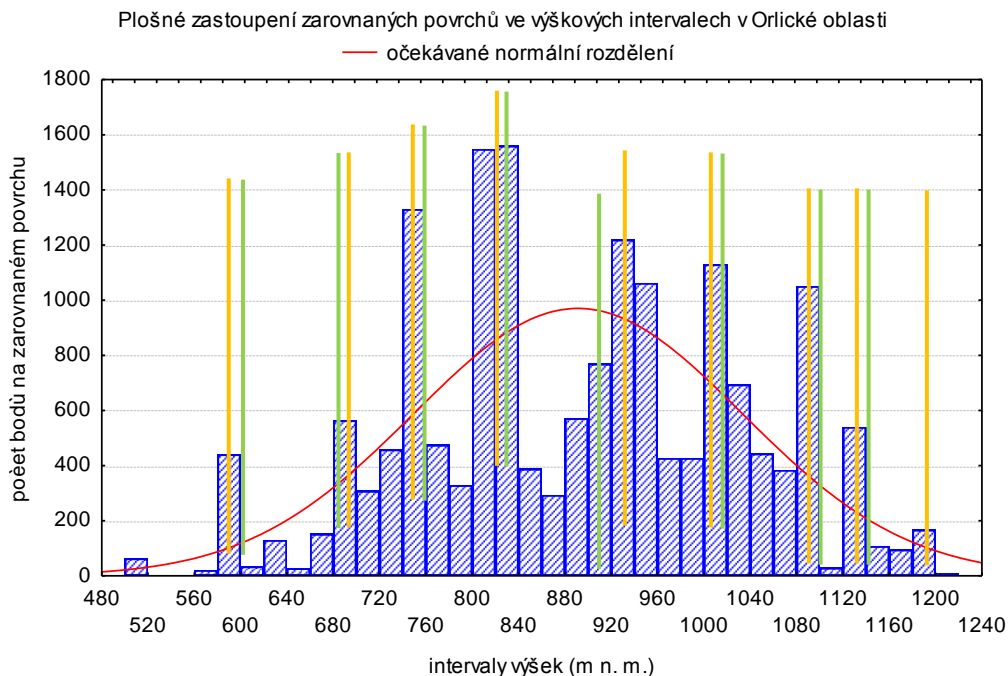
Obr. 21: Graf četností zarovnaných povrchů (Hrubý Jeseník) se středy potenciálních zarovnaných povrchů ze součtového grafu - (zelené linie) a středy potenciálních zarovnaných povrchů odvozených z histogramu (žluté linie)

Počet intervalů určených součtovým grafem se neshodoval počet intervalů odvozených z grafu četností, a to v nadmořských výškách 640-670 m n. m., 880 -920 m n. m., 1110 -1150 m n. m. Na základě součtového grafu lze říci, že jsou tyto intervaly výrazněji oddělené stupni, ovšem jejich rozloha je poměrně malá.



Obr. 22: Graf četností zarovnaných povrchů se středy potenciálních zarovnaných povrchů ze součtového grafu - (zelené linie) a středy potenciálních zarovnaných povrchů odvozených z histogramu (žluté linie)

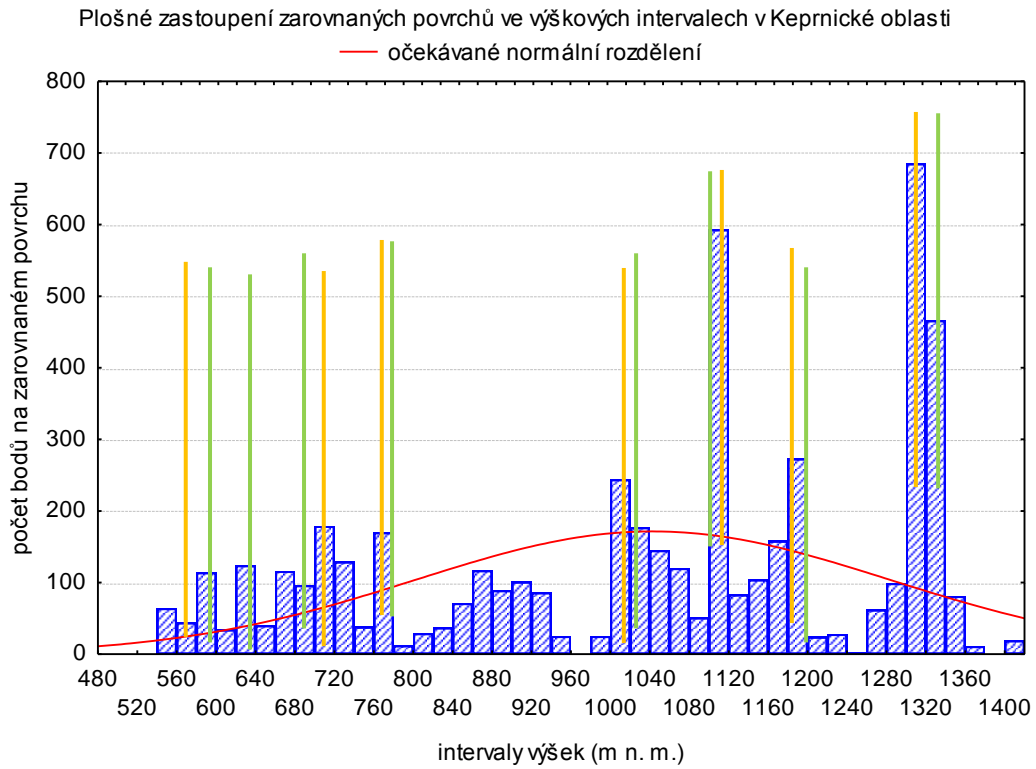
V Pradědské části (obr. 22) bylo vyčleněno dvanáct intervalů (640 – 670 m n. m., 680 – 700 m n. m., 710 – 760 m n. m., 790- 810 m n. m., 840 – 860 m n. m., 1000 – 1010 m n. m., 1080- 1100 m n. m., 1180 – 1220 m n. m., 1240 – 1260 m n. m., 1300 – 1320 m n. m., 1370 – 1390 m n. m. a 1430 - 1460 m n. m.) z grafu četností. Interval 1000 – 1020 m n. m. měl svůj vrchol pod křivkou normálního rozdělení, ovšem při detailnějším náhledu - změnou kroku intervalu z 20 m na 10 m četnost intervalu 1000 – 1010 překročila křivku polovičně. Výrazný je široký interval ve výšce od 660 do 820 m n. m., který se svou plochou zarovnaných povrchů podílí nejvíc na celkové rozloze zarovnaných povrchů. V druhé části grafu – nad 950 m n. m. jsou úroveň zastoupeny hojně, ale jsou spíše úzké a hůře identifikovatelné.



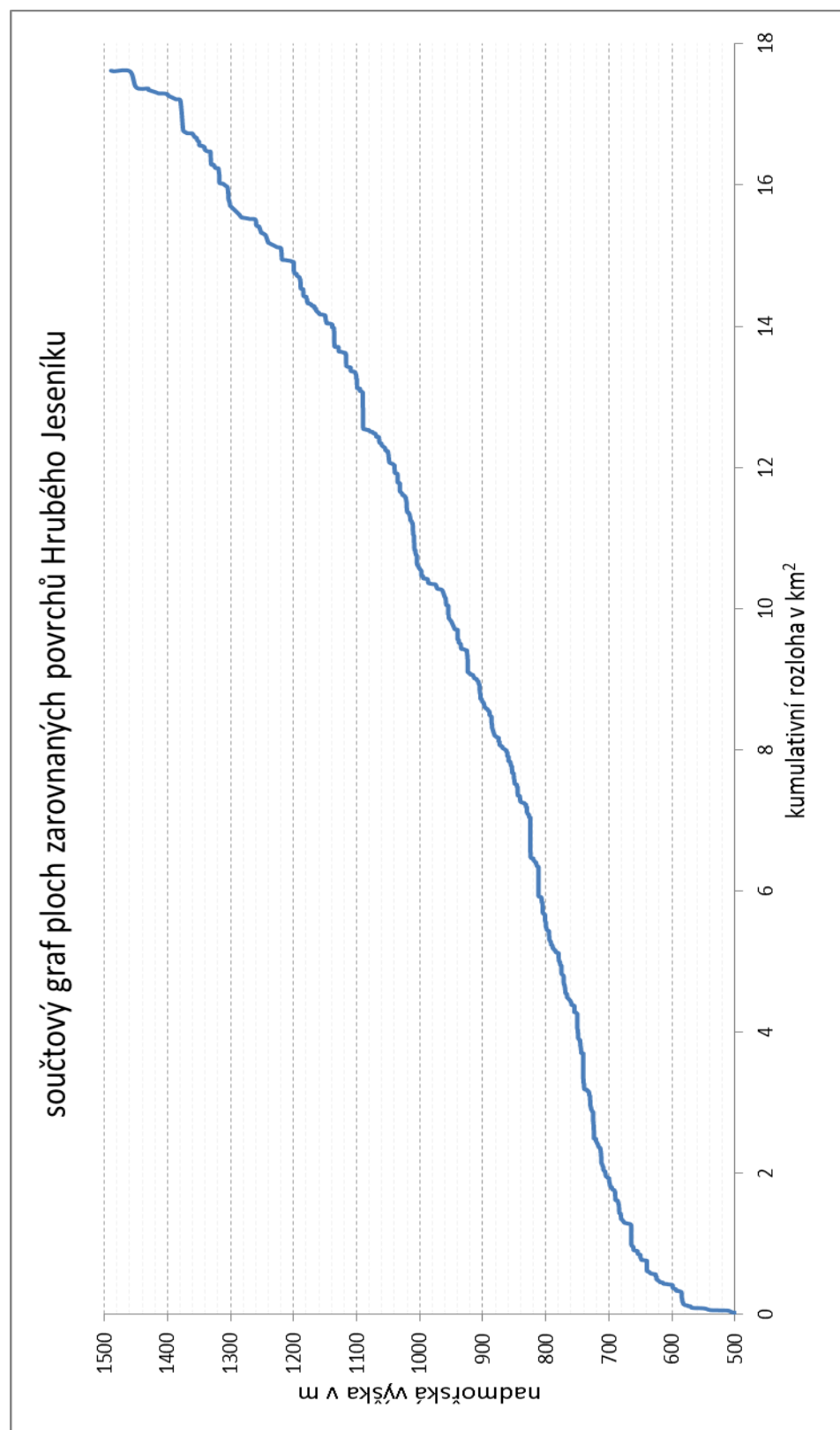
Obr. 23: Graf četností zarovnaných povrchů se středy potenciálních zarovnaných povrchů ze součtového grafu - (zelené linie) a středy potenciálních zarovnaných povrchů odvozených z histogramu (žluté linie)

V Orlické části bylo identifikováno devět intervalů (obr. 23) z histogramu (580 - 600 m n. m., 680 - 700 m n. m., 740 - 760 m n. m., 800 - 840 m n. m., 920 - 980 m n. m., 1000 - 1040 m n. m., 1080 - 1100 m n. m., 1101 - 1130 m n. m. a 1180 - 1200 m n. m.) a osm intervalů součtovou metodou (580 - 600 m n. m., 680 - 710 m n. m., 740 - 750 m n. m., 800 - 820 m n. m., 900 - 920 m n. m., 1000 - 1030 m n. m., 1090 - 1100 m n. m., 1120 - 1140 m n. m.). Intervaly s větším rozpětím i s větším zastoupením plochy (800 - 840 m n. m., 920 - 960 m n. m. a 1000 - 1040 m n. m.) se nacházejí v centrální části. Poslední interval 1180 - 1200 m n. m. patrný z histogramu nebyl identifikován ze součtového grafu jako interval významný.

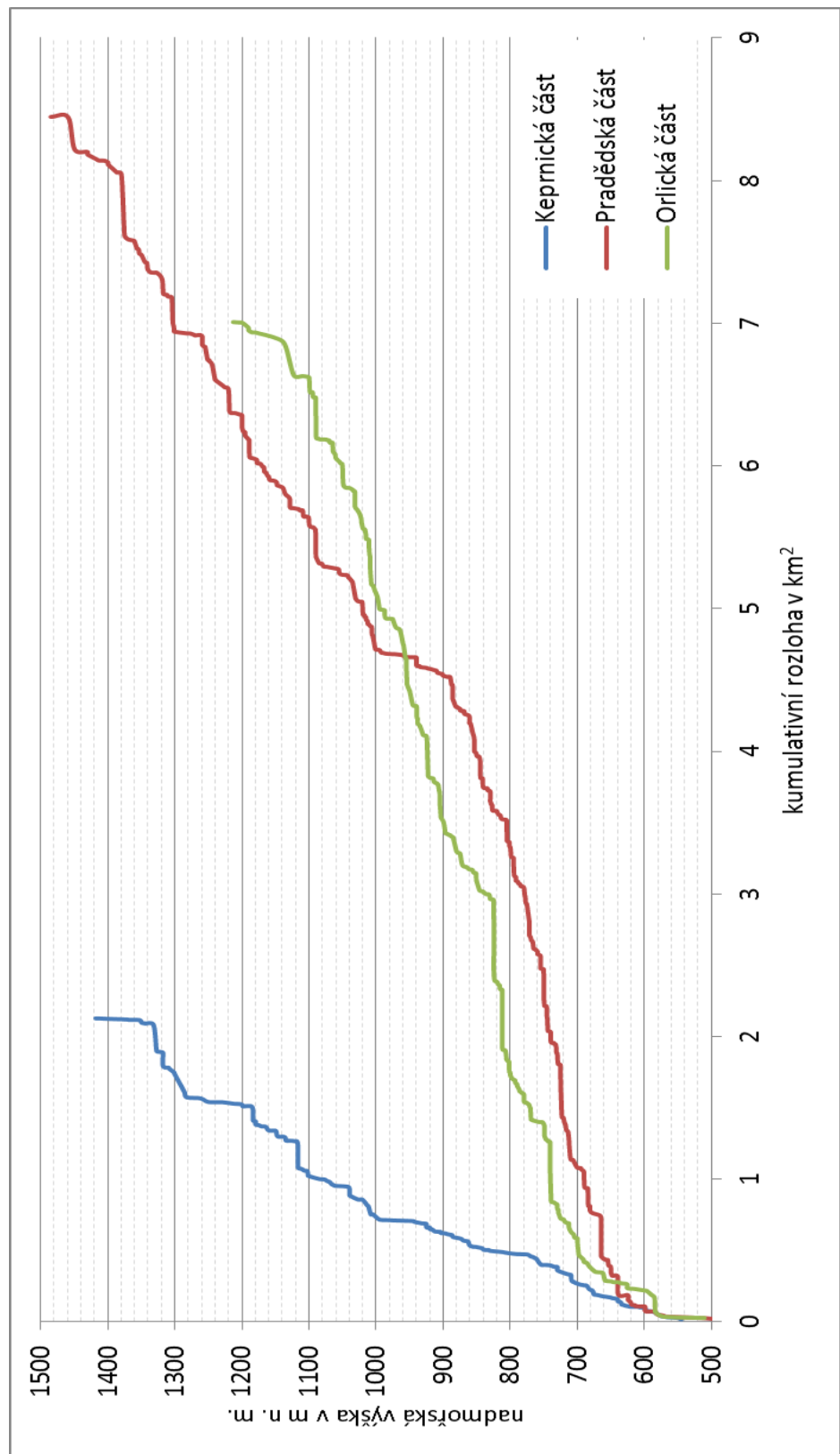
V Keprnické části bylo identifikováno osm intervalů ze součtového grafu (580-600 m n. m., 680-705 m n. m., 750-780 m n. m., 1000 - 1020 m n. m., 1100 - 1120 m n. m., 1180 - 1190, 1280 - 1330 m n. m.), sedm intervalů bylo určeno z histogramu (540 - 600 m n. m., 660 - 740 m n. m., 760 - 780 m n. m., 1000 - 1040 m n. m., 1090 - 1100 m n. m., 1160 - 1200 m n. m. a 1300 - 1340 m n. m.). Nejvýraznějším intervalem s je právě poslední zmíněný. Je nejširší a má největší zastoupení ploch zarovnaných povrchů. Mezi 540 až 790 m n. m. lze vidět mnoho malých intervalů vystupující nad křivku normálního rozdělení (obr. 24).



Obr. 24 : Graf četností zarovnaných povrchů se středy potenciálních zarovnaných povrchů ze součtového grafu (obr. 24) - (zelené linie) a středy potenciálních zarovnaných povrchů odvozených z histogramu (žluté linie)



Obr. 25: Rozmístění ploch zarovnaných povrchů s nadmořskou výškou pro Hrubý Jeseník



Obr. 26: rozmístění ploch zarovnaných povrchů s nadmořskou výškou pro jednotlivé části Hrubého Jesenika

Pradědská část (graf četností)	Pradědská část (součtová metoda)	Orlická část (graf četností)	Orlická část (součtová metoda)	Kepmická část (graf četností)	Kepmická část (součtová metoda)	Hrubý Jeseník (graf četností)	Hrubý Jeseník (součtová metoda)
		580 - 600	580 - 600	540 - 600	580-600	580 - 600	580 - 600
640 - 670	640 - 680						640-670
680 - 700	680 - 700	680 - 700	680 - 710	660 - 740	680-705	680-700	670 - 710
710 - 760	710 - 760	740 - 760	740 - 750	760 - 780	750 - 780	740 - 760	
790 - 810	770 - 805	800 - 840	800 - 820			810- 830	790 - 820
840 - 860	840 - 860, 880	920 - 940, 960 - 980	900 - 920				880 - 920
1000 - 1010	990 - 1020	1000 - 1040	1000 - 1030	1000 - 1040	1000 - 1020	1000 - 1040	990 - 1020
1080 - 1100	1080	1080 - 1100	1090 - 1100	1090 - 1100	1100	1080-1100	1080 - 1105
	1120 - 1140	1130 - 1150	1120 - 1140		1100 - 1120		1110 - 1150
1180 - 1220							
1240 - 1260	1180 - 1260	1180 - 1200		1160 - 1200	1180 - 1190	1180 - 1200	1180 - 1220
1300 - 1320	1300 - 1320			1300 - 1340	1280 - 1330	1300 - 1340	1300 - 1330
1370 - 1390	1340, 1380					1360-1380	1370 - 1390
1430 - 1460	1440 - 1460					1440 - 1460	1450 - 1460

Tab. 5 : Intervaly nadmořských výšek odvozené ze součtového grafu a z grafu četností

6.2.2 Úrovně zarovnaných povrchů prokázaných chí kvadrát testem

Velikost celkové plochy zarovnaných povrchů v jednotlivých výškových intervalech nemusí být vypovídající, neboť může být způsobena obecně větší rozlohou dané výškové hladiny. V jednotlivých částech Hrubého Jeseníku byly testem χ^2 hodnoceny intervaly, ve kterých je zastoupení zarovnaných povrchů statisticky významné.

Tab. 6: : Chí-kvadrát test pozorovaných (bodů nacházejících se na zarovnaných površích v konkrétním výškovém stupni) a očekávaných hodnot (náhodně rozmístěných bodů v daném výškovém stupni) v Praděšské části

Chi-kvadrát = 18716.44 df = 49 p < 0.000000				
výškové intervaly	pozorované body na ZP	očekávané náhodné body	pozorované - očekávané	χ^2
450 - 639	458,00	1334,00	-876,00	575,24
640 - 670	1070,00	865,00	205,00	48,58
671 - 679	9,00	294,00	-285,00	276,28
680 - 700	778,00	757,00	21,00	0,58
701 - 709	145,00	341,00	-196,00	112,66
710 - 760	3473,00	2223,00	1250,00	702,88
761 - 789	1227,00	1144,00	83,00	6,02
790 - 810	1071,00	719,00	352,00	172,33
811 - 839	563,00	981,00	-418,00	178,11
840 - 880	1411,00	1165,00	246,00	51,95
881 - 999	1048,00	3206,00	-2158,00	1452,58
1000 - 1020	795,00	549,00	246,00	110,23
1021 - 1079	601,00	1513,00	-912,00	549,73
1080 - 1100	838,00	542,00	296,00	161,65
1101 - 1179	978,00	1679,00	-701,00	292,67
1180 - 1220	1204,00	732,00	472,00	304,35
1221 - 1239	151,00	310,00	-159,00	81,55
1240 - 1260	754,00	313,00	441,00	621,35
1261 - 1279	38,00	238,00	-200,00	168,07
1280 - 1320	1030,00	489,00	541,00	598,53
1321 - 1369	547,00	506,00	41,00	3,32
1370 - 1390	1172,00	121,00	1051,00	9128,93
1391 - 1429	210,00	162,00	48,00	14,22
1430 - 1465	723,00	118,00	605,00	3101,91
nad 1465	25,00	18,00	7,00	2,72
Sum	40638,00	40638,00	0,00	18716,44

Pozn. Červeně vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statisticky významnou převahou pozorovaných hodnot nad očekávanými pro, modře vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statistickou shodou očekávaných a pozorovaných hodnot, zeleně vyznačeny meziintervaly, ve kterých je statisticky významná převaha pozorovaných hodnot nad očekávanými.

V Pradědské části byly všechny potenciální zarovnané povrchy, které byly odvozeny z grafu četností a součtového grafu, určeny chí-kvadrát testem jako signifikantní, s výjimkou jediného intervalu ve výškové hladině 680 – 700 m n. m. (tab. 9). Intervaly 761- 789 m n. m. a 1391 – 1429 m n. m. byly vyhodnoceny se statisticky významnou převahou pozorovaných hodnot, přestože v součtovém grafu, ani grafu četností patrné nebyly.

Tab. 7: Chí-kvadrát test pozorovaných (bodů nacházejících se na zarovnaných površích v konkrétním výškovém stupni) a očekávaných hodnot (náhodně rozmístěných bodů v daném výškovém stupni) v Orlické části

Chi-kvadrát = 8861.434 df = 35, interval spolehlivosti $\alpha = 0,05$, KH 3,84				
výškové intervaly	pozorované body na ZP	očekávané náhodné body	pozorované - očekávané	χ^2
pod 580	84,00	932,00	-848,00	771,571
580 - 600	441,00	353,00	88,00	21,938
601 - 679	344,00	1955,00	-1611,00	1327,530
680 - 710	716,00	977,00	-261,00	69,725
711 - 739	595,00	1113,00	-518,00	241,082
740 - 760	1330,00	882,00	448,00	227,556
761 - 799	751,00	1728,00	-977,00	552,389
800 - 840	3178,00	1593,00	1585,00	1577,040
841 - 919	2005,00	2744,00	-739,00	199,024
920 - 980	2716,00	1890,00	826,00	360,993
981 - 999	383,00	617,00	-234,00	88,746
1000 - 1040	1865,00	1011,00	854,00	721,381
1041 - 1079	827,00	624,00	203,00	66,040
1080 - 1100	1066,00	299,00	767,00	1967,522
1101 - 1130	560,00	272,00	288,00	304,941
1131 - 1179	198,00	186,00	12,00	0,774
1180 - 1200	172,00	45,00	127,00	358,422
nad 1201	11,00	21,00	-10,00	4,762
Sum	34484,00	34484,00	0,00	8861,434

Pozn. Červeně vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statisticky významnou převahou pozorovaných hodnot nad očekávanými pro, oranžově vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statisticky významnou převahou očekávaných hodnot nad pozorovanými, zeleně vyznačeny meziintervaly, ve kterých je statisticky významná převaha pozorovaných hodnot nad očekávanými.

V Orlické části bylo jako významných určeno osm intervalů - úrovní. Ve všech potenciálních zarovnaných površích (až na interval 680 – 710 m n. m.) test shody významně překračoval kritickou hodnotu. Tudiž zastoupení zarovnaných povrchů v intervalech bylo signifikantní.

U intervalu 680 – 710 m n. m. převažovaly očekávané hodnoty nad pozorovanými, tedy v tomto intervalu bylo mnohem menší zastoupení plochy zarovnaných povrchů, než bylo

očekáváno. Tento rozdíl je statisticky významný, tudíž interval 680 – 710 m n. m. nebyl dále do analýzy zahrnut. Naproti tomu interval nacházející se mezi dvěma potenciální zarovnané povrchy (1041 – 1079 m n. m.) vykazuje převahu pozorovaných hodnot nad očekávanými. Také tento rozdíl očekávaných a pozorovaných hodnot je statisticky významný ve prospěch výskytu zarovnaných povrchů (tab. 7), a proto bude dále brán v úvahu při stanovování úrovní.

V Keprnické části byly pouze čtyři potenciální zarovnané povrchy vyhodnoceny jako signifikantní (tab. 8). Naproti tomu tři potenciální zarovnané povrchy byly s významně menším zastoupením zarovnaných povrchů, než bylo očekávané. V intervalu nad 1341 m n. m. bylo signifikantně více bodů na zarovnaných površích než těch, které byly rozmístěny náhodně v dané úrovni.

Tab. 8: : Chí-kvadrát test pozorovaných (bodů nacházejících se na zarovnaných površích v konkrétním výškovém stupni) a očekávaných hodnot (náhodně rozmístěných bodů v daném výškovém stupni) v Keprnické části

Chi-kvadrát = 6819.358 df = 29 p < 0.000000				
výškové intervaly	pozorované body na ZP	očekávané náhodné body	pozorované - očekávané	χ^2
pod 540	0,000	202,000	-202,000	202,000
540 - 600	222,000	316,000	-94,000	27,962
601 - 679	314,000	582,000	-268,000	123,409
680 - 740	427,000	503,000	-76,000	11,483
741 - 759	15,000	144,000	-129,000	115,563
760 - 780	170,000	137,000	33,000	7,949
781 - 999	592,000	837,000	-245,000	71,714
1000 - 1040	542,000	402,000	140,000	48,756
1041 - 1099	195,000	324,000	-129,000	51,361
1100 - 1120	596,000	211,000	385,000	702,488
1121 - 1159	184,000	287,000	-103,000	36,965
1160 - 1200	64,000	176,000	-112,000	71,273
1201 - 1299	215,000	419,000	-204,000	99,322
1300 - 1340	1151,000	180,000	971,000	5238,006
nad 1341	93,000	66,000	27,000	11,045
Sum	9572,000	9572,000	0,000	6819,358

Pozn. Červeně vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statisticky významnou převahou pozorovaných hodnot nad očekávanými pro, oranžově vyznačeny potenciální zarovnané povrchy se statisticky významnou převahou očekávaných hodnot nad pozorovanými, zeleně vyznačeny meziintervaly, ve kterých je statisticky významná převaha pozorovaných hodnot nad očekávanými.

Tab. 9: Přehled intervalů prokázaných testem chí-kvadrát a jejich rozestupy v m

Keprnická			Pradědská			Orlická		
nadmořská výška intervalu	šíře intervalu	výškový rozdíl k dalšímu výše položenému intervalu	nadmořská výška intervalu	šíře intervalu	výškový rozdíl k dalšímu výše položenému intervalu	nadmořská výška intervalu	šíře intervalu	výškový rozdíl k dalšímu výše položenému intervalu
			1430 - 1465					
			1391 - 1429					
			1370 - 1390	95				
nad 1341								
1300 - 1340	>40		1280 - 1320	40	50			
			1240 - 1260	20	20			
1160 - 1200	40	100	1180 - 1220	40	20	1180 - 1200	20	
1100 - 1120	20	40	1080 - 1100	20	60	1080 - 1130	50	50
						1041 - 1079	40	
1000 - 1040	40	60	1000 - 1020	20	60	1000 - 1040	40	0
						960 - 980	20	20
						920 - 940	20	20
			840 - 880	40	120			
760 - 780	20	220	790 - 810	20	30	800 - 840	40	80
			710 - 760	50	30	740 - 760	20	20
680 - 740			640 - 670	30	40	680 - 710		
540 - 600						580 - 600	20	20

6.2.3 Úrovně a podúrovně zarovnaných povrchů

Intervaly zarovnaných povrchů jednotlivých částí, které se podařilo prokázat chí kvadrát testem, byly porovnávány z hlediska jejich šířky a relativní hladiny vůči ostatním intervalům. Takto vznikly úrovně, které obsahovaly podúrovně (např. Keprnická část má úroveň K1, ke které náleží podúrovně K1A a K1B). Celkem bylo pro Pradědskou část určeno šest úrovní, z toho čtyři obsahovaly po dvou podúrovních, jedna úroveň tři. Šest úrovní bylo také v Orlické části, se třemi intervaly s podúrovněmi. V Keprnické části byly stanoveny pouze 4 úrovně, pouze jedna z nich obsahovala podúroveň (tab. 11). Úrovně v jednotlivých částech Hrubého Jeseníku jsou znázorněny ve volné příloze.

Tab. 10: Hlavní úrovně zarovnání podúrovně v jednotlivých částech Hrubého Jeseníka (v m)

Keprnická			Pradědská			Orlická		
nadmořská výška úrovně	šíře úrovně	výškový rozdíl mezi danou úrovní a následující vyšší úrovní	nadmořská výška úrovně	šíře úrovně	výškový rozdíl mezi danou úrovní a následující vyšší úrovní	nadmořská výška úrovně	šíře úrovně	výškový rozdíl mezi danou úrovní a následující vyšší úrovní
			P1A 1430 - 1465 P1B 1391 - 1429 P1C 1370 - 1390	95				
K1A nad 1341 K1B 1300 - 1340	>40		P2A 1280 - 1320 P2B 1240 - 1260	40 20	50 20			
K2A 1160 - 1200 *	40	100	P3 1180 - 1220	40	20	1180 - 1200	20	
K2B 1100 - 1120	20	40	P4A 1080 - 1100	20	80	O2A 1080 - 1130 O2B 1041 - 1079	50 40	50 0
K3 1000 - 1040	40	60	P4B 1000 - 1020	20	60	O3 1000 - 1040 O4A 960 - 980 O4B 920 - 940	40 20 20	0 20 20
K5 760 - 780	20	220	P5A 840 - 880 P5B 790 - 810 P6A 710 - 760 P6B 640 - 670	40 20 50 30	120 30 30 40	O5A 800 - 840 O5B 740 - 760 O6A 680 - 710* O6B 580 - 600	40 20 20 20	80 40 80 80

*Červeně ohraničené intervaly, které nebyly prokázány chí kvadrát testem

První úroveň (červeně)

Nejvyšší úroveň je v Pradědské části tvořena třemi podúrovněmi (P1A:1370 – 1390 m n. m., P1B:1391 – 1429 m n. m., P1C:1430 – 1465 m n. m.), které na sebe plynule navazují. Rozpětí úrovně zde dosahuje 95 m. V Keprnické části je první úroveň ve výšce 1300 – 1370 m n. m. a zahrnuje pouze dva intervaly: 1300 – 1340 m n. m. a hladiny nad 1340 m n. m). Tato úroveň je v Orlické části zastoupena pouze jedním 20m intervalem. Nejnižše se nachází první úroveň v Orlické části a nejvyšš v Pradědské. V Pradědské části je zastoupena první úroveň na hlavním hřbetu a má také nejvíce vedlejších úrovní (P1A, P1B, P1C). Převýšení první úrovně Orlické a první úroveň Pradědské části dosahuje 170 m. Převýšení mezi K1 a P1 činí maximálně 30 m.

Druhá úroveň (oranžově)

Druhá úroveň je zastoupena dvěma intervaly v Pradědské části (A: 1280 – 1320 m n. m. a B: 1240 – 1260 m n. m.), které jsou od sebe odděleny 20 m. Dále v Orlické části se v této nacházejí také dva intervaly, které na sebe navazují a lze je uvažovat jako jeden (1041 – 1130 m n. m.). Interval P2B je užší než O2B a má jistý odstup vůči intervalu P2A a O2A. Tato úroveň je od první úrovně v Pradědské i Orlické části shodně oddělena 50 výškovými metry, v Keprnické části je to nejméně 100 m, neboť chybí interval K2A, který nebyl prokázán chí-kvadrát testem. Převýšení mezi P2 a O2 činí 150 m, mezi P2 a K2 je to 160 m.

Třetí úroveň (žlutě)

Úroveň třetí má jen jediný interval (K3 1000 – 1040 m n. m., P3 1180 – 1220 m n. m. a O2 1000 – 1040 m n. m.) Intervaly O, které se v úrovni 1 a 2 nacházely vždy v nižších hladinách od intervalů K a P, se ve třetí úrovni O3 nacházejí ve stejné výškové hladině jako K3. Převýšení mezi P3 a K3,O3 činí 140 m.

Čtvrtá úroveň (zeleně)

Do čtvrté úrovně byly přiřazeny dva intervaly v Pradědské a Orlické části (P4A, P4B a O4A, O4B) a jejich rozpětí se shoduje v obou případech. Výškový rozdíl od nejvyšší polohy P5 a O5 činí 120 m. Rozdílné ovšem zůstává převýšení mezi P4A, P4B a O4A.O4B. V Pradědské části je to 60 m, naproti tomu v Orlické části lze

pozorovat výškový rozdíl 20 m. V Keprnické části čtvrtá úroveň zcela chybí, což bylo patrné i dříve z grafu četností. Výškový rozdíl mezi P4 a O4 činí 100 m. Ve volné příloze je výškový interval mezi (4A a 4B) vyznačen jako 4ab.

5. úroveň (světla fialově)

Úroveň pátá má největší vertikální převýšení vzhledem ke své předcházející úrovni. V Keprnické části tento rozdíl činí až 220 m), což je způsobeno absencí úrovně 4. Tato úroveň je zastoupena pouze úzkým rozpětím (20 m). Pradědská a orlická pátá úroveň je také charakteristická dvěma podúrovněmi. Výškový rozdíl mezi těmito podúrovněmi je v Pradědské části 120 m, v Orlické části 180 m. Mezi intervaly P5A a P5B, O5A a O5b je třicetimetrový, resp. čtyřicetimetrový odstup.

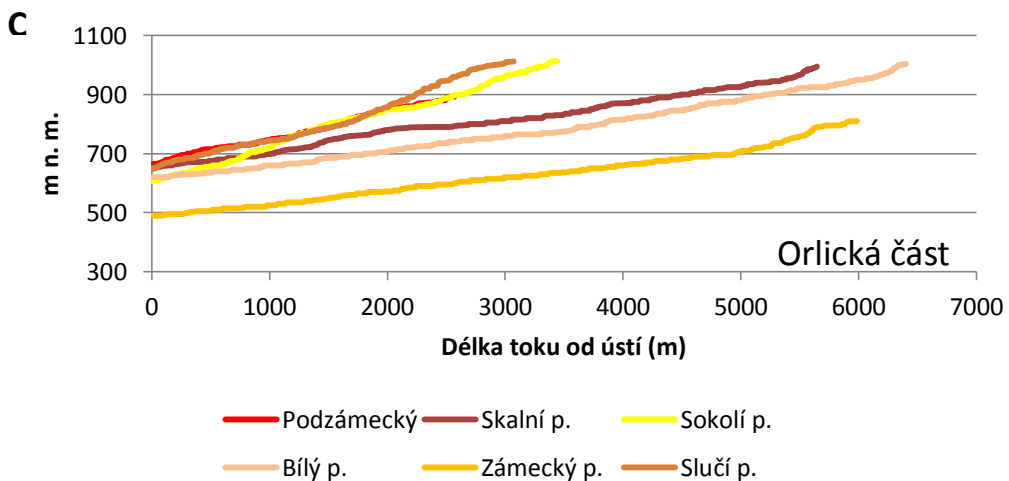
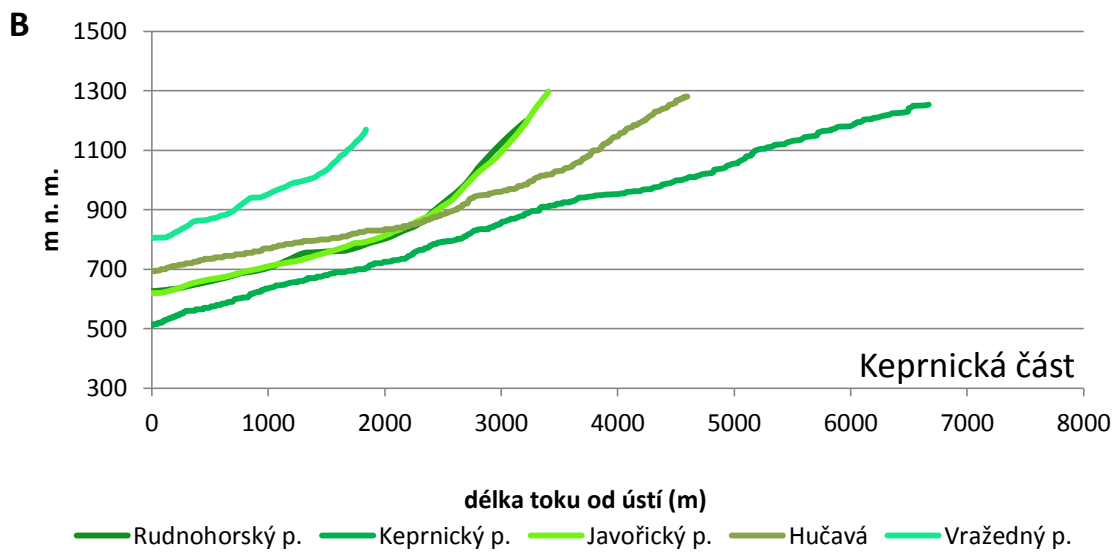
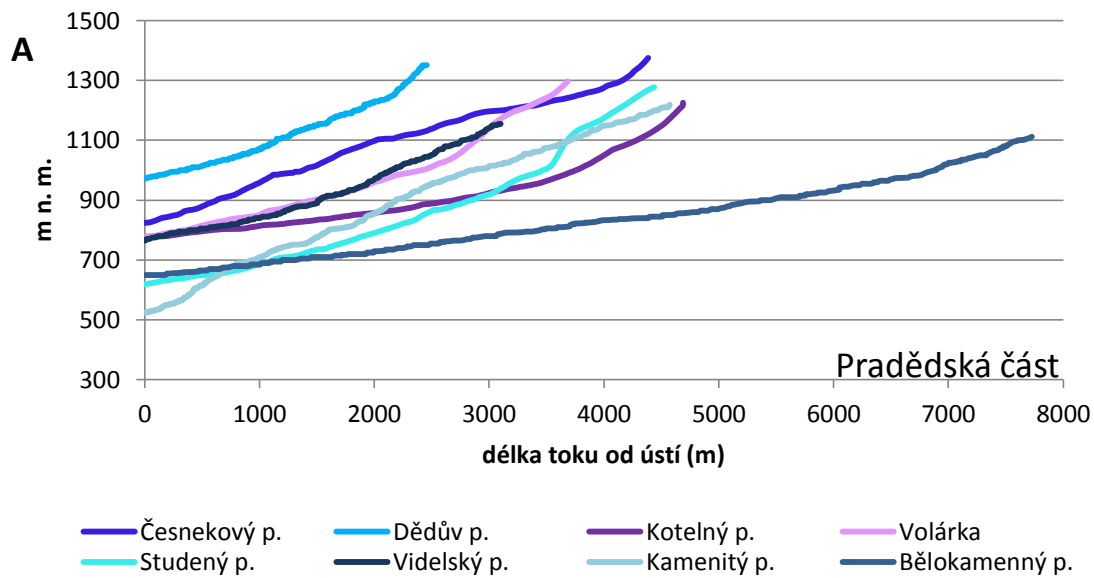
šestá úroveň (tmavě fialově)

Poslední úroveň se statisticky projevila pouze v Pradědské a Orlické části, kde je tvořena dvěma, resp. jedním intervalem. V Pradědské části je tato úroveň poměrně široká, v Orlické části je zastoupena pouze 20 m, od páté úrovně je v Pradědské části oddělena 30 m, v Orlické 80 m.

6.2.4 Podélné profily údolí

Z topografického podkladu byly vytvořeny podélné profily a normované podélné profily celkem pro 44 toků (příloha 1), u většiny se bylo možné identifikovat stupně na podélných profilech údolí, které byly následně vyneseny do mapy v prostředí GIS. Stupně na podélných profilech údolí byly rozmístěny v různých částech údolí. Největší výskyt těchto stupňů (4– 5) je v údolích, které se nacházejí ve vyšších polohách, např. v údolích vybíhajících z hlavního hřbetu (na Moravici, Kotelném p., Volárce, na Velkém Dědově p., Česnekovém a Divokém potoce) V této oblasti se stupně nacházejí s výškovými odstupy 50 – 150 m. Nejméně stupňů na podélných profilech se přirozeně nachází v údolích nižších poloh. Patrně se nepodařilo zaznamenat všechny stupně na podélných profilech, neboť byly z grafů určovány vizuálně. Stupně na normovaných podélných profilech v údolích byly v jednotlivých oblastech rozmístěny v různých výškových úrovních a o různých počtech (příloha 1). Na Kotelném potoce, Volárce, Moravici a Bělokamenném potoce činí rozdíl prvního a druhého stupně shora 100 m, 135 m, 140 m, a 130 m. Dále jsou tyto podobnosti patrné na Keprnickém potoce a Studeném potoce, kdy se výškové rozdíly mezi čtyřmi stupni téměř shodují (150 m, 100 m, 100 m a 150 m, 100 m, 80 m).

Podélné profily údolí v jednotlivých částech sledovaného území vykazují odlišný průběh. V Pradědské části (obr. 25A) zpravidla menší údolí (do 5 km) dosahují převýšení (počátek – konec údolí) 350 – 600 m. Tato údolí mají počátek pod hlavním hřbetem. V Keprnické části (obr. 25B) se také vyskytují krátká, poměrně strmá údolí. Převýšení mezi počátkem údolí a koncem údolí do 5 km dosahuje až 600 m). Zajímavý průběh lze pozorovat u Javořického a Rudohorského potoka, kdy od počátku údolí po střední část údolí mají velmi příkrý průběh, poté opět pozvolný. Průběh podélných profilů údolí v Orlické části je mnohem „klidnější“ (obr. 25C). Převýšení počátku a konce údolí u malých údolí (do 5 km) nepřesahuje 350 m.



Obr. 27: Podélné profily vybraných údolí v jednotlivých částech Hrubého Jasníka

7. DISKUZE

7.1 Zhodnocení metodického postupu

Hladiny zarovnaných povrchů, které se neprojevily v grafu četností jako významné, mohly být nesprávně vyloučeny, přestože se projevily v součtovém grafu. To mohlo být způsobeno nastavením nesprávné šířky intervalu, které může snížit vypovídající hodnotu. Např. při sloučení původně dvou úzkých intervalů (jednoho s velkou četností a druhého s malou četností) nabyde výsledný širší interval průměrné hodnoty obou užších intervalů. Ringrose a Migoń (1997) doporučují posoudit individuálně každou úroveň, která se jeví zastoupením zarovnaných povrchů jako významná, ale v histogramu se výrazně neprojevuje. snížením šíře intervalu. Pokud je však šířka intervalu příliš malá, může vzniknout mnoho při sobě stojících intervalů s velkým rozpětím četností.

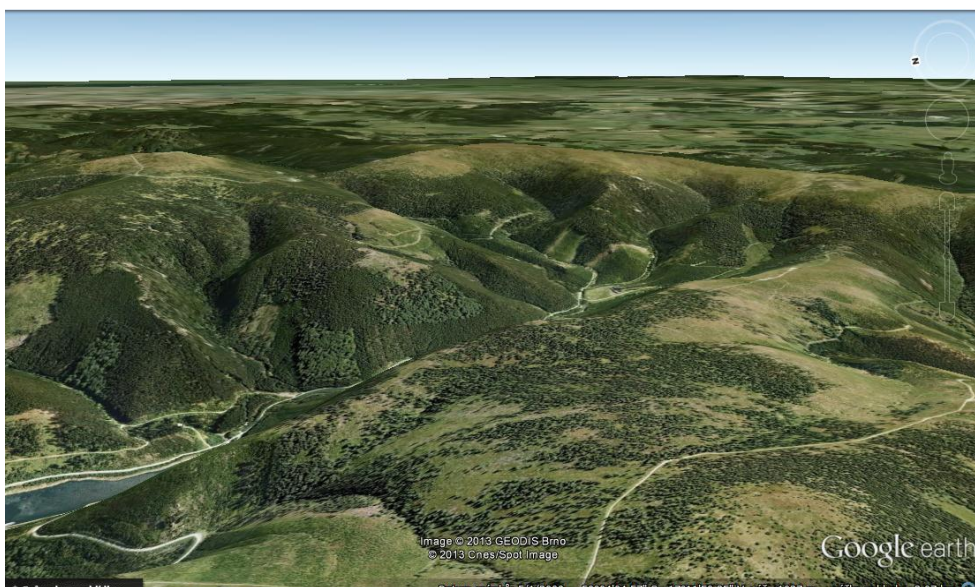
V případě součtového grafu byly někdy zaznamenány pozvolna narůstající plochy zarovnaných povrchů, což mohlo způsobit stanovení širšího rozpětí úrovně, než jaký byl ve skutečnosti. V případě stanovení širšího intervalu ze součtového grafu je nutné konfrontovat tento interval s grafem četností.

7.2 Výškové hladiny úrovní, vliv tektoniky na distribuci zarovnaných povrchů

Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku se vyskytují ve všech výškových hladinách. Největší z nich se nacházejí na oblých hřbetech (např. na hlavním hřbetu (obr. 28)) a nižších úrovních Pradědské části (pod Čertovou horou 825 m n. m.) a Orlické části (pod Kopřivníkem 831 m n. m.). V tektonicky aktivních oblastech jsou popisovány největší rozlohy zarovnaných povrchů právě na hřbetech nejvyšších a nejnižších úrovní (Török – Oance, 2009, Ringrose a Migoń, 1997). V těchto oblastech mají zarovnané povrchy převážně protáhlý tvar, a sklon většinou do 2°.

V Hrubém Jeseníku bylo vyčleněno šest úrovní zarovnaných povrchů, které jsou zastoupeny v Pradědské a Orlické části. Král (1985) popisuje zarovnané povrchy v Hrubém Jeseníku ve vrcholových partiích hlavního hřbetu (Vysoká hole 1464 m n. m., Velký Máj 1384 m n. m. a zarovnaný povrch pod Břidličnou horou 1358 m n. m.), ale nestanovuje počet úrovní. Demek

(1975) popisuje navíc zarovnaný povrch pod Mravenečníkem 1343 m n. m. (dnes se nachází v úrovni vodní nádrže Dlouhé stráně). Nadmořské výšky zarovnaných povrchů popsanych těmito autory lze přiřadit k první (1370 – 1465 m n. m.) a druhé (1240 – 1320 m n. m.) úrovni zarovnání v Hrubém Jeseníku. V Keprnické části se vyskytují pouze čtyři úrovně zarovnaných povrchů. Rovněž zde Král (1985) popisuje pouze zarovnaný povrch pod horou Vozka (1377 m n. m.). V Orlické části zarovnané povrchy popsány nebyly. Také Zarovnané povrchy nacházející se v nižších polohách v Hrubém Jeseníku nebyly dosud v literatuře popsány, patrně kvůli náročnosti metodického postupu, který spočíval v ručním vyhodnocování kartografických podkladů. Proto byly popisovány pouze takové zarovnané povrchy, které byly patrné při terénním výzkumu nebo v mapovém podkladu jasně viditelné.



Obr. 28: Pohled od Mravenečníku (1343 m n. m.) na Praděd 1491 m n. m. a Vysokou holi 1464 m n. m. (Google Earth)

Výškové rozdíly mezi úrovněmi zarovnaných povrchů souvisí s intenzitou nebo délkou vertikálních tektonických pohybů (Coltorti a Pieruccini, 2000). Jestli výškové rozdíly mezi úrovněmi odpovídají intenzivnímu výzdvihu nebo pouze pozvolnému a dlouhodobému nelze stanovit, neboť pro to neexistují patřičná podpůrná data, jako např. stáří sedimentů.

K5 a K3 je velký (220 m), mezi úrovněmi K2 a K1 také, i když ne už tolik (140 m). Naopak mezi úrovněmi K2 a K3 dosahuje výškový rozdíl jen 60 m, což je oproti předešlým zmíněným výškovým rozdílům hodnota menší než poloviční. Z toho vyplývá, že v Keprnické

části nejprve probíhal intenzivní nebo dlouhodobý a pozvolný zdvih, který byl vystřídán obdobím s menšími vertikálními tektonickými pohyby, následujícími opět méně intenzivním nebo dlouhou zdvihovou etapou, které bylo opět následováno intenzivním výzdvihem nebo dlouhým obdobím méně intenzivních zdvihů. Keprnická část má také největší podíl zarovnaných povrchů o rozloze do 500 m² (volná příloha). To odpovídá také husté síti zlomů v této oblasti (geologická mapa 1:50 000, Bělá p. Pradědem 14-24).

V Pradědské části jsou největší výškové rozdíly mezi úrovněmi P5 a P4 (120 m) a mezi P4 a P3 (80 m), největší vertikální tektonické pohyby tudíž v Pradědské části probíhaly právě mezi těmito úrovněmi. V Pradědské části na jihovýchodním svahu hlavního hřbetu chybí zarovnané povrchy v nadmořské výšce druhé úrovně, přičemž výškový rozdíl mezi P3 a P1 činí zhruba 90 m. Z toho je patrné, že probíhaly etapy intenzivního nebo dlouhodobého zdvihu střídané prakticky jen s kratšími periodami menší tektonické aktivity. Také první a druhý stupeň na podélných profilech údolí potoka Kotelného, Bělokamenného a řeky Moravice a Volárky jsou od sebe převýšeny o 120 - 130 m (příloha 1). V této oblasti Pradědské části muselo dojít k intenzivnějšímu výzdvihu. První úroveň Pradědské části má až tři podúrovně, což může být spojeno s vertikálními pohyby podél zlomů, které vedou příčně vzhledem k hlavnímu hřbetu (geologická mapa 1:50 000, Bělá p. Pradědem 14-24). To by vysvětlovalo výškový rozdíl mezi polohou zarovnaného povrchu na Vysoké Holi (1464 m n. m.) a polohou zarovnaného povrchu na Velkém Máji (1384 m n. m.).

V Orlické části jsou výškové rozdíly mezi úrovněmi mnohem menší, než v předchozích 2 částech. Největší rozdíl je mezi úrovněmi O1 a O2 (50 m) a mezi úrovněmi O5 a O4, O5 a O6 (shodně 80 m). Z toho lze usoudit, že probíhaly dvě etapy výzdvihu, následované obdobím relativního tektonického klidu a následně opět došlo k vertikálním posunům. Malý výškový rozdíl mezi úrovněmi O2 – O4 lze vysvětlit menší relativně klidným tektonickým obdobím, které se neprojevovalo v Keprnické ani Pradědské části. Toto klidné období se v ostatních částech Hrubého Jeseníku neprojevuje.

Ve všech třech částech Hrubého Jeseníku se projevuje etapa výzdvihu odpovídající výškovým rozdílům mezi pátou a čtvrtou (potažmo třetí úrovní). V Keprnické části 220 m, v Pradědské 120 m a v Orlické nejméně, a to 80 m. Z toho vyplývá, že během této etapy bylo výzdvihem postiženo celé území Hrubého Jeseníku, ovšem s rozdílnou intenzitou nebo délkou trvání v jednotlivých částech. Další významnou etapou výzdvihu v Hrubém Jeseníku reprezentuje výškový rozdíl mezi první a druhou úrovní. V Keprnické části je výškový rozdíl

mezi první a druhou úrovní opět největší, a to 100m, v Pradědské i Orlické části je to shodně 50 m. Výškové rozdíly mezi středními úrovněmi jsou znatelně menší u všech tří částí Hrubého Jeseníku. Nejintenzivnější pohyby se shodně nacházejí ve všech třech částech, a to mezi první a druhou úrovní a mezi čtvrtou a pátou úrovní.

V Pradědské části byly stanoveny etapy výzdvihu, které odpovídají pěti výškovým rozdílům (120 m, 60 m, 80 m a 50 m a 20 m) mezi šesti úrovněmi. Badura (2007) odvozuje pro Vysoké Sudety také pět etap tektonického výzdvihu patrně mladších než 31 Ma BP. Tektonické výzdvihy, které byly dříve popisovány v mnoha pracích, odpovídají výškovým rozdílům mezi úrovněmi v Pradědské části. Mezi úrovněmi P4B a P5, kde výškový rozdíl 150 m odpovídá součtu výzdvihů spodního a středního pleistocénu: 120 – 150 m (Badura et al., 2004, Kryszkowski a Pijet, 1993). Mezi úrovněmi P5 a P6A (výškový rozdíl činil 30 m, což by odpovídalo výzdvihům ve svrchním pleistocénu: 20 – 35 m (Kryszkowski et al., 2000), a mezi podúrovněmi P6A a P6B, jejichž výškový rozdíl 40 m lze porovnat s 25 m post-sálského výzdvihu (Kryszkowski et al., 2000).

Ve svrchním pleistocénu se Hrubý Jeseník nacházel v předpolí ledovce a jeho ústup mohl mít za následek změnu tlaku na okrajové části tektonické kry a způsobit tak izostatické vyrovnávání, které bylo v Sudetech již popisováno (Kryszkowski et. Stachura, 1998). Izostatické vyrovnání mohlo být jednou ze složek celkového výzdvihu nejnižších (nejmladších) úrovní. V mladším pleistocénu je maximální výzdvih odhadován na 60 – 70 m, který lze přirovnat svou hodnotou k výzdvihům mezi nejmladšími úrovněmi v Hrubém Jeseníku (úrovní čtvrtou a pátou). V severní části Žulovské pahorkatiny Štěpančíková (2007) zpochybňuje vliv izostatického vyrovnávání po ústupu Elsterského ledovce, neboť se tohoto území ledovec dotýkal jen okrajově. Jelikož se Hrubý Jeseník nachází jižně od Žulovské pahorkatiny, lze předpokládat, že v tomto období izostatické vyrovnání nebylo součástí zdvihů v Hrubém Jeseníku.

Podle Jahna (1980) dosahoval ve vrcholových částech Sudet celkový kenozoický výzdvih až 1500 m. Součtem výškových intervalů mezi úrovněmi lze dojít k závěru, že na území Hrubého Jeseníku došlo od paleogénu k celkovému minimálnímu výzdvihu 505 m (v Pradědské části), 460 m v (Keprnické části) a 310 m (v části Orlické). Nutné je ovšem uvažovat období poklesů, která mohla snížit celkovou hodnotu výzdvihu (Migoń, 2008).

Paleostresová analýza prokázala kompresi v JJV – SSZ směru a celkový strike-slip režim ve směru VSV a ZJZ. Tato komprese byla způsobena pohyby podél Sudetského a Orlického

zlomového pásma (Schenk, 2004) a vyvolala výzdvih v centrální části, což odpovídá velkým výškovým rozdílům mezi úrovněmi zarovnaných povrchů v Keprnické a Pradědské části.

O větší tektonické aktivitě, resp. intenzivnějším výzdvihu Pradědské a Keprnické části vypovídají podélné profily údolí. Údolí těchto částí mají oproti údolím Orlické části velmi strmý průběh. Lze usoudit, že v Pradědské a Keprnické části se svahy nestačily přizpůsobit výzdvihu oblasti a proto jsou údolí více zahloubená. Podélné profily údolí byly také dokladem zdvihů v oblasti.

Počet stupňů na normovaných podélných profilech a jejich výškový rozestup mohl odrážet počet úrovní zarovnání v oblasti daných toků a jejich relativní výzdvih. Výškové rozdíly mezi stupni ve stejných zónách byly však většinou příliš odlišné na to, aby je bylo možné spojit s odstupy mezi hlavními úrovněmi nebo jejich podúrovněmi (příloha 2). Je však také možné, že se nejstarší úrovně již na podélných profilech neprojevují, protože byla údolí modelována velmi dlouhou dobu. Z tohoto důvodu je výhodnější porovnávat nejmladší úrovně s rozestupy nejnižších stupňů na podélných profilech údolí.

7.3 Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku a okolních jednotek

V okolních jednotkách hercynika jsou zarovnané povrchy rozšířeny v menších skupinách (Kráal, 1985), přesto lze v těchto jednotkách definovat alespoň rozsah hlavního výskytu těchto povrchů. V Zlatohorské vrchovině lze výskyt plošin zarovnání lokalizovat výjimečně, do maximální nadmořské výšky 750 – 790 m n. m. (na Rejvízu). Oblast Rejvízu se nachází v bezprostřední blízkosti Orlické části, a je proto možné přiřadit nejvyšší Zlatohorskou úroveň k Orlické druhé úrovni.

Zarovnané povrchy ve východní části Nízkého Jeseníku popisuje podrobná studie provedená Czudkem (1971). Jednotlivé úrovně přiřadil do nadmořské výšky následně: 500 – 550 m n. m. na rozvodí Moravice a Odry, 650 – 670 m n. m. v pramenné oblasti Odry a 760 – 800 m n. m. na Rýmařovsku. Tyto úrovně mohou odpovídat úrovním zarovnaných povrchů v Pradědské části P4B, P4A a P3, které jsou podobné šířkou rozpětí nadmořské výšky (50 m, 20 m a 40 m). Mezi úrovněmi v Nízkém Jeseníku je výškový rozdíl 100 m a 90 m. Mezi úrovněmi v Pradědské části jsou výškové rozdíly mezi P4B, P4A a P3 popořadě 80 m a 60 m. Z toho vyplývá, že mezi těmito úrovněmi v Nízkém Jeseníku byly zdvihové pochody intenzivnější, anebo déle trvající. Toto tvrzení může být zcestné, neboť v západní části

Nízkého Jeseníku zarovnané povrchy popsány nikdy nebyly, proto je nutné propojení intervalů nadmořských výšek brát s jistou rezervou.

Nejvýše položené zarovnané úrovně lze ve Vysokých Sudetech pozorovat v Krkonoších (Král, 1985), a to v hladinách 1340 – 1380 m n. m. (Labská bouda) 1430 - 1440 m n. m. (prameniště Úpy a Bílého Labe). Mezi těmito úrovněmi zarovnaných povrchů v Krkonoších je výškový rozdíl 50 m. Stejně tak v Hrubém Jeseníku má první a druhá úroveň v centrální, nejvýše položené části (1290 – 1320 m n. m. a 1370 – 1465 m n. m.) výškový rozdíl 50 m. Nejvyšší úrovně zarovnaných povrchů Krkonoš a Hrubého Jeseníku (první a druhou úroveň) lze pomyslně propojit. Z toho vyplývá, že v Hrubém Jeseníku a v Krkonoších byla intenzita výzdvihu mezi prvními dvěma úrovněmi shodná. Jak ukázala tato předložená práce, v Hrubém Jeseníku se vyskytuje šest úrovní zarovnaných povrchů, přestože byly v dřívějších pracích popsány také pouze dvě (Král, 1985, Demek 1975).

8 ZÁVĚR

V předložené práci bylo určeno 957 zarovnaných povrchů v Hrubém Jeseníku. Zarovnané povrchy byly lokalizovány nástroji GIS na základě sklonitosti a přiřazeny do úrovní zarovnání podle prostorově – statistické analýzy. V práci byla dále věnována pozornost vzájemného vztahu výskytu jednotlivých úrovní zarovnaných povrchů a tektonické aktivity v území.

Z práce vyplývají tyto skutečnosti:

- Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku jsou rozmístěny v území nerovnoměrně. Plošně největší zarovnané povrchy se nacházejí na hřbetech a rozsochách. Průměrná velikost zarovnaných povrchů je 18410,86 m². Maximální plocha zarovnaného povrchu (pod Kopřivníkem 831 m n. m.) činí 495545,27 m². Plošně jsou nejvíce v Pradědské části zastoupeny zarovnané povrchy v úrovni šesté (710 – 760 m n. m.), v Orlické části v úrovni druhé (800 – 840 m n. m.) a v části Keprnické v úrovni první (1300 – 1340 m n. m.). Z celkového počtu zarovnaných povrchů má 33 % sklon do 2°. Maximální délka zarovnaného povrchu dosahuje 1,7 km (pod Kopřivníkem 831 m n. m.).
- Zarovnané povrchy Hrubého Jeseníku se nacházejí ve všech nadmořských výškách, v určitých výškových hladinách se však vyskytují ve větším počtu. Tyto výškové hladiny tvoří jednotlivé úrovně zarovnání. V Pradědské části bylo stanoveno šest úrovní (640 – 760 m n. n., 790 – 880 m n. n., 1000 – 1020 m n. n., 1080 – 1100 m n. n., 1180 – 1220 m n. n., 1240 – 1320 m n. n. a 1370 – 1465 m n. n.). V Keprnické části byly určeny čtyři úrovně (760 – 780 m n. n., 1000 – 1040 m n. n., 1100 – 1120 m n. n. a 1300 – 1341 m n. n.). V Orlické části bylo taktéž určeno šest úrovní (580 – 600 m n. n., 740 – 8400 m n. n., 920 – 980 m n. n., 1000 – 1040 m n. n., 1041 – 1130 m n. n. a 1180 - 1200 m n. n.). Tyto úrovně jsou od sebe odděleny různě širokými intervaly nadmořské výšky.
- Podle výškových rozdílů mezi úrovněmi zarovnaných povrchů byly vymezeny oblasti, které se vyznačovaly tektonicky výraznějšími vertikálními pohyby. Ty ukázaly ve všech třech částech Hrubého Jeseníku intenzivní nebo dlouhodobý, ale pozvolný výzdvih mezi nejnižšími (mladšími) a nejvyššími (staršími) úrovněmi. Mezi středními úrovněmi probíhaly méně intenzivní vertikální posuny. V Orlické části dosahovaly jen několik desítek metrů, zatímco v Pradědské a Keprnické části

etapovitě kolem 100 m. Celkem probíhalo pět etap výzdvihů, což shoduje s jinými pracemi. Celkový výzdvih, který je vypočten v předložené práci dosahuje minimálně 450 m na sledovaném území.

- Srovnání počtu úrovní s jinými geomorfologickými jednotkami Sudetského pásma ukázalo stejnou intenzitu výzdvihu v Hrubém Jeseníku i v Krkonoších, a to mezi nejvyššími úrovněmi (v Krkonoších 1340 – 1380 m n. m. a 1430 - 1440 m n. m a v Hrubém Jeseníku 1290 – 1320 m n. m. a 1370 – 1465 m n. m). V Nížkém Jeseníku byly předešlých pracích popsány úrovně (500 – 550 m n. m., 650 – 670 m n. m. a 760 – 800 m n.), které odpovídaly středním úrovním zarovnaných povrchů (1180 – 1220 m n. m., 1080 – 1100 m n. m., 1000 – 1020 m n. m.) v Hrubém Jeseníku.
- Podélné profily údolí odhalily oblasti se zvýšenou intenzitou tektonické aktivity v Hrubém Jeseníku. Výrazné stupně na normovaných podélných profilech údolí poukázaly svým počtem na oblast vyšší tektonické aktivity. Výškové převýšení mezi stupni na podélných profilech však obecně neodhalily intervaly nadmořských výšek, které se nacházejí mezi úrovněmi zarovnaní, pro celé území. Pouze v určitých lokalitách, zejména kolem hlavního hřbetu, se přibližně shodoval výškový rozdíl stupňů na podélných profilech s výškovým rozdílem mezi úrovněmi.

Problematické se zdá být porovnání úrovní zarovnaných povrchů v Hrubém Jeseníku a okolních jednotkách. Identifikace zarovnaných povrchů v dřívějších pracích bez použití nástrojů GIS je náročná, navíc jsou v literatuře zpravidla popisovány pouze nejvyšší úrovně nebo ty nejnižší. Vhodné by bylo proto srovnání úrovní okolních jednotek na základě stejného metodického postupu jako byl proveden v této práci.

9 POUŽITÁ LITERATURA

ACKERMAN, H., D. (1974): Shallow seismic compressional and shear wave refraction and electrical resistivity investigations at Rocky Flats, Jefferson County, Colorado: U. S. Geological Survey Journal of Research, vol. 2, p. 421-430.

ADAMS, F. G. (1975): Planation Surfaces: Peneplains, Pediplains, and Etchplains. Planation Surfaces: Peneplains, Pediplains, and Etchplains. Stroudsburg, 476 pp.

AMATO, A., CINQUE, A. (1999): Erosional landscapes of the Campano–Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implications. Tectonophysics, Vol. 315, s. 251–267.

BALATKA, B; RUBÍN, J. et al. (1986) Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia. Praha. 388 s.

BALATKA, B., KALVODA J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie a.s., Praha, 68 p., 3 maps.

BADURA, J., ZUCHIEWICZ, W., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., PRZYBYLSKI, B., KONTNY, B., CACÓN, S. (2007): The Sudetic Marginal Fault: a young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4, No. 4, pp. 7-29

BENITO, CALVO, A. C., PÉREZ, GONZÁLES, A. (2006) Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero. Geomorphology, Vol. 88, No. 3-4, p. 226-241.

BLÁHOVÁ, Š. (2006): Potenciální zarovnané povrchy Šumavy. Manuskript, bakalářská práce. Praha. 37 s.

BLÁHOVÁ, Š., KŘÍŽEK, M. (2007): Spatial distribution of potential planation surfaces in the Bohemian Forest (the Šumava Mts.)x. Silva Gabreta, 13, č. 3, s. 217-224.

BÜDEL, J. (1977): Climatic Geomorphology. (translated by L. Fischer and D. Busche in 1982). Princeton University Press, 443 s.

BUZEK, L. (1972): Zarovnané povrchy Radhošťských Beskyd. Acta Facultatis Paedagogicae Ostraviensis, Series E – 2, Vol. 28, 23 – 42 s.

BUREŠ, L. a kol. (2009): Problematika kleče v Hrubém Jeseníku. Analýza antropických vlivů v nejcennějších částech CHKO Jeseníky. Sborník AOPK ČR, Praha 5-57 pp.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2000) - The planation surface across the Italian peninsula: a key tool in neotectonics studies. *Journal of Geodynamics*, Vol. 29, No.3-5, p. 323-328.

COLTORTI M., PIERUCCINI P., (1999) The late lower Pliocene planation surface and mountain building of the Apennines (Italy). *Studi Geologici Camerti*, numero special: International workshop Large-scale vertical movements and related gravitational processes, Camerino-Rome, 2002, p. 45 – 60 .

CUI, Z. et al. (1999): Comments on planation surfaces. *Chinese Science Bulletin*, Vol. 44, p. 2017— 2022.

CZUDEK, T. (1971): Geomorfologie východní části Nížkého Jeseníku. *Rozpravy ČSAV*, Vol. 81, Praha, 90s.

CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. *Sursum*, Tišnov, 213 pp.

DEMEK, J. (1969): Cryoplanation Terraces, Their Geographical Distribution, Genesis and Development. *Rozpravy ČSAV, Academia*, vol. 79, No. 4, Praha, 80 pp.

DEMEK, J. (1971): O vzniku povrchových tvarů Hrubého Jeseníku. *Campanula*, 2, Ostrava, s. 7-18.

DEMEK, J. (1975): Planation surfaces and their significance for the morphostructural analysis of the Czech Socialist Republic (ČSR). *Studia Geographica, ČSAV*, 54, Brno, 133 – 164 pp.

DEMEK, J., ZEMAN, J. (1979): Typy reliéfu Země. *Academia*, Praha, 327 pp.

DEMEK, J. (1985): Morfogeneze epiplatformních pohoří České vysočiny (Na příkladu Hrubého Jeseníku). *Geografický časopis*. Vol 37, No. 2-3, s. 303 – 313.

DEMEK, J. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. *Academia*, Brno. 584 s.

DEMEK, J., NOVÁK, V. a kol. (1992): Vlastivěda moravská: Neživá příroda. Muzejní a vlastivědná společnost, Brno, 242 pp.

DEMEK, J., KŘÍŽ V. (1994): Terénní cvičení z fyzické geografie (na příkladu Jeseníků a okolí). *Ostravská univerzita*, Ostrava, 86 pp.

DEMOULIN, A. (1998): Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne, *Geomorphology* 24, p. 189–208.

EMBLETON, C. (1984): *Geomorphology of Europe*. Macmillan, London, 465 pp.

- GOUDIE, A., S. (2004): Encyclopedia of Geomorphology. Routledge. 1156 p.
- GUTIÉRREZ-ELORZA, M. (2005) : Climatic Geomorphology. 760 s.
- HARTVICH, F. (2004): Morfostrukturní analýza SV okraje Šumavy v okolí Pošumavského zlomu. *Miscellanea geographica*, vol.10. p. 115-127.
- HUGGETT, R., J. (2007): Fundamentals of Geomorphology. London: Routledge, 458 pp.
- JAHN, (1980): Main Features of the Tertiary relief of the Sudetes Mountains, *Geographia Polonica*, Vol. 43,5-23 p.
- JENÍK (1961): Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: Teorie anemo-orografických systémů. Academia, Praha, 409 s.
- KACHLÍK, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky, SURAO, Praha, 65pp.
- KING, P. B., SCHUMMAN, S. A. (1980): The Physical Geography (Geomorphology) of William Morris Davis, Norwich: Geobooks, 217 pp.
- KING, B.C., LE BAS, M.J., SUTHERLAND, D.S. (1972): The history of the alkaline volcanoes and intrusive complexes of eastern Uganda and western Kenya. *Journal of Geological Society*, London, Vol. 128, p. 173 – 205.
- KOPECKÝ, A. (1972): Hlavní rysy neotektoniky Československa. Sborník geologických věd. *Antropozoikum*, Praha, Vol. 6, s. 77-155.
- KOPECKÝ, A. (1986): Neotektonika Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. *Časopis Slezského muzea: Vědy přírodní (A)*. Opava. Vol.. 35, No. 2, s. 117 – 141.
- KOVÁCS, I. P. et al. (2007): Planation surfaces of the southern part of western Mecsek. *Studia Geomorphologica Carpatho Balcanica*, Vol. 41, p. 45 – 60.
- KOVERDYNŠKÝ, B. (1993): Geologické problémy Slezska. *Geologie Moravy a Slezska*. Sborník příspěvků k 90. Výročí narození prof. dr. K. Zapletala. Moravské zemské muzeum, Brno, s. 31 – 40.
- KOZÁK, J. et al. (2010): Atlas půd České republiky. Ministerstvo zemědělství ve spolupráci s ČZU, Praha, 149 pp.
- KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy Čerke vysočiny. *Studie ČSAV*. Academia, Praha, 72s.

- OBERC, J. (1977). The Alpine Epoch in South-West Poland. In: Pozaryski, W. (Ed.), *Geology of Poland, Vol. 4. Tectonics*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 451-475.
- KRZYSZKOWSKI, D., STACHURA, R. (1998): Neotectonically controlled fluvial features, Walbrzych Upland, Middle Sudeten Mts, southwestern Poland, *Geomorphology* 22 (1998) pp. 73-91.
- KŘÍŽEK, M. (2005): Morfostruktury a morfoskulptury Rusavské hornatiny. Manuskript, disertační práce, Praha. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, 211 s.
- KŘÍŽEK, M. TREML, V., ENGEL, Z. (2005): Periglaciální tvary Hrubého Jeseníku z hlediska jejich aktivity. *Campanula, Správa CHKO Jeseník*, p. 9-15.
- KŘÍŽEK, M. (2007): Periglacial landforms above the Alpine timberline in High Sudets. *Geomorphological Variations / Edited by Andrew S. Goudie and Jan Kalvoda*. – Praha, p. 313-337.
- KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K. & ENGEL, Z. 2012. Cirque overdeepening and their relationship to morphometry. *Geomorphology* 139-140, 495-505.
- KYŠOVÁ, E. (2010): Distribuce sněhu v oblasti NPR Šerák-Keprník. Manuskript, diplomová práce, Olomouc. 76 s.
- LEDNICKÝ, V. (1972): Větrné poměry Pradědu. *Campanula, Ostrava, Krajské středisko památkové péče a ochrany přírody*, č. 3, 9-22 s.
- LUKNIŠ, M. (1964): Pozostatky starších povrchov zarovnania reliéfu v československých Karpatoch, *Geografický časopis, Vol. 16, No. 3*, p. 289-298.
- MACOUN, J., KRÁLÍK, F. (1995): Glacial history of the Czech republic – In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P., L. eds.: *Glacial deposits in North-East Europe*, Balkema, Rotterdam. s. 389–405.
- MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In Mazúr, E., Stehlík, O., eds. *Geomorphological problems of Carpathians*. SAV, Bratislava, 9 – 53.
- McLEISH, A. (1992): *Geological science*. Thomas Nelson & Sons. Walton-on-Thames, 308 pp.
- MIGON, P. (1997): Tertiary etch surfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of central Europe. In: Widdowson, M. (ed.) (1997): *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation*, Geological Society Special Publication. No. 120, p. 187-201.

- MIGONĚ, P. (1999): - Inherited landscapes of the Sudetic Foreland (SW Poland) and implications for reconstructing uplift and erosional histories of upland terrains in Central Europe. In: B. J. Smith, W. B. Whalley & P. A. Warke (eds.), Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Development, Geol. Soc. Spec. Publ., 162, 62-77.
- MIGONĚ, P., GOUDIE, A., ALLISON, R. and ROSSER, N. (2005): The origin and evolution of footslope ramps in the sandstone deserts environment of south-west Jordan. *Journal of Arid Environments*, Vol. 60. 303 – 320 pp.
- MUNROE, J.,S. (2006): Investigating the spatial distribution of summit flats in the Uinta Mountains of northeastern Utah, USA. *Geomorphology*, Vol. 75, p. 437–449.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. et al. (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Academia, Praha. Textová část a mapa 1:500 000. 341 s.
- OLLIER, C., (1981): Tectonics and landforms. Longman, London, 324 p.
- PETRÁNEK, J. (1993): Encyklopedie geologie. České Budějovice: JIH, 246 s.
- PETRVALSKÁ, A. (2009): Vývoj názorov na vznik a genézu zarovnaných povrchov Západných Karpát. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*. Vol. 9, No 2 s. 64 – 77.
- PORUBA, Z., MÍSAŘ, Z. (1961): O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. *čas. Miner. Geologie*, Vol, 6. 316 – 324 s.
- PROSOVÁ, M. (1958): Kvartér Hrubého Jeseníku (vrcholová část hlavního hřbetu). Kandidátská práce, Praha, 125 s.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Academia, Praha. *Studia geographica*, Vol. 16, 50 s.
- RINGROSE, P., S., MIGONĚ, P. (1997): Analysis of digital elevation data for the Scottish Highlands and recognition of pre-Quaternary elevated surfaces. In: Widdowson, M. (ed.) (1997): *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation*, Geological Society Special Publication. No. 120, pp. 25-35.
- RÖMER, W (2009): Multiple planation surfaces in basement regions: Implications for the reconstructions of periods of denudation and uplift in southern Zimbabwe. *Geomorphology*. Vol. 114 (2010), p.199-212.
- SCHENK, V. (2004): Fundamental mobility trends in the Northern Part of the Moravosilesian Zone (The Bohemian Massif)- Acomplex geodynamic analysis, *Acta Research Reports*, No.13, pp. 75-90, 2004

- SCHENK, V., JECHUMÁLOVÁ Z. , SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER P. (2003): Geodynamics and deformations of the Sudetic Geological Structural Blocks. Proceedings, 11th FIG Symposium on Deformation Measurements, Santorini, Greece, 2003, 7 p.
- SMALL, R., J. (1970): The Study of Landforms: A Textbook of Geomorphology. Cambridge University Press, 486 pp.
- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie Der Bundesrepublik Deutschland. Steiner, Stuttgart, 199 s.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991): Global Geomorphology. London: Addison Wesley Longman Limited, p. 153-158.
- SÝKOROVÁ Z., ŠPAČEK P., PAZDÍRKOVÁ J., ŠVANCARA J. (2003): Seismologické monitorování přečerpávací vodní elektrárny Dlouhé Stráně. In: Sborník 12. regionální konference "Nové výsledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumů". Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební, Vol. 3, No. 2. p. 247-251.
- SZÉKELY, B. et al. (2002): Neotectonic movements and their geomorphic response in surface parameters and stress patterns in the Eastern Alps as reflected. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, Vol. 3, s. 149–166.
- ŠAFÁŘ, J. (2003): Chráněná území ČR: Olomoucko. Agentura Ochrany Přírody a Krajiny ČR, Brno. 454 s.
- TEJNSKÁ, S., TEJNSKÝ, J. (1972): Klimatické poměry Pradědu. Campanula, Ostrava, Krajské středisko památkové péče a ochrany přírody, č. 3, s. 53-60.
- THORNBURY, W., D. (1969): Principles of Geomorphology. J. Willey and Sons, London, 594 s.
- THOMAS, M. F., (1969): Geomorphology and land classification in tropical Africa. In: M.F. Thomas and G.W. Whittington (Editors), Environment and Land Use in Africa. London, 554 pp.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Band 3, Deuticke, Wien, 718 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Praha, Česká geologická služba, 68 s.
- TÖRÖK-OANCE, M. et al. (2009): The semiautomated identification of the planation surfaces on the basis of the digital terrain model. Case study: The Mehedinti mountains (Southern Carpathians). Forum geographic. Vol. 8, No. 8, p. 5 – 13.

TREML, V., BANÁŠ, M. (2005): Alpínská hranice lesa v Hrubém Jeseníku. *Campanula: Sborník referátů z konference k 35. výročí CHKO Jeseníky*. Jeseník: Správa ochrany přírody – Správa CHKO Jeseníky, s. 50 – 56.

TREML, V., ENGEL, Z., KRÍŽEK, M. (2003): Periglaciální tvary v alpínském bezlesí Vysokých Sudet. *Geografie – Sborník české geografické společnosti*, 108, č. 4, Česká geografická společnost, Praha, s. 304-305.

TREML, V., KRÍŽEK, M. (2006): Vliv borovice kleče (*Pinus mugo*) na strukturní půdy české části Vysokých Sudet. *Opera Concorctica*, č. 43, s. 45-56.

TWIDALE, C. R. (1978): On the origin of pediments of different structural settings. *American Journal of Science*, No. 278, p. 1138 – 1176.

TWIDALE, C. R., BOURNE, J. A. (1975): Geomorphological evolution of part of the eastern Mount Lofty Ranges, South Australia. *Trans. R. Soc. S.*, No. 99, p. 197 – 209.

URBÁNEK, J., LACIKA, J. (1998). Morfoštruktúry Západných Karpát. *Acta Facultatis Studiorum Humanitatis et Naturae Universitatis Prešovensis, Prírodné vedy, Folia geographica*, 30, 2, 248 – 258.

VANDERBERGHE, J., CZUDEK, T. (2008): Pleistocene cryopediment on variable terrain, Permafrost and Periglac. *Process*. Vol. 19: p. 71–83.

VOTÝPKA, J. (1975): Kvartérní modelace zarovnaných povrchů masívu Plechého na Šumavě. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, No. 1-2: s. 43-60.

WIDDOWSON, M. (ed.) (1997): *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation*, Geological Society Special Publication. No. 120, s. 203-219.

YEPES TEMIÑO, J., VIDAL ROMANÍ, J. R. (2003): Morphogenesis of the Ourense Plains (NW of Spain). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*. Vol. 28, p. 263-283.

Mapové podklady:

ŽÁČEK, V., OPLETAL, M., SEKYRA, J. (1998): Jeseník 14-22, geologická mapa 1:50 000. ČGÚ, Praha

OPLETAL, M., SEKYRA, J., NOVÁK, M. (1998): Bělá p. Pradědem 14-24, geologická mapa 1:50 000. ČGÚ, Praha
OPLETAL, M., KOVERDYNSKÝ, B. (1996): Rýmařov 14-42, geologická mapa 1:50 000. ČGÚ, Praha
OTAVA, J., CHÁB, J., MACOUN, J., CARDOVÁ, E. (1992): Vrbno p. Pradědem 15-13, geologická mapa 1:50 000. ČGÚ, Praha
DVOŘÁK, J. (1996): Bruntál 15-31, geologická mapa 1:50 000. ČGÚ, Praha

Internetové zdroje

Geoportál: Cenia

Správa CHKO Jeseníky - [online]. poslední revize 27.7. 2011 [cit. 27.7. 2011]. Dostupný z WWW: <<http://www.jeseniky.ochranaprirody.cz>>.

Software

ESRI, Inc. (2008): ArcMap, version 9.3, <http://www.esri.com>

StatSoft, Inc. (2009): *STATISTICA (data analysis software system), version 6.1*, <http://www.statsoft.com>