PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY
Katedra fyzické geografie a geoekologie

# ANALÝZA ÚDOLNÍ SÍTĚ HOŠTICKÉHO STUPNĚ

*(bakalářská práce)*

Zpracoval: Jakub Stemberk

Vedoucí práce: RNDr. Petra Štěpančíková, Ph.D.

Praha 2008

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práce vypracoval samostatně a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje.

.....
Jakub Stemberk

**Obsah**


**1. Úvodní kapitola 4**
1.1 Téma a cíle práce 4
1.2 Vymezení území 4

**2. Metodika 6**

**3. Tektonické tvary reliéfu 8**
3.1 Spojité tektonické struktury 8
3.2 Nespojité tektonické struktury 9

**4. Údolí a údolní síť vodních toků 14**
4.1 Vybrané fluviální tvary 18

**5. Fyzickogeografické a geologické charakteristiky území 20**
5.1 Geomorfologie území 20
5.1.1 Hoštický stupeň a jeho bezprostřední okolí 21
5.2 Tektonická a geologická stavba území 27
5.2.1 Okrajový sudetský zlom 30
5.2.2 Těžba nerostných surovin 31
5.3 Hydrologie území 31

**6. Analýza údolní sítě 32**
6.1 Analýza vybraných tvarů 32
6.1.1 Strže 32
6.1.2 Erozní rýhy/zářezy 32
6.1.3 Úpady 32
6.1.4 Údolní nivy 33
6.2 Analýza příčných profilů údolí 33

**7. Diskuse 36**

**8. Závěr 39**

**9. Seznam použité literatury 41**

**10. Přílohy 43**
10.1 Fotografická příloha vybraných objektů 43
10.2 Mapa Typy tvarů údolí Hoštického stupně (1 : 70 000) 46
10.3 Geomorfologická mapa území Hoštického stupně (1 : 15 000) 46

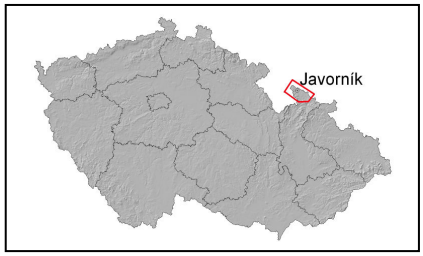
# 1. Úvodní kapitola

## 1.1 Téma a cíle práce

Cílem mé práce byla analýza vybraných geomorfologických tvarů v zájmovém území, které mohou být potenciálními indikátory tektonické aktivity, a zhodnocení jejich prostorových vztahů. Jednalo se zejména o údolní tvary, neboť údolní systém citlivě reaguje na procesy jak endogenního, tak exogenního původu (např. Keller, Pinter 2002). Výstupem je podrobná tematická geomorfologická mapa v měřítku 1 : 10 000.

Kapitola 1.2 – „Vymezení území“ se zabývá vymezením území Hoštického stupně a jeho zařazením v rámci geomorfologického členění. Kapitola 2 – „Metodika“ se věnuje použité metodice a podkladovým zdrojům. Kapitola 3 – „Tektonické tvary reliéfu“ se zabývá genezí, popisem a vývojem vybraných tektonických tvarů. V kapitola 4 – „Údolí a údolní síť vodních toků“ jsou rozebrány geneze a vývoj různých typů údolí a vybraných fluviálních tvarů. Kapitola 5 – „Fyzickogeografické a geologické charakteristiky“ zahrnuje základní publikované informace o geomorfologii a geologii studovaného území. Shrnuje také historický vývoj teorií o vzniku úpatního stupně a rozebírá horninovou skladbu území Hoštického stupně a přiléhajících částí Rychlebských hor. V kapitole 6 – „Analýza údolní sítě“ uvádím výsledky vlastních terénních prací. Též se věnuji charakteristice a klasifikaci příčných profilů údolí a detailně popisuji nejdůležitější poznatky o tvarech a jevech, které jsem zjistil v údolích jednotlivých říčních toků. V kapitole 7 – „Diskuse“ uvádím srovnání svých zjištěných výsledků se závěry jiných autorů. Kapitola 8 – „Závěr“ heslovitě shrnuje všechny důležité výsledky.

## 1.2 Vymezení území



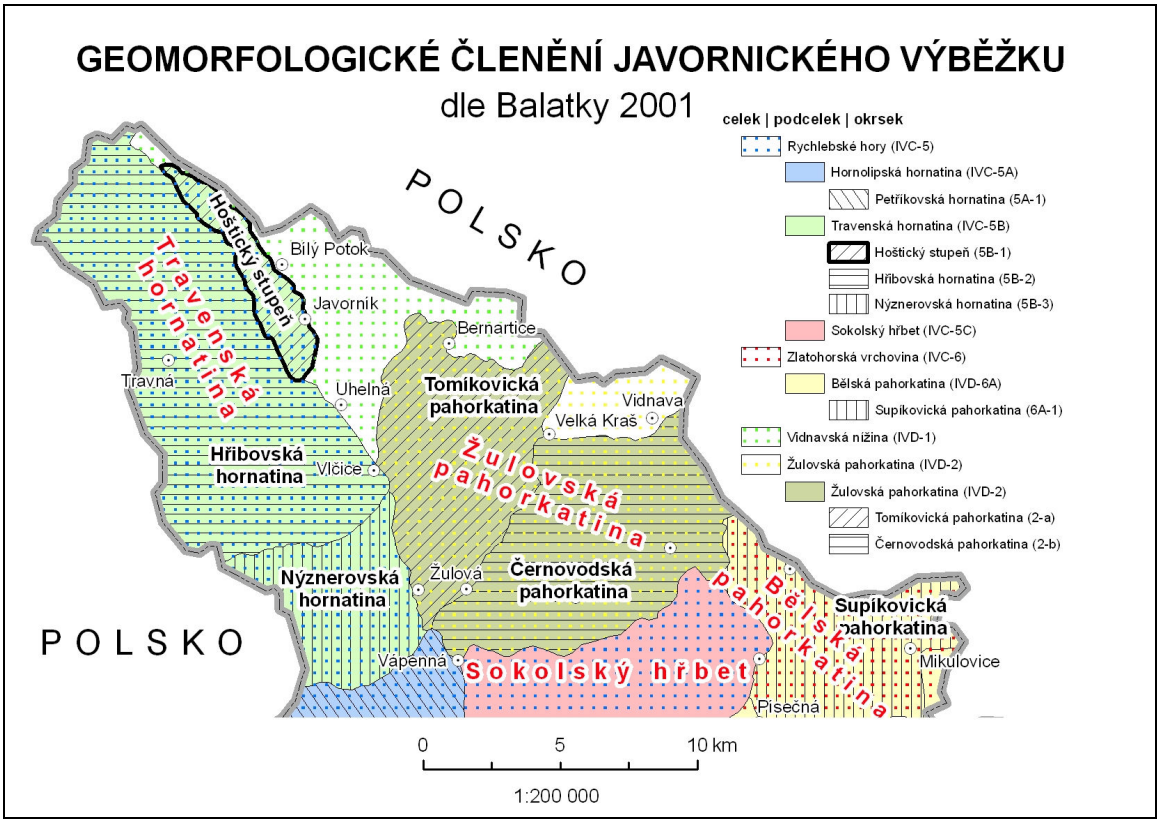

Mapa 1.2-1 Pozice Hoštického stupně v rámci ČR

Hoštický stupeň, jako geomorfologický okrsek celku Rychlebských hor (též v literatuře nazývaný Hoštický úpatní stupeň nebo dříve Javornický úpatní stupeň (Ivan 1972)), se nachází v severozápadní části Javornického výběžku, asi 20 km severozápadně od města Jeseník. Území je srpkového tvaru o rozměrech přibližně 10 x 2,5 km s podélnou osou ve směru SZ – JV, kdy sz. okraj je ohraničen potokem Bílá voda u stejnojmenné obce. Jv. hranici stupně tvoří levý svah Račího údolí u města Javorník ve Slezsku. Na SZ je okraj území z převážné části tvořen státní hranicí s Polskou republikou a dále pak silnicí 1. třídy č. 60 Paczków – Jeseník. Hranice Hoštického stupně na jihozápadě je většinou

zřetelně ohraničena úpatím příkrého přímočarého svahu, který odděluje Hoštický stupeň od Hřibovské hornatiny (okrsek podcelku Travenská hornatina) a který sleduje okrajový sudetský zlom ve směru SZ – JV. Poněkud problematičtější situace však nastává v okolí obce Horní Hoštice, kde svah není přímočarý. Hranice je pak různými autory vedena různě (každý autor vede zlom jinudy) (Götzinger 1925 in Ivan 1966, Ivan 1966, Skácel 1959, Balatka 2001). Pokud chceme sledovat změny tvaru či sklonu jednotlivých údolí, které mohou souviset s přítomností zlomů, nelze se soustředit jen na území Hoštického stupně, ale je nutné vzít v potaz i území bezprostředně za hranicí stupně omezeného těmito zlomy. Proto byl do mapy potlačeně přibrán takřka celý Javornický výběžek a detailně zmapován ještě řádově kilometrový pruh na JZ, patřící již k okrsku Hřibovské hornatiny Ten často zahrnuje pramenné oblasti vodních toků protékajících níže Hoštickým stupněm.

Mapované území se nachází na listech Základních map České republiky 1 : 10 000 14-21-05, 14-22-01, 04-43-20, 04-43-24, 04-43-25, 04-44-16, 04-44-21 a dále na geologických mapách 1 : 50 000 14-22 Jeseník, 14-21 Travná, 04-43 Bílý Potok a 04-44 Javorník.

Podle geomorfologického členění (Balatka 2001) je Hoštický stupeň začleněn následovně:



Mapa 1.2-2 – Geomorfologické členění Javornického výběžku dle Balatky (2001)

Na polské straně hraničí Hoštický stupeň s geomorfologickou jednotkou Paczków Graben (Badura, Przybylski 2000).

## 2. Metodika

Práce probíhaly v několika fázích: sběr a studium literatury, geomorfologické mapování, analýza kartografických podkladů, zpracování map a analýza příčných profilů údolí.

Vlastnímu zpracování předcházel sběr a studium literárních pramenů a map týkajících se zkoumaného regionu. Základním zjištěním je, že o Hoštickém stupni existuje jen málo geomorfologické literatury. Většinou se jedná o práce, které se zabývají mnohem širším územím (Hrubý Jeseník, Rychlebské hory, Český masív, apod.) a oblastí stupně se zabývají jen okrajově. Během první poloviny 20. století se oblastí Javornického výběžku zabývaly hlavně práce německých geologů G. Götzinger (1915, 1925 in Ivan 1966), G. Anders (1939 in Ivan 1966). Od začátku druhé poloviny 20. století začínají výzkumy vedené českými vědci. Nejpodrobněji se zkoumané oblasti z geomorfologického hlediska věnoval v 60. a 70. letech A. Ivan (1966, 1972). Podrobné geologické výzkumy zde prováděli od 60. let S. Vosyka (1959) a zejména pak dále Skácel (1959, 1989). Zlomové tektonice širšího okolí se věnovali také Z. Pouba, Z. Mísař (1961). V posledních letech se severnímu předpolí Hrubého Jeseníku a Rychlebských hor věnují jak na české, tak i na polské straně, práce o tektonické aktivitě sudetského okrajového zlomu (Stemberk, Štěpančíková 2003, 2005; Štěpančíková 2007; Badura, Zuchiewicz, Štěpančíková, Przybylski, Kontny, Cacoń 2007).

Při geomorfologických terénních pracích jsem se zaměřil především na podrobné mapování všech údolních tvarů (Buzek 1979). Sledovány byly především strže, erozní rýhy, úpady, údolní nivy a aluviální vějíře. Všechny poznatky byly zanášeny do Základních map České republiky v měřítku 1 : 10 000 anebo v případě důležitých objektů (jako peřeje, vodní zdroje, ...) byla pozice zaznamenávána pomocí GPS Garmin GPS Mapper 60C. Současně byla prováděna i fotodokumentace.

Další práce byly zpracovány v softwaru od firmy ESRI - ArcGIS 9.2. Jako podkladová data posloužily vrstvy Základních map České republiky ZABAGED v měřítku 1 : 10 000 a dále vrstvy vodohospodářských objektů (prameny, vodní toky, ...) stažené z mapového serveru VÚV (http://heis.vuv.cz) a vrstvy základních geologických map. Tyto podklady byly opraveny a doplněny tak, aby odpovídaly skutečnosti. Byly založeny nové vrstvy, do nichž jsem překreslil poznatky z mapování. Během mapovacích prací byl použit také software GlobalMapper v7.00, s jehož pomocí bylo možné snáze nacházet anomálie v reliéfu.

Příčné profily údolí byly klasifikovány na základě mého vlastního geomorfologického mapování. Šířky a výšky údolí byly odečítány ze Základních map České republiky v měřítku

1 : 10 000 nebo v terénu měřeny laserovým dálkoměrem. Příčné profily byly konstruovány v místech změn tvarů údolí nebo anomálií ve vodních tocích (pozice vždy zaměřena pomocí GPS). Tyto příčné profily byly rozděleny do 6 typů tvarů údolí. Některé typy byly převzaty z podobně zaměřené práce na území sv. části Rychlebských hor a Žulovské pahorkatiny (Štěpančíková 2006).

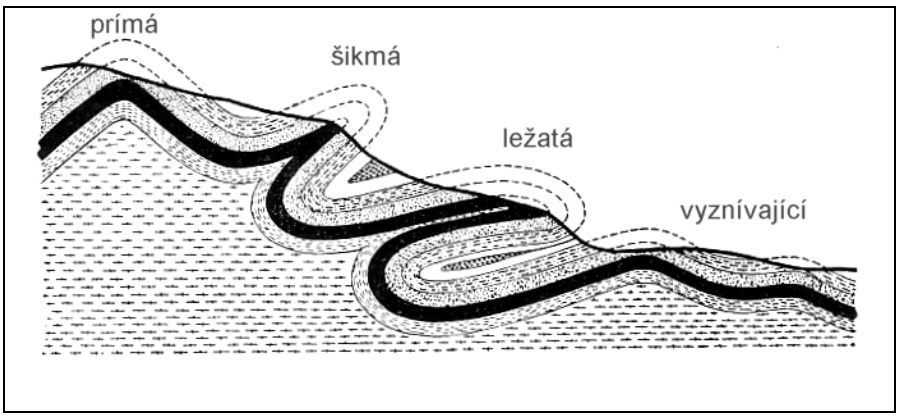
# 3. Tektonické tvary reliéfu

## 3.1 Spojité tektonické struktury

Spojité tektonické struktury jsou takové deformace, při nichž dochází pouze k pohybům a ohybům původně vodorovně uložených vrstev hornin bez vzniku puklin.

Nejjednodušší spojitou deformací je *flexura (prohyb*, nebo také *monoklinální vrása*). Její vznik je dán prostým poklesem jednoho křídla, kdy se vrstvy prohnou bez porušení souvislosti (Vitásek 1949).

Nejdůležitější spojitou tektonickou strukturou je vrása. Jedná se o vlnovitě zprohýbané souvrství, které vzniklo působením tangenciálního tlaku na vodorovně uložené vrstvy. Na zemském povrchu se s plně vyvinutou vrásou setkáváme zřídka, neboť povrchové partie podléhají rušivým účinkům exogenních sil. Každá vrása se skládá z *antiklinály* (*sedla*) a s*ynklinály* (*koryta*), boky sedel a koryta nazýváme *křídla vrásy* a vnitřek mezi křídly *jádrem synklinály* či *jádrem antiklinály*. Podle polohy osní roviny lze rozeznat několik druhů vrás (obr. 3.1-1).



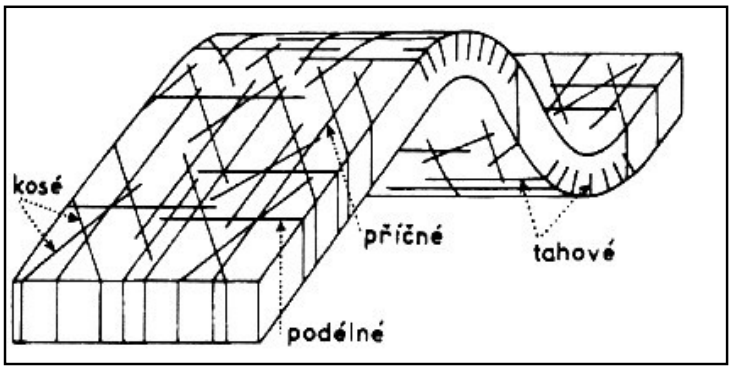

obr. 3.1-1 Typy vrás (zdroj: Vitásek (1949))

Dalšími typy vrás jsou vrásy *vějířovité*, *kufrovité* a *hřibovité*. Je-li osní rovina vrásy nakloněna, vznikají vrásy *šikmé* (kosé), pokud je střední rameno převrácené, vzniká vrása *překocená*. Pokud během geologické doby postihlo rozlehlejší oblast více vrásnění, dochází ke zvrásnění již zvrásněného materiálu a vzniku složitých *synklinorií* či *antiklinorií* (Vitásek 1949).

## 3.2 Nespojité tektonické struktury

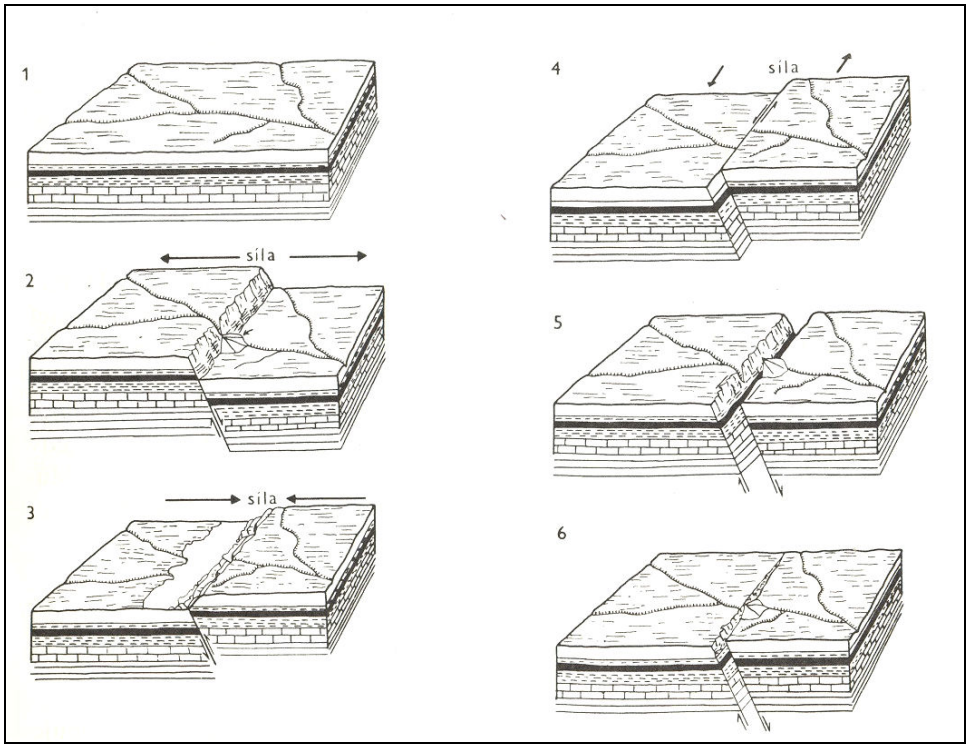
Nespojité tektonické struktury jsou takové deformace, při nichž dochází ke křehké deformaci, k rozpukání původně jednotných souvrství.

*Pukliny* jsou deformace zemské kůry poměrně malého rozsahu, podél nichž nenastal pohyb. Dle geneze je lze rozlišovat na vniklé smrštěním při tuhnutí magmatu, vzniklé smršťováním při vysychání sedimentů. Pukliny ale převážně vznikají účinky tektonických sil, kdy lze rozlišit ještě tzv. pukliny *tlakové* (orientované kolmo vůči tlaku) a *pukliny diagonální*, neboli *střižné* (Petránek 1993).




obr. 3.2-1 Typy puklin (zdroj: Petránek (1993))

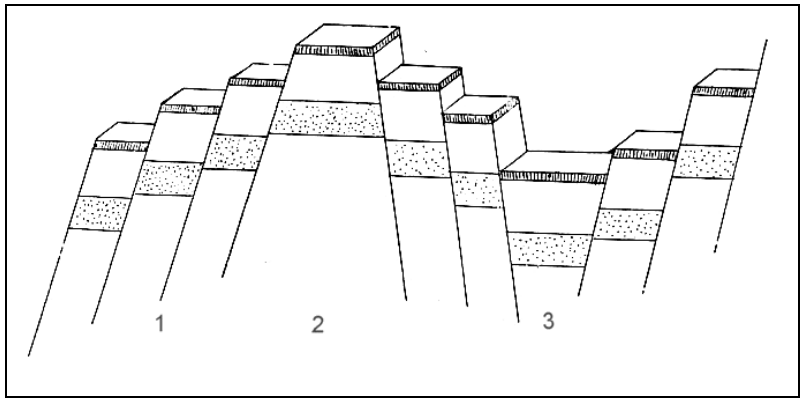
*Zlomy* jsou poruchy, které porušují celistvost hornin, po nichž dochází k posunům částí zemské kůry. Délka zlomů bývá od několika metrů po stovky kilometrů a vertikální pohyby jsou v řádech decimetrů až kilometrů. Lze je klasifikovat dle různých kritérií. Podle orientace zlomu vůči vrstvám lze rozlišit zlomy *paralelní* s vrstvami hornin, *kosé* (diagonální) a *příčné* (transversální). Dále lze klasifikovat dle úklonu zlomové plochy, dle orientace vůči regionálním strukturám, ale hlavně dle pohybu ker a jejich pozice vůči zlomové ploše (obr. 3.2-2) (Vitásek 1949).



obr. 3.2-2 - Typy pohybů ker podél zlomů (zdroj: Demek (1987))

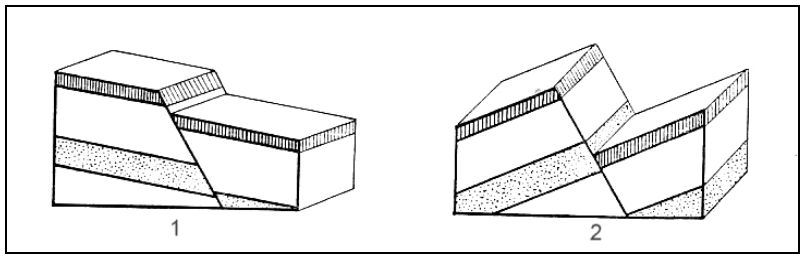
1) původní topografický povrch
2) *zdvih* nebo *pokles* ker spojený se vznikem zlomového svahu
3) přesmyk spojený se vznikem zlomového svahu (dle úklonu zlomové plochy se rozlišuje *zdvih* (přes 60°), *přesmyk* (30°-60°) a *násun* nebo *přesun* (méně než 30°))
4) vodorovný *posun* ker spojený se vznikem ohybů vodních toků
5) vodorovný posun ker spojený se zdvihem nebo poklesem a se vznikem zlomového svahu
6) úklon ker spojený se vznikem klínové kry (kra vpravo)

Pokud na zlomu dochází k opakovaným pohybům, vznikají různé stupňovitě uspořádané zlomy přibližně stejného směru. Vznikají tak *hrástě*, *příkopové propadliny* (*prolomy*) (obr. 3.2-3). Je-li zlom ukloněn na tutéž stranu jako vrstvy hornin, je označován jako *souklonný*, v opačném případě jako *protiklonný* (obr. 3.2-4) (Vitásek 1949).




obr. 3.2-3 Schéma prolomového pole (zdroj: Vitásek (1949))

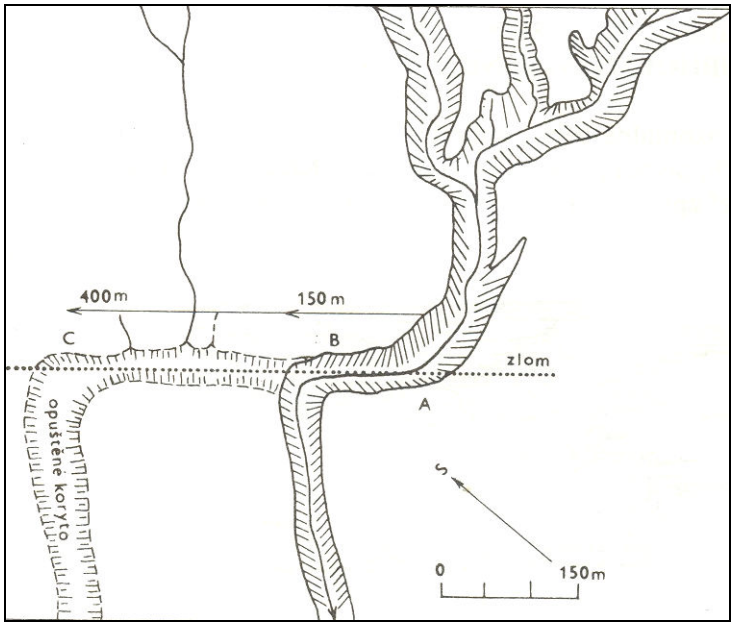
1) stupňovité zlomy
2) příkopová propadlina
3) hrásť




obr. 3.2-4 Souklonná a protiklonná dislokace (zdroj: Vitásek (1949))

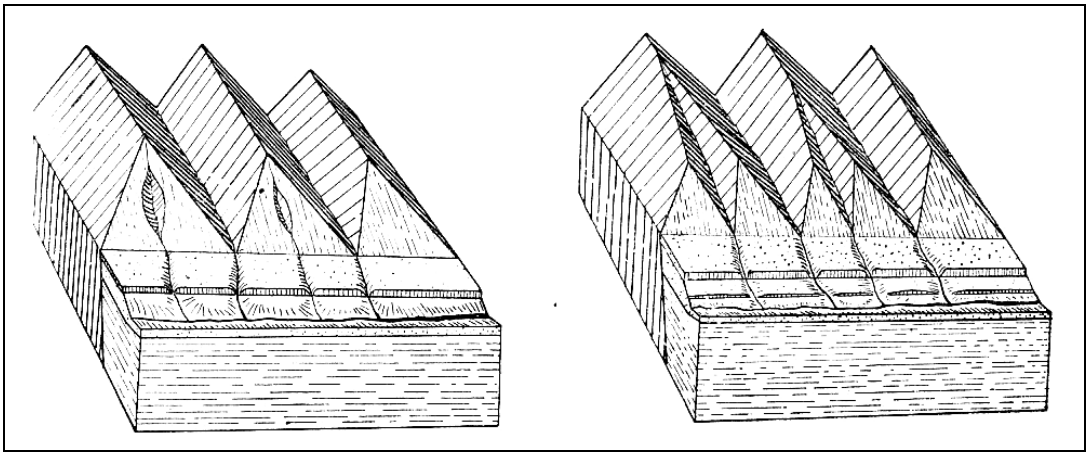
1) souklonný zlom
2) protiklonný zlom

Velkou měrou se zlomy uplatňují v georeliéfu, kdy často dochází ke zdvihání, snižování, uklánění či posouvání ker zemské kůry i s jeho povrchovými tvary (obr. 3.2-5) nebo dochází k utváření drcených zón hornin, které snáze podléhají odnosu, nebo se do vzájemného kontaktu dostávají odolné a méně odolné horniny, což vede k selektivní erozi (Demek 1987).



obr. 3.2-5 - Ohyb a posun vodního toku podél zlomové linie horizontálními pohyby (zlom San Andreas – USA) (zdroj: Demek (1987))

Svahy vázané na zlomy jsou terénní stupně vznikající při pohybech ker zemské kůry. Můžeme rozlišit tzv. *zlomové svahy*, které vznikly přímo tektonickými pohyby ker nebo *svahy na zlomové čáře*, které lze nalézt v místech, kde se na jedné straně zlomové plochy nacházejí horniny odolnější než na straně druhé. Méně odolné horniny jsou rychleji erodovány a může dojít až k obnažení zakryté části zlomové plochy v odolnějších horninách. Kombinací obou předešlých typů vznikají tzv. *složené zlomové svahy* (Demek 1987). Zřídka lze na zlomovém svahu najít tzv. *tektonické zrcadlo*, což je plocha vyhlazená vzájemným třením ker. Častěji se na zlomové ploše vyskytují tzv. *facety*, což jsou trojúhelníkové až lichoběžníkové plochy, které jsou již postiženy erozí a jejich sklon je menší než původní zlomová plocha (Demek 1987).


obr. 3.2-6 Vývoj facetových ploch (zdroj: Vitásek (1949))

Dle Demka (1987) se u všech svahů vázaných na zlomy vyskytují následující rysy a jsou průkazným dokladem přítomnosti zlomu:

1) značný sklon svahu
2) facety na konci rozsoch mezi údolími rozřezávajícími svah
3) poměrně přímý průběh svahu
4) hluboko zaříznutá údolí tvaru V se skalními dny
5) zvětšení sklonu dna údolí poblíž zlomové linie
6) výskyt údolí, která nezasahují až k úpatí svahu (tzv. visutá údolí)
7) prameny při úpatí svahu
8) výlevy láv podél zlomů při úpatí

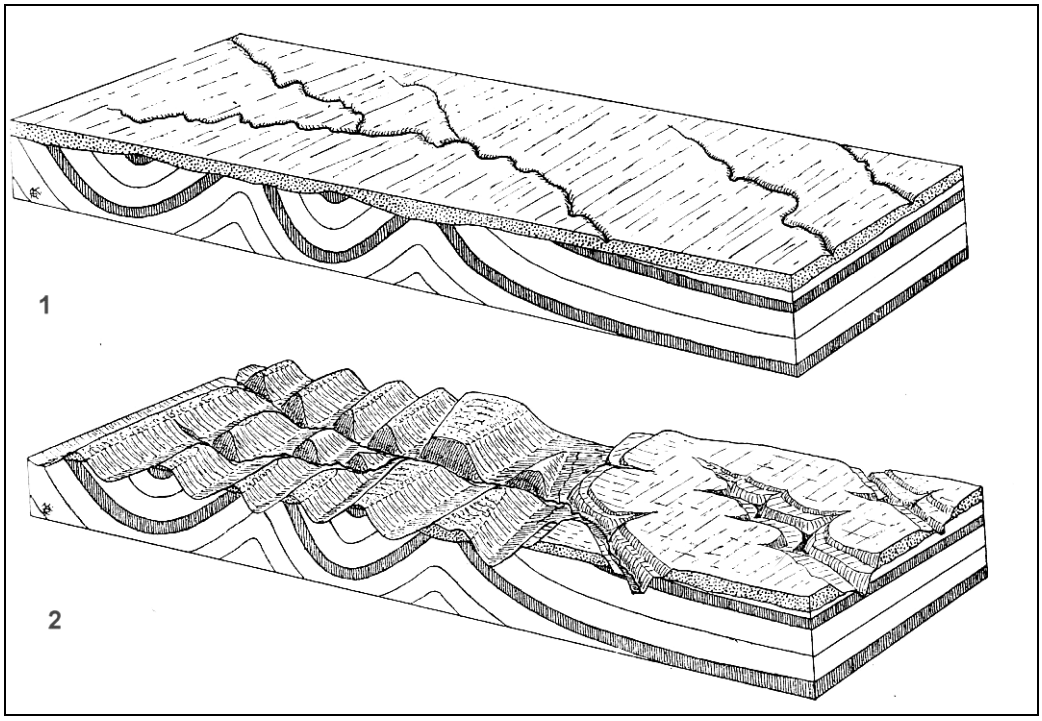
Dalšími nepřímými důkazy, které se vyskytují u svahů vázaných na zlomy jsou také výskyty sesuvů, přítomnost výklenků, sedel, lomů spádu ve hřbetech (bez závislosti na struktuře hornin), pravoúhlé ohyby vodních toků, dlouhé, přímé a rovnoběžné úseky vodních toků, rozlámání a deformace říčních teras, výskyt malých prolomů při úpatí svahu, dále přítomnost častých silných zemětřesení, apod. (Demek 1987).

## 4. Údolí a údolní síť vodních toků

Dle geneze můžeme údolí rozdělit na *primární* a *sekundární*. Primární údolí vznikají mezi dvěma horskými krami, vyzdviženými podél zlomů, nebo v příkopových propadlinách, v synklinálách nebo jako mezihorská údolí. Zvláštním případem vzniku primárního údolí je zřícení stropu nad ponornými řekami. Sekundární údolí jsou taková, která vznikla působením exogenních činitelů, hlavně vodních toků a činností ledovce. Mnohdy není jednoduché rozpoznat, zda se jedná o údolí primární či sekundární. (Vításek 1949)

Řeky, které pramení v horských soustavách stékají nejkratší možnou cestou do nižších poloh. V těchto úsecích nemají velký vliv na směr údolí strukturní poměry skalního podkladu nebo tektonicky porušené vrstvy, spíše rozhoduje sklon povrchu. Takové řeky zveme *svahovými toky*. V předpolí hor, kde se vyrovnává sklonová křivka toku, začínají řeky ukládat sedimenty a meandrovat. Začíná se uplatňovat vliv strukturních vlastností podkladu, kdy si řeka vybírá cestu nejmenšího odporu, například zlomem porušené vrstvy (tzv. *selektivní eroze*). Odolnější překážky toky vedou ke zvýšení spádu toku, objevují se vodopády či peřeje. (Vitásek 1949)

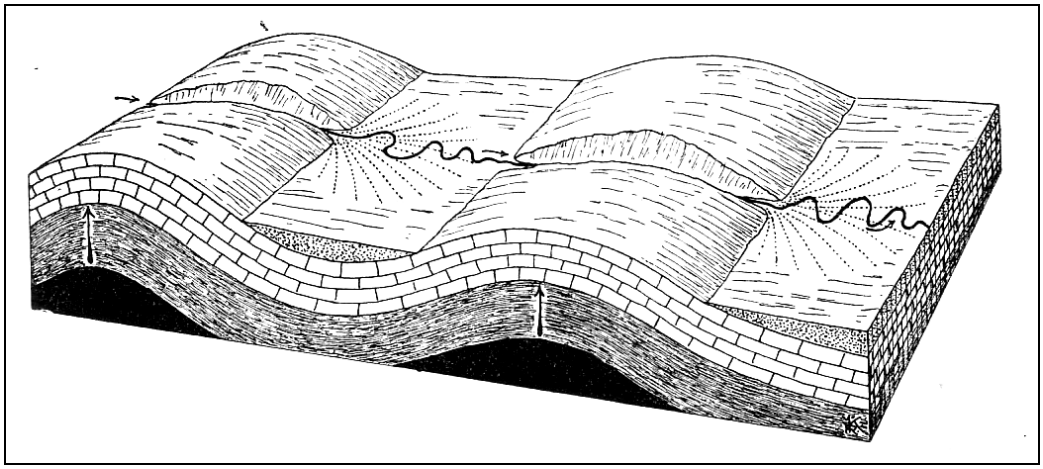
V některých případech se setkáváme s případy, že se vodní toky zařezávají do skalního podkladu bez ohledu na petrografické a tektonické poměry. Toky si tvoří údolí napříč odolnými vrstvami. Tento jev je vysvětlován tím, že vodní tok nevznikl na dnešním povrchu, ale na dnes již neexistujícím zdenudovaném povrchu. Tehdejší strukturní poměry určovaly směr toku a ten se zachoval i po denudaci původního povrchu (např. pražské přítoky Vltavy). Taková údolí nazýváme *epigenetická* (obr. 4-1) (Kettner 1948) .




obr. 4-1 Epigenetické údolí (zdroj: Kettner (1948))

1) Vzniká údolí v pokryvném útvaru
2) Údolí se postupně zahlubuje, nicméně setrvává ve svém původním směru bez ohledu na tektonické poměry

Často se setkáváme s jevem, kdy si tok zachovává směr, když dochází k pomalému zdvihu skalního podkladu. Toky mají dostatečnou sílu, aby překážku překonaly. Vznikají tak tzv. *antecedentní* údolí.

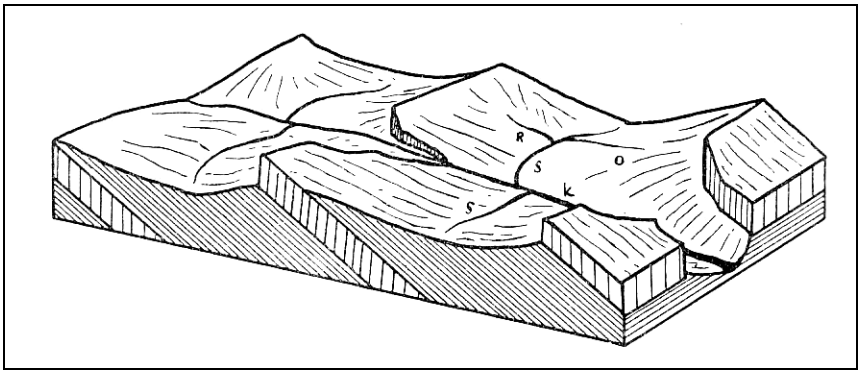


obr. 4-2 Antecedentní údolí (zdroj: Kettner (1948))
Velké šipky označují oblasti, kde dochází ke zdvihu, malé šipky označují směr toku.

Dle půdorysu lze údolí rozlišovat na meandrová nebo přímá. Přímá údolí nalézáme nejen v horském reliéfu, ale také v místech, kde si řeka vybírá cestu nejmenšího odporu (zlomová linie, vrstvy méně odolných hornin) (Vitásek 1949).

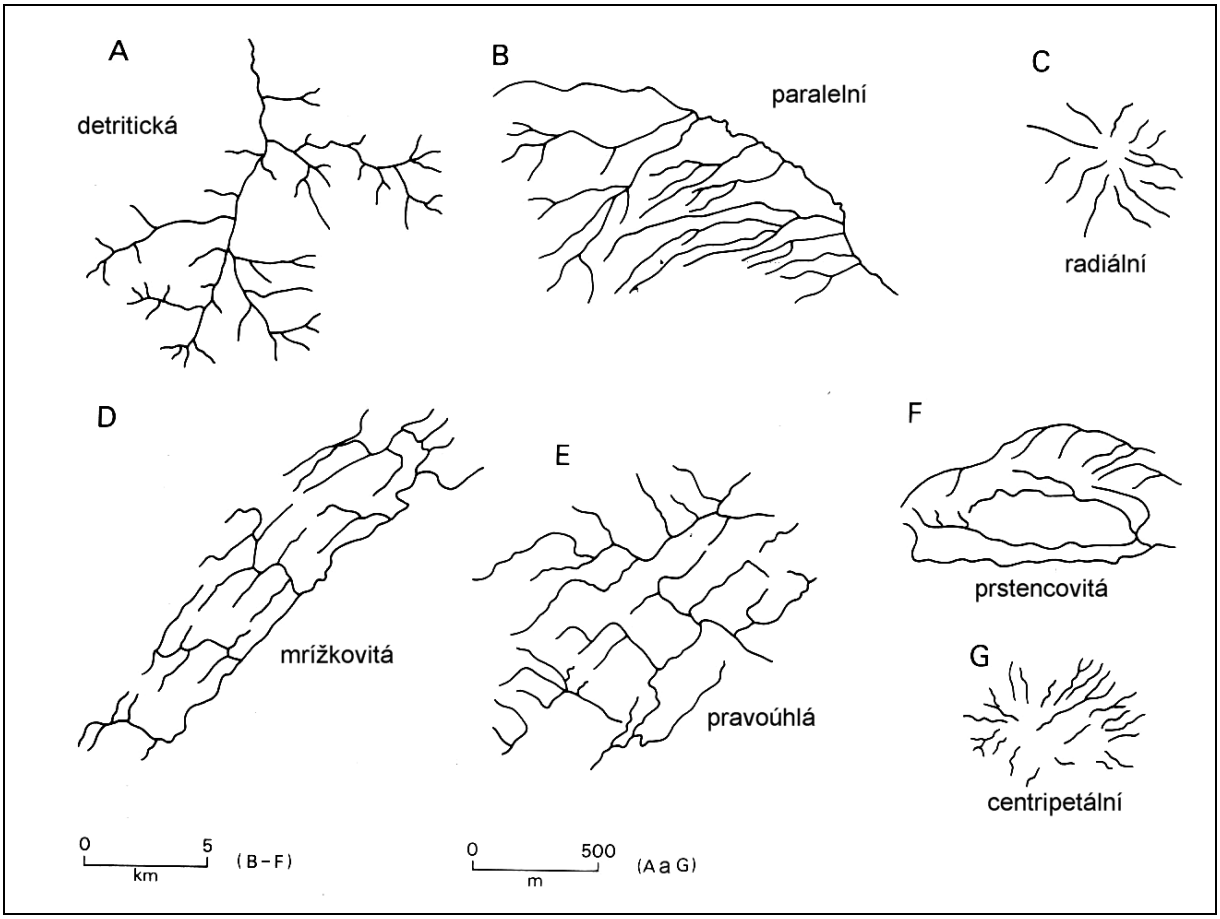
Vodní tok se neustále zahlubuje do skalního podloží, rozrušuje a obnažuje ho. Vlivem zvětrávání jsou neustále rozrušovány také svahy údolí. Zvětralý materiál se působením zemské tíže a dešťového povrchového ronu dostává do koryta a je odnášen vodou. Údolí se postupně rozšiřuje a svahy se stávají méně strmými. Tvar údolí je závislý na poměru boční a hloubkové eroze vodního toku a také na svahové modelaci. Je-li boční eroze potlačena, vzniká sevřené hluboké údolí s příkrými svahy a příčným profilem ve *tvaru písmene V*. Údolí pak zveme *soutěskou* nebo *kaňonem*. V oblasti mírného pásu taková údolí nalezneme na horních tocích, především v mladých pohořích. Při zvětšování vlivu boční eroze a svahové modelace se údolí rozevírá, v příčném profilu nabývá *neckovitého tvaru* se širokým dnem. Níže po proudu se často údolí úplně otevírá, vodní tok ukládá nesený materiál, vznikají volné meandry a setkáváme se s častým překládáním koryta. Takové údolí nazýváme *úvalem*. Výše uvedený sled mají téměř všechny řeky mírného pásu a údolí bývá nazýváno *normální* s normálním vývojem spádové křivky (Vitásek 1949). Tento sled bývá často porušen tektonikou. Při zdvihu kry na horním toku dochází ke vzniku prudkého svahu na dolním okraji vyzdvižené kry a k rozříznutí starší říční nivy. Její zbytky jsou zachovány v podobě *říční terasy*. Pokud dojde ke zdvihu na dolním toku, bývá horní tok zaštěrkován nebo mohou vznikat rozsáhlé bažiny a jezírka (Vitásek 1949). Některé případy ukazuje obrázek 3.2-2.

Podle vztahu údolí ke směru struktury a původnímu sklonu reliéfu lze rozlišovat údolí či vodní toky *konsekventní*, která probíhají ve směru sklonu vrstev. Přítoky konsekventních toků, které tečou podélně se směrem vrstev, nazýváme toky *subsekventní*. Přítoky subsekventních toků mohou být toky *obsekventní*, které jsou příkré, krátké, neboť tečou proti směru vrstev, nebo toky *resekventní*, které přitékají ze strany, kde se vrstvy mírně sklánějí do údolí. Toky, které nemají žádný vztah ke sklonu ani směru vrstev nazýváme *insekventními* (Vitásek 1949).




obr. 4-3 Typy toků či údolí ve vztahu ke sklonu reliéfu a směru struktur
(zdroj: Vitásek (1949))
K – konsekventní, S – subsekventní, R – resekventní, O – obsekventní

V mezo a makro měřítku lze posuzovat a klasifikovat tvary říčních sítí, které bývají ovlivněny klimatickými podmínkami, geologickou strukturou a především pasivní tektonikou.




obr 4-4 Typy říční sítě (zdroj: Summerfield (1991))

## 4.1 Vybrané fluviální tvary

Tato podkapitola se věnuje obecným charakteristikám vybraných fluviálních tvarů, které byly mapovány ve zkoumaném území a jejichž charakteristiky a prostorové uspořádání mohou být indikátory tektonické aktivity.

*Strž* je charakterizována jako erozní rýha větších rozměrů, která není protékána stálým vodním tokem (v období bez dešťových srážek). Vznikají zvětšováním a prohlubováním erozní rýhy tzv. stružkovou erozí při intenzivních srážkách. Jejich výskyt je vázán na místa, kde sypké či málo zpevněné zvětralinové sedimenty dosahují větších mocností. Příčný profil strží je ve tvaru písmene V. Ve spodní části se často nalézá *proluviální* (*náplavový*) *kužel* tvořený odneseným materiálem (Rubín, Balatka et al. 1986).

*Balky* narozdíl od strží mají příčný profil do tvaru písmene U. Jejich plochá dna jsou vyplněna náplavovými sedimenty, často splachy z polí. Ve vrchní části mnohdy balky pokračují úpadem (Rubín, Balatka et al. 1986).

*Erozní zářezy* nebo též *erozní rýhy* vznikají hloubkovou erozí a jsou protékány stálým nebo občasným vodním tokem. V pevných horninách mají příčný profil ve tvaru písmene V (narozdíl od strží méně sevřený), v měkčích horninách, kde vedle hloubkové eroze intenzivněji působí též boční eroze, se příčný profil blíží tvaru písmene U. Narozdíl od strže nemají erozní zářezy tak intenzivní erozní vývoj. V horní části erozní rýha sbírá vodu, často do ní ústí úpad. Dolní část rýhy ústí do erozního zářezu vyššího stupně (např. erozního údolí, soutěsky, apod.) nebo končí při úpatí svahu. Hloubka rýh obecně vzrůstá směrem po proudu, délka rýh se naopak díky zpětné erozi zvětšuje proti proudu, dokud nedosáhne sedla na hřebeni. Rychlost vývoje erozních rýh se v našich podmínkách pohybuje od 1 do 3 metrů za rok, v extrému až 10 m ročně (Rubín, Balatka et al. 1986).

*Úpady* jsou mělké ploché deprese okrouhlého, oválného či rozvětveného tvaru, které vznikly kombinací vodní eroze (hlavně dešťového ronu) v periglaciálním prostředí a svahových modelačních procesů na nepropustných vrstvách. Jedná se o pokračování údolí nad jeho horním koncem, které se dosti rychle přeměňuje v údolí a v konečném důsledku vede k odnosu podložní nepropustné vrstvy. (Rubín, Balatka et al. 1986, Vitásek 1949)

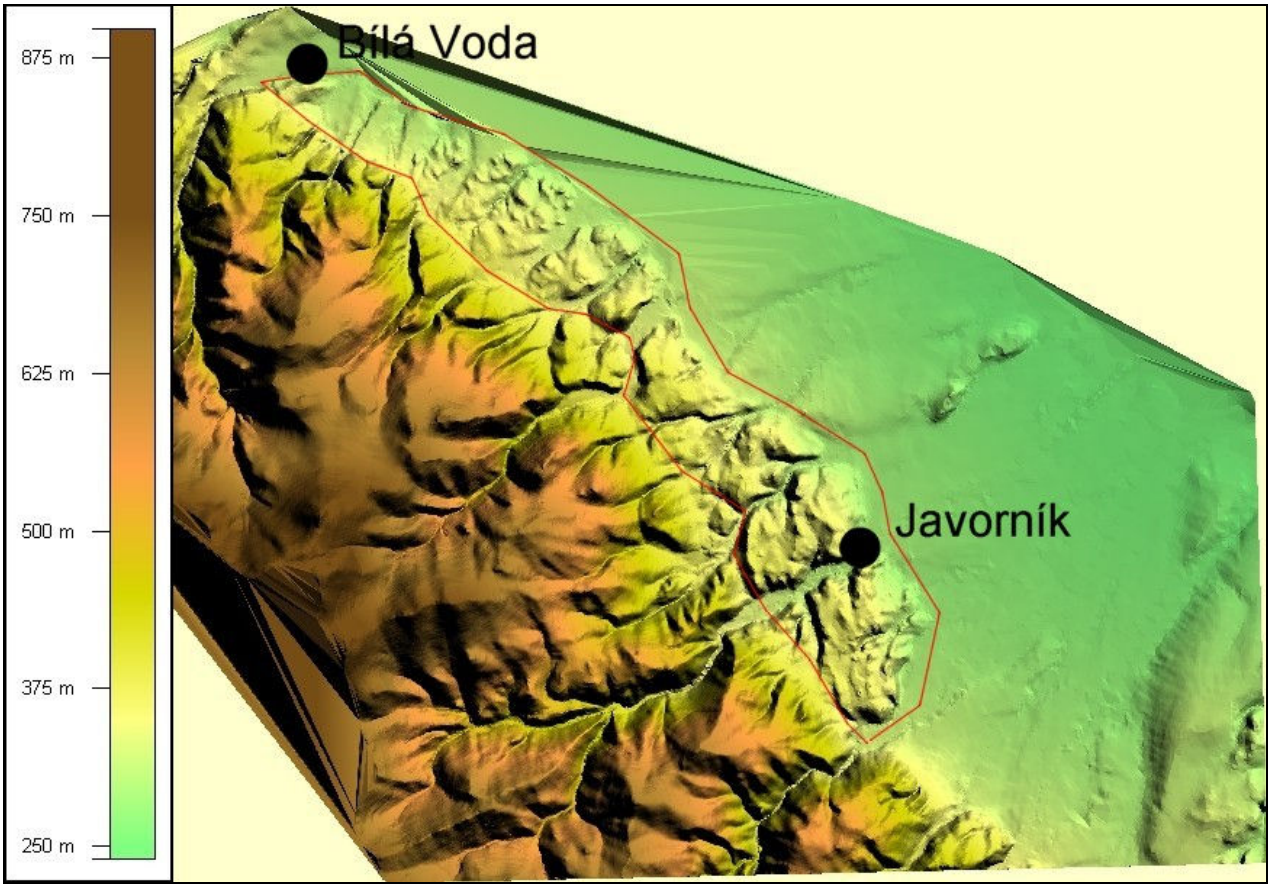
*Pramenné mísy* jsou dalším tvarem, který se ve zkoumaném území často vyskytuje. Vznikají postupným rozšiřováním prameniště zpětnou erozí a svahovou modelací v okolí pramene. Často jsou značně zařízнuty vůči okolnímu terénu (Štěpančíková 2007).

*Náplavové* (aluviální) *vějíře* (kužely) se vytvářejí při ústí menších bočních toků do hlubších údolí či při vyústění potoků z horského reliéfu na plošinu. Vodní toky zde nemají vyvinuto hlubší koryto, ale rozlévají se do více paralelních, často meandrujících, koryt nebo zde vzniká bažina.

# 5. Fyzickogeografické a geologické charakteristiky území

## 5.1 Geomorfologie území

Území Hoštického stupně lze charakterizovat jako mírně zvlněné plošiny v nadmořské výšce od 340 do 390 m s četnými pahorky dříve považovanými za oblíky (Ivan 1972). Jsou odděleny suchými mělkými depresemi, z nichž některé mají tvar úpadu. Relativní výšková členitost ve vlastním reliéfu plošin se pohybuje do 20 m. Hoštický stupeň je dále rozčleněn několika říčními údolími hlubokými 50 – 60 m, které mají převážně směr JZ – SV a probíhají stupněm napříč. Přes 100 metrů jsou zařízuta jen údolí Javornického a Hoštického potoka (Ivan 1972).

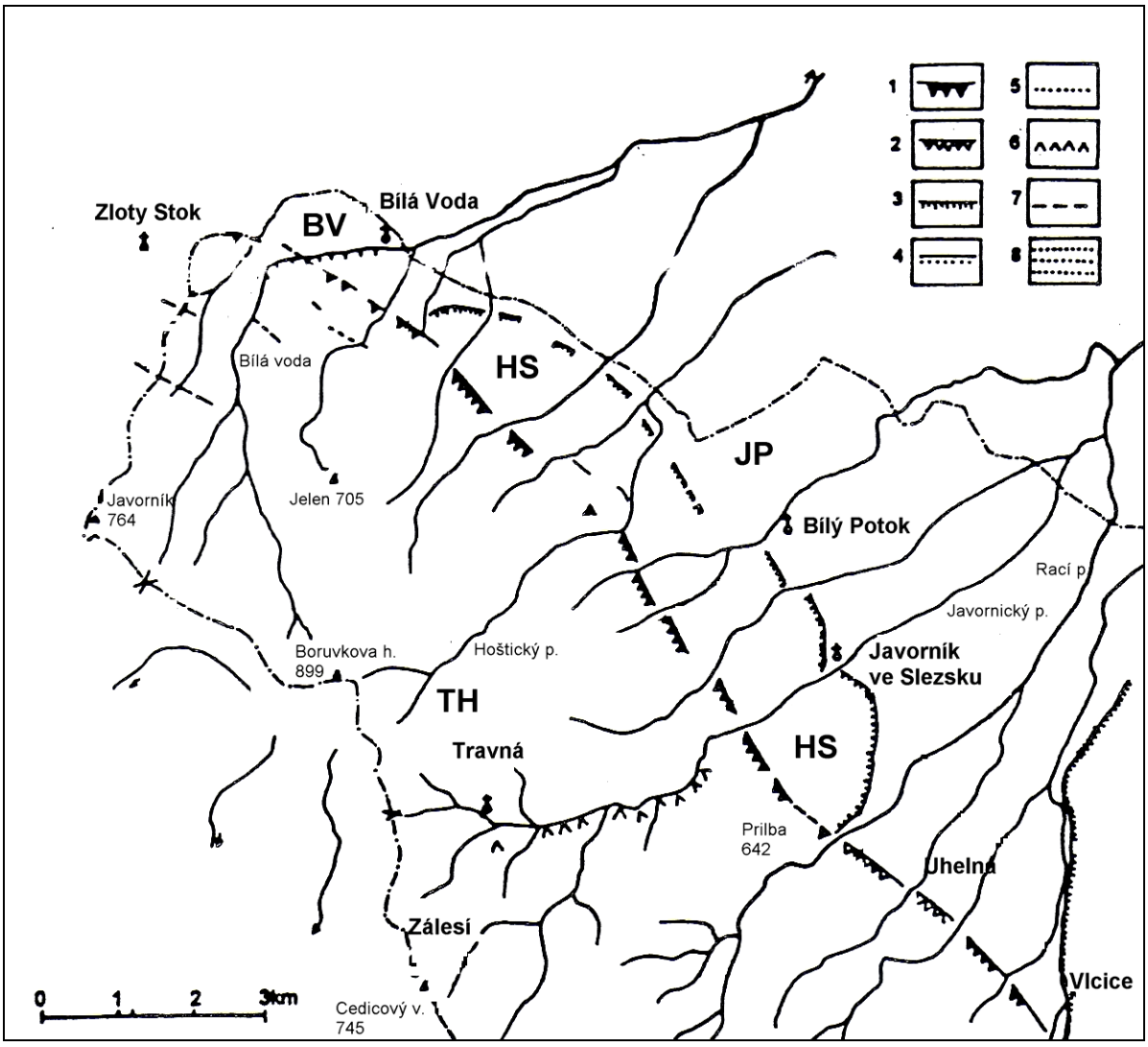



Mapa 5.1-1 – Reliéf Hoštického stupně (ohraničen červenou linií) a přilehlého okolí

### 5.1.1 Hoštický úpatní stupeň a jeho bezprostřední okolí

Vznikem a stářím Hoštického stupně se již na počátku 20. století zabýval G. Götzinger (1915, 1925 in Ivan 1966), který původně jednotný povrch stupně považoval i na základě výskytů četných eratických balvanů a oblíků za předpleistocenní. Vycházel přitom z celkové analýzy paleogeografických poměrů. Věnoval se také studiu sedimentární výplně v severním předpolí Rychlebských hor, kde zjistil, že místy až pod 200 metry sedimentu svrchnomiocenních sladkovodních písků a jílů je pohřbený reliéf se silně kaolinizovaným krystalickým skalním podložím. Genezi svahu a plošin vysvětluje G. Götzinger (1925 in Ivan 1966) abrazní činností jezera, kdy svah považuje za abrazní srub. Větší výškové rozdíly zvlněných plošin připisuje zásahu kontinentálního ledovce, který je během pleistocénu silně přemodeloval. Zlom G. Götzingerovi (1925 in Ivan 1966) v této době ještě nebyl znám, v geologické mapě 1 : 75 000 v této oblasti žádné zlomy neuvádí. Přestože bylo proti abraznímu původu vzneseno množství námitek, zejména G. Cloosem (in Ivan 1966), byly tyto myšlenky prohlubovány dalšími badateli Klement (1928 in Ivan 1966), Anders (1935 in Ivan 1966), atd.

Po druhé světové válce se zkoumanému území věnují již převážně čeští badatelé v čele s A. Ivanem. Přelomovým objevem se stal fakt, že takřka v celé délce okrajového svahu Hřibovské hornatiny byla geologickými metodami dokázána přítomnost zlomu (hlavní větev okrajového sudetského zlomu) (Skácel, Vosyka 1959) (blíže o zlomu pojednává kapitola 5.2.1).




mapa 5.1.1-1 – Schéma území Javornického výběžku s vyznačenými geomorfologickými jednotkami a průběhem okrajového sudetského zlomu (zdroj: Ivan 1997, upraveno)

1) dobře znatelný zlomový svah, prokázaný (hlavní linie okrajového sudetského zlomu)
2) málo znatelný zlomový svah, prokázaný (hlavní linie okrajového sudetského zlomu)
3) dobře znatelný zlomový svah (vedlejší linie okrajového sudetského zlomu)
4) západní okraj Žulovské pahorkatiny
5) vnitřní okraj Vojtovického úpatního stupně
6) prudký svah asymetrického údolí
7) předpokládaný, neprokázaný zlom

TH) Travenská hornatina
HS) Hoštický stupeň
BV) Bělovodský zlom, Bělovodský stupeň
JP) Javornická pahorkatina (dle klasifikace Balatka 2001 se jedná o Vidnavskou nížinu)

A. Ivan (1966, 1972) diskutuje tři teorie vzniku plošin Hoštického stupně a svahu oddělujícího jej od horského reliéfu Hřibovské hornatiny:

a) mořská či jezerní abraze
b) rovnoběžný ústup svahu (proces vývoje pedimentů)
c) rozlámání staršího topografického povrchu

Geomorfologickou analýzou ukázal, (Ivan 1966) že svah oddělující Hřibovskou hornatinu od Hoštického stupně je pravým zlomovým svahem. Jako rozhodující se ukázala následující kritéria.

1) Nezávislost průběhu svahu na odolnosti hornin

Vystupování méně odolných hornin na tektonicky podmíněném svahu je dle A. Ivana (1966, 1972) přesvědčivým důkazem zlomového původu tohoto svahu. Kupříkladu jižně od Javorníka vystupují po jedné straně zlomu svorové pararuly a po druhé ortoruly s méně odolnými amfibolity, které zde tvoří plošinu. Převážně se však po obou stranách zlomu vyskytují horniny podobného petrografického složení s podobnou odolností.

2) Výskyt facet na svahu

Menší facety lze nalézt na svazích vrchu Přilba (též nazýván Štít) (642 m), Zaječího vrchu (498 m) nebo Pěnkavčího vrchu (612 m). Facety zde mají malý sklon a neostré hrany. Lze je považovat za důkaz zlomového svahu, neboť horniny po obou stranách zlomu nejsou dostatečně odolné, aby facety mohly vzniknout diferenciální erozí (A. Ivan 1966).

3) Výskyt sníženin při úpatí svahu

Na Hoštickém stupni se často setkáváme s mělkými sedly mezi úpatním svahem a plošinou. Tato sedla jsou přímo vázána na poruchové pásmo zlomu. Menší toky, které poruchu přecházejí tvoří v místě přechodu pravoúhlé ohyby a na krátkou vzdálenost sledují úpatí. Dalším důkazem jsou také četné erozní rýhy a suchá údolí rovnoběžné s průběhem svahu (A. Ivan 1966).

4) Geologický a geomorfologický vývoj

Směrem na východ zasahují ve sníženině mezi Hoštickým úpatním stupněm a menším Vojtovickým úpatním stupněm až k úpatí zlomového svahu sladkovodní svrchnomiocenní sedimenty, pod nimiž se v hloubce cca 200 m nachází silně kaolinizovaný skalní podklad. Ten je pokryt zvětralinami, které vznikaly na zarovnaném povrchu předsvrchnomiocenního (pravděpodobně paleogenního) stáří (Gellert 1932 in Ivan 1966). Zvětraliny jsou tedy mladší nebo alespoň stejně staré jako původní zarovnaný povrch.

Kdyby svah vznikl diferenciální erozí (tzn. svah by byl tzv. svahem na zlomové čáře), musela by denudace 100 – 400 m mocného komplexu hornin odpovídajícího výšce svahu probíhat před obdobím, ze kdy se dochovaly několik desítek metrů mocné vrstvy kaolinických zvětralin. Z toho vyplývá, že by svah musel být starší než tyto zvětraliny. To však odporuje obecně přijímané teorii o svrchnooligocenních až miocenních tektonických pohybech a odporují tomu i celkově mladé geomorfologické rysy svahu (Ivan 1966).

O tektonické nestabilitě širokého okolí území svědčí také výskyty zemětřesení a prameny termálních minerálních vod. Dle Vosyky (1959) jsou však tato zemětřesení jen slabá (do stupně IV.) a silnější se prakticky nevyskytují, resp. nebyla v historické době zaznamenána. Dalším indikátorem tektonické aktivity jsou pliocenní až kvarterní výlevy čedičů v okolí Travné (Skácel, Vosyka 1959, Berger 1932 in Ivan 1966).

Staršími autory (Götzinger 1925 in Ivan 1966, Anders 1935 in Ivan 1966) byl průběh okrajového sudetského zlomu kladen na úpatí vnějšího svahu, který odděluje Oderskou nížinu od Hoštického stupně. Zlom tudy s největší pravděpodobností skutečně prochází, ale jedná se o vedlejší větev okrajového sudetského zlomu. Jeho prokázání je obtížné, neboť spodní část svahu je překryta mohutnými vrstvami kvarterních sedimentů. Jako nepřímé důkazy svědčící pro přítomnost zlomu uvádí A. Ivan (1966) přímočarost svahu a jeho rovnoběžnost s hlavní větví sudetského okrajového zlomu. Směr průběhu zlomového svahu není také závislý na orientaci jednotlivých pruhů hornin a není ovlivněn ani jejich uložením a mnohdy rozdílnou odolností. Pro přítomnost zlomů dále svědčí i geomorfologické poměry v okolí obce Bílá Voda, kde se výšky svahů mezi Hřibovskou hornatinou a Hoštickým stupněm i Hoštickým stupněm a Oderskou nížinou snižují a dle geologických map (Skácel, Vosyka 1959) se svahy i zlom směrem k severozápadu noří pod terciérní a kvarterní sedimenty Oderské nížiny (Ivan 1966). Okrajový sudetský zlom dále k západu opět sleduje úpatí svahu za Złotym Stokem. Ze společných geomorfologických rysů obou svahů dle A. Ivana (1966, 1972) plyne, že Hoštický stupeň je zlomově podmíněnou krou ukloněnou k severozápadu (nadmořská výška u Javorníka dosahuje 370 - 390 m, u Bílé Vody 350 m) omezenou po obou stranách stupňovitě uspořádanými zlomovými svahy.

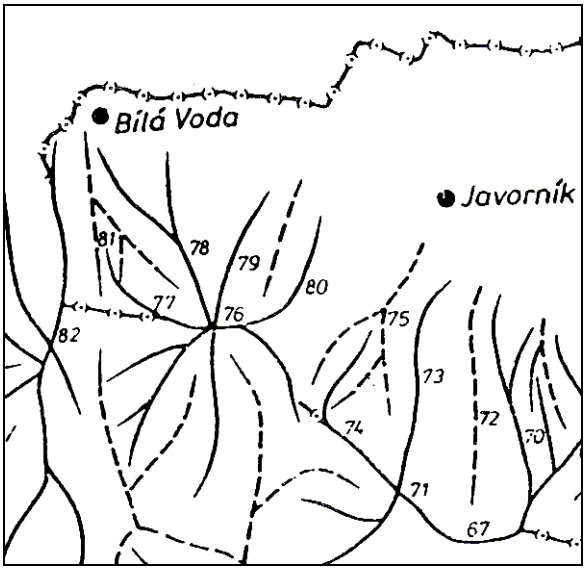
Se zcela jiným přístupem ke genezi a vývoji oblasti přišel v 80. letech badatel A. Kopecký (1986). Dospěl k následujícím závěrům.

Při terénních průzkumech zjistil značné rozšíření starých a hlubokých fosilních zvětralin převážně kaolinického typu vyskytujících se všude v hlubokých údolích (nejen Rychlebských hor, ale i celé Žulovské pahorkatiny), na příkrých svazích, vrcholech hřbetů, na zarovnaných plošinách, ... Dle Kopeckého (tamtéž) se také nalézají ve všech výškových

stupních, největších mocností nabývají v předhůří hor a v depresích uvnitř pohoří, hřebeny a údolí jsou pokryty souvislou vrstvou. Nejlépe jsou zachovány v tzv. javornicko-vidnavské pánvičce, kde dosahují mocností od 30 do 100 m. Z velkých mocností lze odvodit jejich značné stáří – nejmocnější vrstvy se utvořily během několika etap v mezozoiku a paleogénu, v pozdějších obdobích již díky ochlazení klimatu a tektonické aktivitě tvorba fosilních sedimentů nedosahovala velké intenzity. Fosilní zvětraliny se mohou tvořit jen v podmínkách peneplenizované roviny. Jelikož se zvětraliny nacházejí prakticky všude, je nutné přijmout myšlenku značného rozšířené zachovaného peneplénu, a tedy nevelké denudaci (Kopecký 1986). Tato teorie byla odmítnuta zejména A. Ivanem (1990), který píše „... Znamená to, že tyto zvětraliny po více než sto let prováděných podrobných a přehledných geologických a ložiskových průzkumů unikaly pozornosti....“ Z výzkumů prováděných nezávisle na sobě mnoha badateli během 70. a 80. let naopak plyne, že hornatinné oblasti hluboké zvětraliny postrádají. Demek (in Ivan 1990) například uvádí „... i na poměrně malých plochách s malým sklonem nebyly nikdy nalezeny kaolinické zvětraliny. ...“ Ke stejnému názoru se kloní i další autoři Sekyra (1960 in Ivan 1990), Panoš (1961 in Ivan 1990), Netopil (1956 in Ivan 1990), Prosová (1963 in Ivan 1990), ad. Velké objemy a různorodost ukládaných sedimentů v severním předpolí Rychlebských hor (i dalších sudetských pohoří) nenasvědčují uchování téměř nedotčeného paleogenního peneplénu.

A. Kopecký (1986) také přichází s vrásným charakterem neotektonických deformací. Hřebeny považuje za antiklinály, údolí za synklinály. V málokterých místech se uchoval peneplén v horizontální poloze (jen vrcholové části pohoří), často se s ním setkáváme ve značně deformovaném stavu v podobě ohybů a prohybů. Deformovaný povrch peneplénu lze sledovat neporušený (nedislokovaný) po celém území bez jakýchkoli skoků a při malé denudaci lze vyloučit všudypřítomné zlomy, které by byly pro vysvětlení orografie nutné. Kopecký (tamtéž) dále připouští, že zlomy v krystalickém fundamentu existují, ale dosahují jen malých nebo vůbec žádných amplitud. K velkým ohybům může docházet díky množství puklin, jejichž význam byl mnoha badateli podceňován. Tektonické pohyby pak pouze pukliny otevírají, pro případné vyhojení žilnými vyvřelinami (Kopecký 1986). Narozdíl od jiných autorů A. Kopecký odmítá i typicky tektonické rysy reliéfu jako například přímočarost, pravoúhlost hranic, příkrost svahů, mřížový plán říční sítě apod. Tyto jeho myšlenky nebyly přijaty jinými autory, spíše byly kritizovány. A Ivan (1990) se zamýšlí nad amplitudou některých „antiklinál a synklinál“ „... Podle hloubky údolí by amplitudy místy jen 1 – 2 km širokých vrás činily až přes 500 m. Při tom se ohyby ve struktuře krystalinika, velmi silně

deformovaného za starších tektogenezí (Skácel 1963 in Ivan 1990) nijak neprojevují. ...“ Pro ilustraci je níže uvedena část mapy synklinál a antiklinál dle A. Kopeckého.




67) klenba Hraničního vrchu (752 m)
70) antiklinální větev Silničního v. (638 m)
71) klenba vrchu Koníček (851 m)
72) synklinála Račího p.
73) antiklinální větev vrcholu Štít (642 m)
74) antiklinální větev Travné (712 m)
75) synklinála Zálesí
76) klenba Borůvkové h. (899 m)
77) antiklinální větev Kravího v. (808 m)
78) antiklinální větev vrchu Jelen (576 m)
79) antiklinální větev Skalního v. (691 m)
80) antiklinální větev Pěnkavčího v. (618 m)
81) synklinála Pstružího p.
82) klenba vrchu Javorník (764 m)

mapa 5.1.1-2 – Morfostruktury západní části Rychlebských hor (Kopecký 1986)

Podle názorů většiny jiných autorů zarovnaný povrch, který byl tektonicky rozlámán a vyzdvižen, pochází z období paleogénu. Byl pokryt minimálně 30 m mocnými vrstvami kaolinických zvětralin, které tvořily zarovnaný topografický povrch. V souvislosti s tektonickými pohyby a klimatickými změnami byly zvětraliny postupně odstraňovány a docházelo k obnažování bazální zvětrávací plochy, která byla dále přemodelovávána a snižována (Ivan 1983, 1990). Pro odnos zvětralin mělo význam zejména suché podnebí miocénu a svrchního pliocénu (polští autoři Oberc, Dyjor 1969 in Ivan 1990 přepokládají počátek odnosu zvětralin již během oligocénu. Tento původní povrch si ale nelze představovat jako rovinu. Spíše se jednalo o soubor četných mírných svahů a prahů, kotlinovitých sníženin, ze kterých na mnoha místech vystupovaly tzv. ostrovní hory (dnes Žulovská pahorkatina). Tento typ reliéfu se dnes souhrnně nazývá *etchplén* (Thomas 1974 in Ivan 1990, Adams 1975 in Ivan 1990, Czudek 1970 in Ivan 1990, Demek 1970 in Ivan 1990) Jedná se o typ tzv. *dvojitého zarovnaného povrchu* (Ivan 1990).

Zbytky původního zarovnaného povrchu lze dnes najít ve vrcholových partiích Rychlebských hor a také pohřbený pod paleogenními sedimenty v severním předpolí v Oderské nížině. Z polohy a morfologie Hoštické stupně, který se nachází mezi Oderskou nížinou a Hřibovskou hornatinou, lze usuzovat, že byl také součástí původně jednotného zarovnaného povrchu (Ivan 1966).

## 5.2 Tektonická a geologická stavba území

Pro geologické potřeby není možné se omezit pouze na území Hoštického stupně, ale je nutné se zabývat takřka celým územím Javornického výběžku. Geologická stavba tohoto území není jednoduchá. Následující geologické charakteristiky jsou zpracovány dle Müllera (2004) a Pouby (1962).

Na stavbě území se podílí především krystalinikum lugika či západních Sudet svou nejvýchodnější částí., tzv. *orlicko-sněžnickou klenbou* (dříve také orlicko-kladská klenba). Ta je složena z jádra a obalu.

Jádro klenby je tvořeno skupinou pararul mlynowských, která je těsně spojená s mladšími granitickými rulami a migmatity sněžnickými a litostratigraficky vyšší skupinou stroňskou. Podrobněji se jádro dělí na novovilémovický (Račí údolí ↔ Hraničky) a hoštický sektor. Nejstaršími horninami celého jádra jsou mlynowské ruly, které vystupují jen jako malá území ve vrcholech antiklinál (na geologických mapách nejsou kvůli malým rozlohám znázorněny). Litograficky vyšší skupina stroňská vyplňuje synklinální strukturu mezi Travnou a Zálesím (JZ-SV) a jsou na ni nasunuty sněžnické ruly hoštického sektoru. Užší pruh stroňské skupiny se nachází také v údolí Hoštického potoka a malý relikt jihozápadním směrem od obce Kamenička. Převážná většina území jádra klenby je budována sněžnickými rulami (Müller 2004).

Obal orlicko-sněžnické klenby je tvořen tzv. *staroměstským krystalinikem*. K povrchu vystupuje zejména mezi obcemi Bílá Voda a Javorník jako tzv. Javornická šupina (prostorově shodný s Hoštickým úpatním stupeň). Již od proterozoika docházelo k deformacím a metamorfózám hornin, zejména za starokaledonské, mladokaledonské, variské a saxonské orogeneze. Dnes lze najít především variská intruziva, např. javornický granodiorit v okolí Bílé Vody (ložní intruze 1x5 km), jižně od Bílého Potoka a západně od Javorníka (býv. střelnice), kde hluboko sahající tektonické diskontinuity v obalové skupině orlicko-sněžnické klenby byly během variské orogeneze otevřeny, čehož využily granitoidní horniny a vytvořily několik kilometrů dlouhé tahy žil. Stejným způsobem lze vysvětlit i vznik četných od několika decimetrů po mnoho metrů mocných křemenných žil, které na mnoha místech prostupují sněžnické ruly (např. jižně od Horních Hoštic). Dalšími žilnými vyvřelinami doprovázející javornický granodiorit jsou především porfyry, aplity, tonality, apod. (Müller 2004).

**Charakteristika nejrozšířenějších hornin jádra orlicko-sněžnické klenby** (Müller 2004)

**Sněžnické ruly**

V rámci jádra jde o nejrozšířenější soubor hornin biotických a dvojslídných rul. Převládá drobnozrnná dvojslídná rula facie gierałtowské, často se vyskytuje také hrubozrnná plástevná, místy okatá rula až žulorula Sněžníku. Menší území poblíž kaple sv. Antonína u Javorníka tvoří aplitická rula. Ruly s amfibolitickými xenolity tvoří oba břehy Račího potoka.

**Granulity**

Granulity jsou ve zkoumaném území zastoupeny světlými granulity, pyroxenickými granulity a granulitickou rulou. Ta vyplňuje především synklinoriální struktury. Asi půl kilometru široký pruh granulitů najdeme v údolí Račího potoka od hájenky k bývalé osadě Hraničky. Dodnes není přesvědčivě vysvětlena geneze těchto hornin.

**Skupina stroňská**

Jedná se o pestrý soubor metasedimentů ve svrchním oddílu orlicko-sněžnické klenby. K povrchu vychází v synklinálních strukturách v nadloží sněžnických rul nebo jako vložky tektonicky zavlečené do rulových komplexů. Horniny stroňské skupiny dosahují mocností až 6 km. Základními horninami této skupiny jsou především následující horniny:

- dvojslídné svory, které lze nalézt v údolí Hoštického potoka, jihozápadně od obce Kamenička a jako výplň synklinoriální struktury mezi Zálesím, Travnou a Javorníkem
- muskovitická až dvojslídná rula, která tvoří levý břeh Hoštického a Javornického potoka
- amfibolity se vyskytují na kontaktu metabazaltů a krystalických vápenců. V údolí Hoštického potoka tvoří vrstvy mocné přes 100 m. Předmětem bývalé těžby bylo magnetitové zrudnění amfibolitových vrstev
- krystalické vápence jsou přítomny ve formě čočkovitých těles, které byly často v minulosti těženy, např. lomy Kukačka západně od Bílé Vody, v údolí Hoštického potoka, v okolí obce Zálesí se vyskytují podzemní krasové jevy; oblíž Zálesí a Javorníku - Předměstí stávaly v minulosti vápenky. Místní dolomitické vápence jsou šedě pruhované s příměsmi křemene a slídy
- polohy muskovitických kvarcitů se v mocnostech v řádu metrů nachází jižně od Bílé Vody
- grafitické břidlice a kvarcity byly těženy jihozápadně od obce Kamenička a poblíž Předměstí u Javorníka
- dalšími horninami stroňské skupiny jsou také biotické a dvojslídné svory, kataklazovaná muskovitická rula, a další

**Charakteristika nejrozšířenějších hornin obalu orlicko-sněžnické klenby – obalová skupina staroměstská** (Müller 2004)

**Obalová skupina staroměstská** s podskupinou Hraničné je reprezentována staroměstským krystalinikem a metaofiolity vyskytujícími se v podobě tektonicky omezené Javornické šupiny (geomorfologicky Hoštického úpatního stupně). Horniny, které ji tvoří, jsou především biotické a svorovité prararuly, světlé křemité ruly, erlanová rula, grafitický kvarcit, biotické svory, biotická a dvojslídná rula, amfibolity a serpentinit (tři tělesa u obce Bílý Potok, jámový lom západně od Javorníka – „Totenkoppe“).

**Kvartér**

Předpolí Rychlebských hor a Hoštického stupně pokrývají souvrství glacifluviálních štěrkopísků pocházejících ze středopleistocenního pevninského zalednění. Sestávají ze zahliněných štěrků s eratiky, často zatlačených do kaňonovitých údolí nebo tvořící mělké kapsy v depresích na hřebenech. Většinou jsou ale promíseny s lokálními sutěmi a překryty suťovými kužely. Stopy po zalednění Hoštického stupně lze sledovat až do nadmořských výšek kolem 420 m, zejména kolem Horních Hoštic lze ojediněle najít bludné balvany (Müller 2004). Svahy Rychlebských hor exponované k severovýchodu pokrývají periglaciální kamenité sutě. Z holocénu pocházejí zejména svahové hlíny, zahliněné sutě, výplně proluvií a štěrkové výplně úzkých niv podél vodních toků. Větších mocností nabývají v pramenných oblastech toků (např. prameniště Panského potoka). V kaňonovitých údolích při okrajovém sudetském zlomu se vůbec nevyskytují (Müller 2004, Pouba 1962).

obr. 4.2-1 Hranec nalezený u Javorníka (zdroj: Rubín, Balatka et al. 1986))

### 5.2.1 Okrajový sudetský zlom

Geologii a geomorfologii severního okraje Českého masívu výrazně ovlivňuje po dobu téměř 400 milionů let porucha zvaná „okrajový sudetský zlom“. Jeho průběh lze ve směru SZ-JV sledovat v úseku dlouhém téměř 250 km. V reliéfu se pak projevu omezením okrajového svahu sudetských pohoří v délce téměř 140 km (Badura et al 2007).

V německé literatuře byl zlom označován jako „Sudetenrandbruch“ nebo Sudetenrandflexure“ (Bederke 1934 in Skácel 1989) a v jihovýchodní části Hauptquerbruch (Wilschowitz 1939 in Skácel 1989). Polská odborná literatura severozápadní úsek nazývá „uskok sudecki brzeźny“ a jihovýchodní úsek „fleksura brzeźna Sudetów“ (Oberc 1967 in Skácel 1989). V české literatuře se používal název „okrajní“ nebo „okrajový sudetský zlom“ (Zapletal 1950 in Skácel 1989) nebo nověji „okrajový zlom lugika“, neboť odděluje lugikum od silezika (Mísař 1983 in Skácel 1989). Dnes se nejčastěji používá názvu „okrajový sudetský zlom“.

Tektonický vývoj celého území byl nesmírně složitý. Překrývají se zde stopy všech důležitých orogenezí, které postihly silezikum a lugikum, přičemž dnešní stav vyplývá z klenbovité megastruktury svrchnoproterozoického a svrchnopaleozoického jádra deformovaného mladokaledonskou orogenezí o třech až čtyřech fázích (detailněji jsou jednotlivé části klenby a obalů rozebrány v kapitole 5.2). Ke zpětným násunům v rámci jádra, kdy se sněžnické ruly nasunuly na stroňskou skupinu, docházelo v údolí Hoštického potoka za variské orogeneze (směr od jihovýchodu k sevorozápadu). Horotvorná činnost v tomto období způsobila také částečnou metamorfózní a tektonickou deformaci klenby. Tlaky ve směrech západ – východ a severozápad – jihovýchod daly vzniknout přesmykům a drceným zónám nejen v jádru, ale také v obalové sérii, do jejíž labilních částí intrudovala později ložní tělesa granodioritů a mnohé ze starých zlomů orlicko-sněžnické klenby bylo vyhojeno. Pozdější fáze variské tektogeneze se projevovala vznikem mohutných radiálních zlomů. Okrajový sudetský zlom nelze chápat jako radiální linii, ale spíše jako systém paralelních vzájemně se zastupujících a stupňovitě na sebe navazujících zlomů směru severozápad – jihovýchod (Ivan 1966). Během mezozoika a kenozoika na tomto zlomu docházelo ke kolísavým vertikálním pohybům a denudaci až několika kilometrů mocných vrstev. Během saxonské tektoniky byl zlomový systém okrajového sudetského zlomu znovu oživen a pohyby zde pokračují dodnes (Müller 2004, Štěpančíková et al. 2008).

### 5.2.2 Těžba nerostných surovin

Tato kapitola byla do práce zařazena kvůli tomu, že těžba velkou měrou ovlivňovala na některých místech vodní toky. Bohatá geologická skladba území je příčinou vzniku mnohočetných důlních a lomových děl. Zbytky nejstarších těžebních děl pocházejí z 16. století, kdy se v okolí Horních Hoštic, zejména v údolí Hoštického potoka těžil jemnozrnný magnetit společně s arsenopyrity a galenity, které zde vystupují v pruhu skupiny stroňské na styku amfibolitů a krystalických vápenců. Dodnes jsou k nalezení staré haldy a zavalená ústí štol (Skácel, Skácelová 1993 in Müller 2004). Další těžba rud arsenopyritu probíhala západně od města Javorník, na tzv. „Totenkoppe“. Během 2. poloviny 19. století byl nedaleko obce Kamenička těžen grafit, který zde vystupuje poblíž sudetského okrajového zlomu (dodnes znatelné stopy těžby). Krystalický vápenec byl těžen hlavně pro místní potřebu a k pálení vápna (vápenka Javorník-Podměstí). Těžba probíhala na ložiscích v údolí Hoštického potoka, v údolí Javornického potoka západně od Javorníka. Mezi obcemi Bílý Potok a Horní Hoštice byl v minulosti otevřen lom na stavební kámen (Müller 2004) Dnes se na žádném z výše uvedených ložisek netěží, výsypky a lomové stěny jsou přesto dobře znatelné dodnes. V údolí Hoštického potoka a také bezejmenných toků „Ee“ a „N“ zasahují výsypky do koryt toků. Potoky výsypkový materiál dodnes aktivně erodují často i přes 2 m hlubokými erozními zářezy. Oderodovaný materiál je níže po proudu ukládán a tvoří drobné výplavové kužely.

Asi 100 metrů západně od obce Horní Hoštice bylo otevřen lom, kde je dobře dokumentovatelný půdní profil V přiložené geomorfologické mapě jsou všechna výše zmíněná stará těžební díla znázorněna.

## 5.3 Hydrologie území

Všechny toky na území Hoštického stupně a jeho bezprostředního okolí se na polském území vlévají jako pravostranné přítoky do Kladské Nisy (Nysa Kłodzka), která se poblíž Opole vlévá do Odry. Hlavními toky jmenovanými od jihovýchodu k severozápadu jsou zejména Račí potok (průměrný průtok při státní hranici 0,30 $m^3s^{-1}$), Javornický potok (0,22 $m^3s^{-1}$), Hraniční potok (též nazýván Červenka), Bílý potok, Hoštický potok, Panský potok a Kamenička (Čurda in Müller 2004). Jak se lze přesvědčit z přiložené geomorfologické mapy, hustota říční sítě je vysoká.

# 6. Analýza údolní sítě

## 6.1 Analýza vybraných tvarů

### 6.1.1 Strže

Se stržemi se ve zkoumaném území setkáváme na všech přítocích větších toků, které protékají Hoštickým stupněm. Tyto větší toky vyhloubily v reliéfu Hoštického stupně mnohdy až 50 m hluboká údolí a přítoky musejí překonávat na krátkém úseku velký výškový rozdíl. Tok se aktivně zařezává do podloží a tvoří úzké, sevřené údolí (strž) s délkou do 300 m. Dobře vyvinuté strže lze nalézt na přítoku Račího potoka, na vodním toku A, dále na přítoku Javornického potoka (C) a zejména na přítocích Hraničního potoka, kde jsou srže nejhlouběji zařízнuté (fotografie 10.1-7). U obce Bílá Voda nacházíme dvě dlouhé a velmi hluboké strže, které pravděpodobně souvisí s přítomností Bělovodského zlomu (fotografie 10.1-8). Při vyústění strží se vytvářejí výplavové kužely.

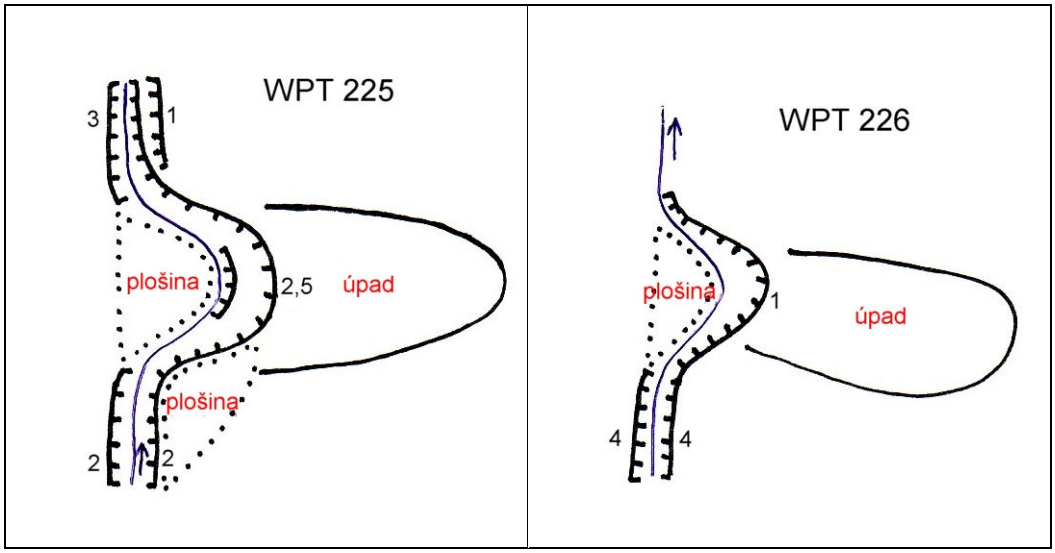
### 6.1.2 Erozní rýhy/zářezy

V přiložené geomorfologické mapě Hoštického stupně jsou zvýrazněny pouze erozní zářezy hlubší než 1 m. Nejvyvinutější erozní rýhy (1-2 metry hluboké) se vyskytují v reliéfu Hřibovské hornatiny. Vodní toky se nejvíce zařezávají před překročením zlomové linie okrajového sudetského zlomu, což může být známkou tektonického zdvihu Hřibovské hornatiny vůči Hoštickému stupni. Na dolních tocích při silnici mezi Javorníkem a Bílou Vodou jsou erozní zářezy antropogenně prohloubeny, stejně jako v intravilánech obcí Javorník (Javornický p.), Bílý Potok (Bílý p.) a Horní Hoštice (bezejmenný tok „I“).

### 6.1.3 Úpady

Úpady na Hoštickém stupni vznikaly během pleistocénu a vyvíjejí se dodnes. Setkáme se s nimi na celém zkoumaném území. Jejich spád se pohybuje do 5° a jsou zemědělsky využívány jako pastviny či pole. Na dně velmi často nacházíme bažiny nebo prameny. Ve spodní části úpad povětšinou přechází v erozní rýhu či strž (např. severně od vrchu Stříbrník 348 m).

Často ústí úpad do říčního údolí způsobem, jak ukazuje obr. 6.1.3-1 a 6.1.3-2. V místě, kde úpad spadá do údolí, se na vodním toku objevuje meandr, kdy výsepní břeh je orientován směrem k úpadu. Jesep je vyvinut ve formě několik metrů široké plošiny. Koryto je na jesepní straně zařízнuto jen nepatrně do cca 0,5 m. Celá situace WPT 225 je také zachycena na fotografii 10.1-1 v příloze. Tento případ reakce vodního toku na úpad je nejlépe zachován v údolí bezejmenného toku poblíž vrchu Stříbrník (348 m).




obr. 6.1.3-1, 2 Schéma úpadů v návaznosti na říční údolí

S mělkými úpady se setkáváme také při úpatí svahu oddělujícího Hoštický stupeň od Hřibovské hornatiny. Pravděpodobně je jejich vznik vázán na zlomovou linii okrajového sudetského zlomu.

### 6.1.4 Údolní nivy

Údolní nivy můžeme rozdělit do dvou skupin. Nejdelší toky jako Javornický, Hraničný, Hoštický a horní tok Panského potoka mají široké nivy. Často dochází k rozlévání toku a tvorbě bažin a vedlejších ramen. Nivy jsou vyplněny v horském reliéfu Hřibovské hornatiny balvany, štěrkem, v rámci Hoštického stupně pak štěrky a štěrkopísky. Často byly nivy těchto toků využity ke stavbě rybníků a také zde byly vybudovány obce (např. město Javorník).

Údolní nivy ostatních toků nejsou tak vyvinuty. Největší šířky dosahují v místech přechodu vodních toků přes zlomovou linii mezi Hoštickým stupněm a Hřibovskou hornatinou, kde jsou dna údolí vyplněna výplavovými kužely. V těchto místech vznikají četné bažiny, toky meandrují a rozlévají se po nivě. Směrem hlouběji do Hřibovské hornatiny se nivy všech toků výrazně zužují či úplně schází.

## 6.2 Analýza příčných profilů údolí

Tvary údolí a zejména změny jejich příčných profilů a směru jsou dobrými indikátory anomálií, například přechodu údolí přes zlomové pásmo nebo přechod přes rozdílné typy a odolnosti hornin. Lze říci, že se velmi odlišují tvary údolí v horském reliéfu Rychlebských hor od profilů při protékání toků Hoštickým stupněm. Jedinými toky, které jen málo změní

tvar údolí, jsou největší toky (Javornický potok a Hoštický potok). Jednotlivé níže popsané typy tvarů údolí jsou uvedeny i v mapě Typy tvarů údolí Hoštického stupně (příloha 2).

Údolí *typu 1* je charakteristický širokou údolní nivou, která je většinou vyplněna kvartérními sedimenty v podobě říčních balvanů, štěrků, štěrkopísků a hlín. Vodní toky se do těchto sedimentů zařezávají širokými koryty, které dosahují hloubek nejmladší eroze od 0,5 do 1,5 m. Svahy spadající do údolí bývají vysoké i několik stovek metrů (v případě Javornického potoka), většinou ale do 100 m (obr. 5.2-1). Typickými toky jsou Javornický potok, Hoštický potok, a horní tok Panského potoka.

Údolí *typu 2* vzniká převážně hloubkovou erozí (fotografie 10.1-6). Najdeme jej zejména v horském terénu Hřibovské hornatiny u menších toků, které z hor vytékají na Hoštický stupeň. Koryta potoků jsou kamenitá a nepříliš zařízntutá (do 1 m). Údolí jsou sevřená, s vysokými (i přes 100 m) strmými svahy a s úzkou nivou, většinou ji však úplně postrádají (obr. 5.2-1). Typickým rysem je také přímočarost údolí. V závěrech údolí se setkáváme s větvením na více menších údolíček. Erozní aktivita je díky velkému sklonu a přímému průběhu údolí vysoká. Svědčí o tom časté překládání lesních cest, které jsou erozí vodních toků prohlubovány až o několik metrů (fotografie 10.1-2, 10.1-3).

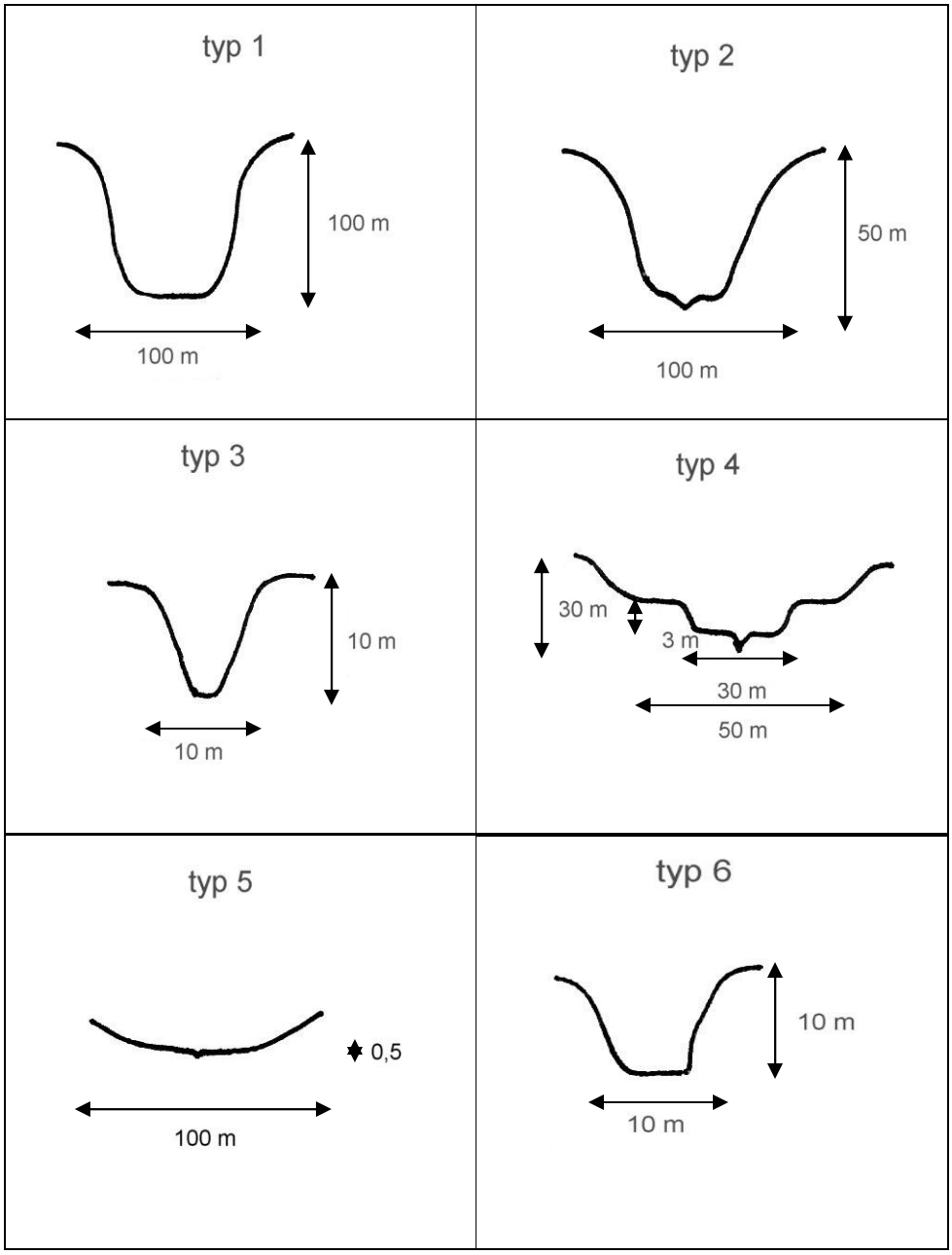
*Typ 3* příčného profilu jsou úseky s aktivní hloubkovou erozí. Vodní tok má koryto zahloubeno někdy i přes 3 metry s příkrými břehy, často podemletými. Svahy údolí (pokud nejde jen o strž) nabývají výšek maximálně několik desítek metrů. Nenajdeme zde žádnou nivu.

*Typem 4* jsou oklasifikována údolí, která mají stupňovité svahy. Jedná se pravděpodobně o zbytky starých údolních niv, dnes cca ve výšce 3 m nad dnešním údolním dnem. Nalezneme je v rámci Hoštického stupně na dolních tocích většiny větších toků (např. Hraničný potok, Bílý potok). Údolí tohoto typu jsou značně antropogenně využívána (zástavba, cesty, pole, ...)

*Typem 5* jsou označena málo vyvinutá údolí, jen mělké deprese se současným korytem o hloubce do 0,5 m. Nachází se jednak v úpadech a také na výplavových plošinách nebo aluviálních vějířích, kde dochází k akumulaci materiálu erodovaného z horského reliéfu Hřibovské hornatiny. V okolí vodního toku bývají pramenné mísy a bažiny. Na území Hoštického stupně jsou tato údolí využívána zejména jako napáječky dobytka.

*Typ 6* je charakterizován jako širší erozní zářez, kde se na dně vytvořila užší niva. Tyto plošiny se vytvářejí např. díky starým mohutným stromům, které svými kořenovými systémy zasahují do toku a brání odnosu erodovaného materiálu (působí jako hráz). Ten je ukládán a

vytváří plošinu. Další možností vzniku je antropogenní ovlivnění, např. hráz starého rybníka, apod.. Do jisté míry je zde podobnost s typem 3, s rozdílem širšího dna.




Obr. 6.2-1 až 6 Typy příčných profilů údolí

## 7. Diskuse

Pro potřeby hodnocení prostorových vztahů geomorfologických tvarů jsem území Hoštického stupně rozdělil na několik částí, které budu hodnotit zvlášť.

**Zlomový svah a jeho přilehlé okolí oddělující Hoštický stupeň od Hřibovské hornatiny**

Zlomový svah oddělující Hřibovskou hornatinu od Hoštického stupně je dobře sledovatelný od údolí Račího potoka po údolí Hoštického potoka a také od obce Horní Hoštice po Bílou Vodu. V asi 2 km dlouhém úseku mezi Hoštickým potokem a Horními Hošticemi dochází dle geologických map ke křížení okrajového sudetského zlomu se zlomovými liniemi směru S-J. Svah je rozčleněn množstvím vodních toků, které vytékají z Hřibovské hornatiny, na různě velké a staré facety. Za posledních 31 milionů let došlo pravděpodobně k pěti význačným zdvihům podél okrajového sudetského zlomu v intervalu 5-7 milionů let. V těchto epizodách se nezdvihala jen Hřibovská hornatina, ale také, i když méně výrazně, celý Hoštický stupeň (Badura et al. 2007).

Tvary údolí Javornického potoka, Hoštického potoka, horní tok Panského potoka jsou úplně jiné, než ostatních vodních toků, které protékají Hoštickým stupněm. Lze je klasifikovat jako typ 1, tedy poměrně hluboce zaříznuté údolí s nivou širokou i přes 100 metrů. Tyto toky jsou také nejdelší a nejvodnější, které Hoštickým stupněm protékají. Tato údolí vznikala pravděpodobně mnohem dříve než údolí ostatních toků, a proto se mohla již více zařízнout do skalního podkladu. Tyto toky utvořily zřejmě první soustavu facet, které vznikly rozčleněním zlomového svahu. Dna těchto údolí jsou vyplněna štěrky či balvany (hlavně v údolí Panského potoka). Na Hoštickém potoce lze pozorovat prudký ohyb údolí k severu, který může být způsoben tektonickou poruchou, kterou sleduje. Na Javornickém ani Hraničním potoce se při přechodu přes okrajový sudetský zlom žádné anomálie neobjevují. Jelikož se jedná o poměrně vodné a staré toky, mohly být tyto anomálie srovnány. Ostatní potoky již nedosahují takové délky, jako výše uvedené toky, a pramení v severovýchodní části Hřibovské hornatiny. Jejich údolí na horním toku (v horském reliéfu Hřibovské hornatiny) jsou mnohem méně zařízнuta, nicméně v nich probíhá hlavně díky velkému spádu aktivní transport. Údolí mají všechna tvar příčného profilu typu 2, kdy má koryto poměrně velký spád a je vyplněno kameny se štěrkem. Při přechodu přes zlomovou linii se u všech toků objevuje různě velký výplavový kužel, který je tvořen erodovaným materiálem. V jeho horní části se toky do náplavů zahlubují 1-2 metry hlubokými erozními rýhami, v dolní části výplavového kuželu se zahloubení koryta ztrácí, toky se rozlévají a vytváří bažiny. V rámci bažinatých plošin nacházíme koryta zařízнutá jen

několik desítek centimetrů. Někdy se lze setkat s meandry a starými koryty. Tyto toky rozčlenily první soustavu facet na dílčí menší a mladší soustavu facet (obr. 3.2-6).

Při úpatí zlomového svahu se vyskytuje množství pramenů, které jsou velmi často využívány jako vodní zdroje pro přilehlé obce. O často se vyskytujících pramenech se zmiňuje ve své práci i A. Ivan (1966) a ve shodě s Demkem (1987) považují prameny za jeden z důkazů zlomového původu svahu. Ivan (1966) dále uvádí, že se při úpatí objevuje i množství mělkých úpadů rovnoběžných s průběhem zlomového svahu a ústících do hlubších údolí, což odpovídá i mým zjištěním. Poblíž Podměstí u Javorníka nalézáme suchá údolí, nejvýraznější spadají k Javornickému a Hraničnému potoku.

V okolí Horních Hoštic jsem se setkal stejně jako A. Ivan (1966) se zvýšenou aktivitou eroze v údolích Hřibovské hornatiny. Díky tomu byly lesní cesty vedoucí po spádnici často překládány. Dochází ke vzniku hlubokých úvozů, kterých se obvykle na dně údolí nachází značné množství. Drobné vodní toky úvozy využívají namísto svých koryt a značně je prohlubují (fotografie 10.1-3). Zvýšená eroze, která je vázána na úpatí okrajového svahu Hřibovské hornatiny je také jedním z dokladů tektonického původu svahu.

**Území Hoštického stupně**

Reliéf v rámci Hoštického stupně je mírně zvlněný s velkým množstvím úpadů, pahorků a místy i bezodtokých depresí (fotografie 10.1-4). Území je aktivně zemědělsky využíváno jako pole nebo pastviny, na nichž lze nalézt hrance (obr. 3.2-2) a ojediněle i bludné balvany z období střednopleistocenního zásahu kontinentálního ledovce. Byly však později antropogenně přemístěny na okraje polí a pastvin. Výskyt bludných balvanů nemůžu potvrdit, neboť jsem při mapování na žádný nenarazil

Napříč je území Hoštického stupně rozčleněno průměrně 50 metrů zahloubenými údolími vodních toků, které pramení v Hřibovské hornatině. Jejich krátké boční přítoky překonávají velký výškový rozdíl toků hlubokými zářezy (stržemi, typ 3 nebo typ 6). V těchto stržích probíhá velmi aktivní eroze. Před soutokem s větším tokem nacházíme velmi často výplavové kužely s bažinami. Tyto kužely občas přehrazují větší tok, který se rozlévá v nivě do širokých bažin. Názorným příkladem může být Hraniční potok se svými přítoky, ale také Bílý nebo Hoštický potok. V nivě Javornického potoka nenacházíme výplavový kužel, nicméně i zde přítok (bezejmenný tok „C“) překonává výškový rozdíl hlubokým zářezem. Všechny tyto toky jsou napájeny prameny poblíž zlomového svahu, oddělujícího Hoštický stupeň od Hřibovské hornatiny, nebo sbírají vodu z mělkých úpadů (typ příčného profilu 5).

V sz. části Hoštického stupně je toků, které by pramenily přímo na území Hoštického stupně, podstatně méně.

Antropogenní činností jsou v rámci Hoštického stupně značně přeměna koryta Javornického p., Bílého p., bezejmenného toku „Fa“, bezejmenného toku „I“, v místech, kde protékají intravilánem obcí.

**Zlomový svah oddělující Hoštický stupeň od Oderské nížiny**

Tento svah je nejznatelnější v okolí města Javorník, směrem k SZ se jeho výška i sklon snižuje. Mezi obcemi Kamenička a Bílá Voda již zlomový svah nenalézáme, neboť je překryt terciérní a kvartérní sedimenty (Ivan 1966, Skácel, Vosyka 1959). Území je aktivně zemědělsky využíváno jako pole nebo pastviny, koryta mnoha drobnějších toků jsou uměle napřímena. Při úpatí se vyskytují drobné prameny a bažiny, které zmiňuje i A. Ivan (1966). Drobné vodní toky (např. bezejmenný tok „G“), které sbírají vodu z úpadů poblíž zlomového svahu, se při překonávání výškového rozdílu zahlubují do koryt až 2 metry hlubokých často s podemletými břehy (typ 3). Potoky, které protékají napříč Hoštickým stupněm při ústí do Oderské nížiny značně rozšiřují svá údolí, koryta jsou antropogenně napřímena kvůli silnici, která v celé délce sleduje úpatí svahu.

Podle výšky dvou popisovaných zlomových svahů a aktivity eroze v horském reliéfu Hřibovské hornatiny lze usuzovat, že větev sudetského okrajového zlomu oddělující Hřibovskou hornatinu od Hoštického stupně je mnohem aktivnější než větev oddělující Hoštický stupeň od Oderské nížiny.

Analýzu velmi komplikuje mnohasetletá lidská činnost, která na některých místech značně přetvořila geomorfologické tvary. Při úpatí zlomového svahu prochází kromě krátkého úseku okolo Horních Hoštic lesní cesta, která značně ovlivňuje chování vodních toků mostky a napřímením koryta. V horském reliéfu Hřibovské hornatiny podél některých toků taktéž vedou lesní cesty či silnice. Toky jsou regulovány kamennými zdmi, mostky a prahy. Na většině větších toků byly v místě průchodu zlomové linie v minulosti postaveny rybníky. Toky dnes protékají uměle vytvořenými koryty (údolí Hraničního p., Panského p., Kameničky). K dalšímu ovlivnění dochází díky přítomnosti vodních zdrojů a vodovodů (úprava břehů a tvaru koryta, betonové stavby u toku „O“, apod.), které jsou často situovány poblíž přechodů vodních toků přes zlomovou linii. V okolí Horních Hoštic a Javorníka do koryt toků také na některých místech zasahují výsypky ze starých lomů a dolů (Hoštický p. tok „Ee“ a „N“)

## 8. Závěr

Moje práce spočívala hlavně v detailním geomorfologickém mapování vybraných tvarů reliéfu území Hoštického stupně. Výstupem těchto prací je tématická mapa geomorfologických tvarů a typů údolí v měřítku 1 : 10 000, na základě níž lze učinit následující obecné závěry:

- v souhlase s výzkumy A. Ivana lze říct, že se při úpatí zlomových svahů vyskytuje množství pramenů a bažinatých plošin, při úpatí svahu mezi Hřibovskou hornatinou a Hoštickým stupněm se nacházejí mělké úpady rovnoběžné s průběhem svahu
- vodní toky vytvářejí při vyústění z Hřibovské hornatiny na Hoštický stupeň aluviální vějíře, do nichž se v horní části zařezávají 1-2 metry hlubokými erozními rýhami, při dolním okraji potoky vytékají ze zářezu a rozlévají se do bažin, což naznačuje, že došlo ke zdvihu Hřibovské hornatiny, a tím ke zvýšení eroze. Erodovaný materiál se pak uložil v podobě těchto aluviálních vějířů
- v části Hoštického stupně mezi údolím Račího potoka a Hoštickým potokem mají toky značné množství bočních přítoků
- přítoky, které ústí do hlubšího údolí, překonávají výškové rozdíly hluboce zařízntými stržemi, kdy erodovaný materiál vytváří malé aluviální vějíře při vyústění do hlavních údolí
- zlomový svah oddělující Hoštický stupeň od Oderské nížiny je nejvýraznější v okolí Javorníka, kde dosahuje výšky okolo 50 metrů. Směrem k SZ se svah snižuje a zmenšuje se jeho sklon, mezi údolím Kameničky a obcí Bílá Voda již žádný výrazný svah nenacházíme; drobné vodní toky (bezejmenný tok „G“, Kc“), které pramení na Hoštickém stupni, při překonávání tohoto svahu vytvářejí až 2 m hluboké erozní rýhy
- Javornický potok, Hoštický potok a horní tok Panského potok jsou podstatně delší než ostatní toky, mají hluboce zaříznutá a široká údolí, a větší povodí, z čehož lze usuzovat, že jsou podstatně starší než ostatní toky, rozčlenily zlomový svah mezi Hřibovskou hornatinou a Hoštickým stupněm na facety, které byly dalšími později vzniklými toky dále rozčleňovány na menší a mladší facety
- dle výšky, sklonu svahů a dalších projevů tektonických pohybů v reliéfu (množství pramenů a bažin vázaných na zlomovou zónu, aktivní eroze v údolích Hřibovské hornatiny a výplavové kužely při jejím úpatí, a s tím související odlišná šířka údolí v Hřibovské h. a Hoštickém stupni) lze usoudit, že tektonická aktivita zlomu mezi Hřibovskou hornatinou a Hoštickým stupněm, tzn. okrajového sudetského zlomu, je vyšší než aktivita zlomu mezi Hoštickým stupněm a Oderskou nížinou

Všechny nalezené anomálie a pravidelnosti by měly být v budoucnu podrobněji zkoumány kupříkladu morfostrukturní analýzou, což bude předmětem dalších prací (např. mé diplomové práce).

## 9. Seznam použité literatury


Badura, J., Przybylski, B. (2000): Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Unpublished report, Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura et al. (2007): The Sudetic Marginal Fault: A Young Morphotectonic Feature at the NE Margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodyn. Geomater., Vol. 4, No. 4 (148), 1-23.

Balatka B. (2001): Podrobné členění reliéfu, ZM 14-2 Jeseník 1 : 200 000. MS, Katedra FGG, PřF UK

Buzek, L. (1979): Metody v geomorfologii. Pedagogická fakulta v Ostravě, Ostrava, 156s.

Cotton, C. A. (1945): Geomorphology. Victoria University College, Wellington, 505s.

Demek, J. et al. (1979): Typy reliéfu Země. Academia, Praha, 328s.

Demek, J. (1987): Obecná geomorfologie. Academia, Praha, 476s.

Ivan, A. (1966): Geomorfologické poměry severozápadní části Rychlebských hor. Kandidátská disertační práce, GÚ ČSAV Brno, 120s.

Ivan, A. (1972): Geneze Javornického úpatního stupně na severních svazích Rychlebských hor. Časopis Slezského muzea, A, 21, Opava, str. 107 – 116.

Ivan, A. (1983): Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. Zpráva ČGÚ ČSAV, 20, 4, Brno, str. 49 – 69.

Ivan, A. (1990): K charakteru neotektonických pohybů a vývoji reliéfu v oblasti Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. Časopis Slezského muzea, A, 39, Opava, str. 277 – 281.

Ivan, A. (1997): Topography of the Marginal Sudetic Fault in the Rychlebské hory Mts. And geomorphological aspects of epiplatform orogenesis in the NE part of Bohemian Masiff. Moravian Geographical Reports, No.1, Vol. 5, Brno, str. 3 – 17.

Kettner, R. (1948): Všeobecná geologie III. díl - Vnější síly geologické, povrch zemský. 1. vyd., Melantrich, Praha, 765s.

Kopecký, A. (1986): Neotektonika Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. Časopis Slezského Muzea, A, 35, Opava, str. 117 – 141.

Müller, V., red. (2004): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000 (listy 14 – 21 Travná, 14 – 22 Jeseník, 04 – 43 Bílá Voda, 04 – 44 Javorník). ČGÚ, Praha, 4 listy mapy, 80s.

Petránek, J. (1993): Malá encyklopedie geologie. Jih, České Budějovice, 246s.

Pouba, Z. et al. (1961): O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. VI, Vol. 3, Praha.

Pouba, Z. red. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. M – 33 – XVIII Jeseník, Praha, 178s.

Rubín, J., Balatka, B. et al. (1986): Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha, 388s.

Skácel, J., Vosyka, S. (1959): Přehled geologie Rychlebských hor. Rychlebské hory – sborník prací o přírodních poměrech, sv. 30, krajské nakladatelství Ostrava, str. 9 – 45.

Skácel, J. (1989): Křížení okrajového zlomu lugika a Nýznerovského dislokačního pásma mezi Vápennou a Javorníkem ve Slezsku. Geographica – Geologica XXVIII Vol. 95, Praha, str. 31 – 45.

Summerfield, M. A. (1991): Global geomorphology. Longman Scientific and Technical, New York, 537p.

Stemberk, J., Štěpančíková, P. (2003): Tectonic setting and newly organised monitoring of recent tectonic deformation in the Rychlebské hory Mts. Acta Montana IRSM AV ČR, Series AB No.23 (130), p.1-9.

Štěpančíková, P. (2005): Selected analysis of the morphostructure of the NE part of the Rychlebské hory Mts. (Czech republic). Acta Geodyn. Geomater. Vol.2, No.1 (137), p. 59-67.

Štěpančíková, P. (2006): Vývoj geomorfologických výzkumů na Jesenicku a jejich tematický přehled. VI. Svatováclavská česko-polsko-německé setkání v Jeseníku. Sborník referátů. Jeseník 2006, recenzovaný sborník, str. 140 – 163.

Štěpančíková, P. (2007): Morfostrukturní vývoj severovýchodní části Rychlebských hor. Doktorská disertační práce, MS KFGG, PřF UK v Praze, Praha, 192s.

Štěpančíková, P., et al. 2008, Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.016

Vitásek, F. (1949): Fysický zeměpis 2 – Pevnina. 2.vyd., Melantrich, Praha, 442s.

Vosyka, S. (1959): Geologické poměry severní části Rychlebských hor, díl I. Kandidátská práce, Katedra geologických věd PřF MU v Brně, 107s.

# 10. Přílohy

## 10.1 Fotografická příloha vybraných objektů

fotografie 10.1-1 Situace WPT 225

fotografie 10.1-2 Velká eroze cest v rámci Hřibovské hornatiny

fotografie 10.1-3 Vodní toky v Hřibovské hornatině využívají staré úvozy cest

fotografie 10.1-4 Reliéf Hoštického stupně

fotografie 10.1-6 Údolí typu 2

fotografie 10.1-7 Vrchní část strže

fotografie 10.1-8 Vyústění strže poblíž Bílé Vody

## 10.2 Mapa Typy tvarů údolí Hoštického stupně (1 : 70 000)

## 10.3 Mapa Geomorfologická mapa Hoštického stupně (1 : 15 000)

(umístěna na deskách)