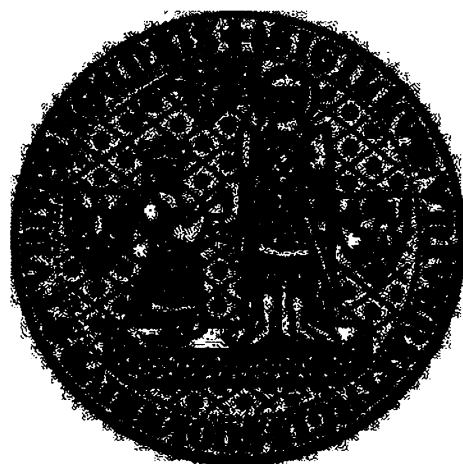


Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze
katedra fyzické geografie a geoekologie



Jan Tomeček

GEOMORFOLOGIE LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ VRCHOVINĚ

Magisterská práce

Praha 2007

Vedoucí magisterské práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Poděkování

Děkuji Prof. RNDr. Janu Kalvodovi, DrSc. za námět a vedení mé magisterské práce. Zároveň bych chtěl poděkovat Zuzaně Tomečkové, díky níž jsem mohl studovat vysokou školu.

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že magisterskou práci na téma **Geomorfologie lokality Skalka v Ondřejovské vrchovině** jsem vypracoval samostatně a použil pouze uvedené prameny a literaturu.

V Praze dne *23. 8. 2007*

.....*Jan Tomeček*.....
Jan Tomeček

GEOMORFOLOGIE LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ VRCHOVINĚ

GEOMORPHOLOGY OF THE LOCALITY SKALKA IN THE ONDŘEJOVSKÁ VRCHOVINA HIGHLAND

Shrnutí

Magisterská práce se zabývá morfostrukturní a morfogenetickou analýzou reliéfu lokality Skalka v Ondřejovské vrchovině. Studované území se nachází na linii tektonických zlomů systému Blanické brázdy s orientací SSV-JJZ. Práce ✓ stručně shrnuje geologickou historii této části Českého masivu a podrobněji zkoumá historii vzniku reliéfu studovaného území, které je součástí areálu Geodetické observatoře Pecný (GOPE).

Summary

Morphostructural and climate-morphogenetical patterns of the Skalka area in central part of the Bohemian Massif are presented. The study area is situated on tectonic zone of the Blanická brázda Furrow, which is a significant fault zone with NNE-SSW orientation. The history of relief developement of the Ondřejovská vrchovina Highland in the Late Cenozoic is summarized.

Klíčová slova

Morfostrukturní analýza, geomorfologický vývoj, tektonická zóna, Ondřejovská vrchovina.

Keywords

Morphostructural analysis, geomorphological evolution, tectonic zone, the Ondřejovská vrchovina Highland.

OBSAH

1. ÚVOD	- 7 -
1. 1 TÉMA A CÍLE PRÁCE	- 7 -
1. 2 METODIKA PRÁCE	- 8 -
2. FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA LOKALITY SKALKA	- 9 -
2. 1 GEOLOGICKÉ POMĚRY	- 9 -
2. 1. 1 <i>OBLAST STŘEDOČESKÉHO PLUTONU A METAMORFOVANÝCH OSTROVŮ</i>	- 9 -
2. 1. 2 <i>PERMOKARBON BLANICKÉ BRÁZDY</i>	- 11 -
2. 1. 3 <i>GENEZE BLANICKÉ BRÁZDY</i>	- 12 -
2. 1. 4 <i>SEDIMENTAČNÍ POMĚRY V KVARTÉRU</i>	- 14 -
2. 1. 5 <i>HYDROGEOLOGICKÉ POMĚRY</i>	- 15 -
2. 1. 6 <i>LOŽISKOVÉ POMĚRY</i>	- 16 -
2. 2 GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY	- 16 -
2. 3 KLIMATICKÉ POMĚRY	- 20 -
2. 4 HYDROLOGICKÉ POMĚRY	- 21 -
2. 5 PEDOLOGICKÉ POMĚRY	- 23 -
2. 6 BIOGEGRAFICKÉ POMĚRY	- 24 -
3. MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA RELIÉFU LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ VRCHOVINĚ	- 28 -
3. 1 PUKLINOVÁ ANALÝZA	- 28 -
3. 2 ANALÝZA ZLOMOVÉ TEKTONIKY	- 34 -
3. 3 ANALÝZA PODÉLNÝCH PROFILŮ	- 37 -
3. 4 ANALÝZA PŘÍČNÝCH PROFILŮ	- 39 -
3. 5 ANALÝZA SMĚRŮ ÚDOLNÍCH ÚSEKŮ	- 46 -
4. SOUBOR POVRCHOVÝCH TVARŮ	- 47 -
4. 1 STRUKTURNĚ PODMÍNĚNÉ TVARY	- 47 -
4. 2 EXOGENNÍ TVARY	- 50 -
4. 2. 1 <i>EROZNĚ-DENUDAČNÍ TVARY RELIÉFU</i>	- 50 -
4. 2. 2 <i>AKUMULAČNÍ TVARY</i>	- 63 -
4. 2. 3 <i>ANTROPOGENNÍ TVARY</i>	- 67 -
5. GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ TEKTONICKÉHO ROZHRAŇÍ SEVERNÍ ČÁSTI BLANICKÉ BRÁZDY A STŘEDOČESKÉHO PLUTONU	- 69 -

5. 1 PALEOGEOGRAFICKÁ HISTORIE STUDOVANÉ OBLASTI	- 69 -
5. 2 GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ VRCHOVINĚ	- 70 -
6. ZÁVĚR	- 76 -
7. LITERATURA	- 77 -
PŘÍLOHA 1 Model reliéfu; pohled od JV	- 80 -
PŘÍLOHA 2 Model reliéfu; pohled od JZ	- 80 -
PŘÍLOHA 3 Model reliéfu; pohled od SZ	- 81 -
PŘÍLOHA 4 Model reliéfu; pohled od SV	- 81 -
PŘÍLOHA 5 Geomorfologická mapa studovaného území 1 : 10 000	
PŘÍLOHA 6 Geologická mapa studovaného území 1 : 25 000	
PŘÍLOHA 7 Půdní mapa studovaného území 1 : 25 000	

1. ÚVOD

1.1 TÉMA A CÍLE PRÁCE

Magisterská práce **Geomorfologie lokality Skalka v Ondřejovské vrchovině** je zaměřena na geomorfologický výzkum západního okraje severní části systému zlomů Blanické brázdy od Jevan po Stříbrnou Skalici. Podrobně je mapováno území v okolí kóty Skalka (516 m n. m.) u Kostelních Střimelic. Práce navazuje na předchozí práce Kohoutkové (2002) a Kuncové (2005) a na další výzkumy, které probíhají v oblasti astronomické observatoře Pecný, např. Kalvoda 2004, 2007.

Studované území se nachází JV od Prahy a sleduje zónu mezi obcemi Jevany, Černé Voděrady, Kostelní Střimelice a Stříbrná Skalice, resp. východní úbočí svahů na linii kót Kobyla (501 m n. m.), Karkoška (477 m n. m.), Skalka (516 m. n. m.) Chlum (481 m n. m.) a Žezule (432 m n. m.). Tato zóna kopíruje tektonické poruchy, tvořící hranici mezi vyvřelinami Středočeského plutonu a permokarbonskými sedimenty ostrova Českobrodského. Určení zóny je odvozeno z Geologické mapy ČR 1: 50 000, list 13-31 Říčany (Kodym et al. 1989). Studovaná oblast zaujímá 3 listy Základní mapy ČR 1 : 10 000, 13-31-17, 13-31-18 a 13-31-23. Geomorfologicky mapované okolí Skalky má nepravidelný tvar o rozloze přibližně 15 km².

Předchozí výzkum reliéfu na tomto morfostrukturním rozhraní dosud neprobíhal. Cílem magisterské práce bylo geomorfologicky zmapovat vybranou oblast, popsat její morfogenetický vývoj a charakterizovat recentní procesy, které zde probíhají. Pozornost je zaměřena na lokalitu Skalka, kde již po 30 let probíhají měření Výzkumného ústavu geodetického, topografického a kartografického. Metodika práce a její základní struktura jsou vzhledem k podobnému zaměření převzaty z prací Vaníčkové (2004) a Kuncové (2005) a jsou stručně popsány v následující kapitole.

1. 2 METODIKA PRÁCE

Na základě mapových podkladů a práce v terénu byly určeny hranice zkoumaného území, jejímž ústředním bodem je vrchol Skalka (516 m n. m.) s měřicí stanicí Výzkumného ústavu geologického a kartografického. Byla prostudována dostupná literatura a podrobné tematické mapy v měřítku 1 : 50 000 a základní mapy 1 : 10 000. Základní metodou výzkumu byla geomorfologická analýza reliéfu, která zahrnuje především morfostrukturní analýzu a analýzu povrchových tvarů. Na tomto základě byla vyhotovena podrobná geomorfologická mapa v měřítku 1 : 10 000.

V první přípravné etapě proběhla rekognoskace terénu v širším měřítku podél zlomu od Jevan po Stříbrnou Skalici. V této etapě proběhl sběr dostupné literatury, její studium a záznam základních informací o území a jeho širším okolí. Před vlastním geomorfologickým mapováním byly stanoveny hranice území a vypracována mapa sklonitosti svahů, která sloužila jako základ pro identifikaci výrazných forem reliéfu.

Hlavní etapa práce představuje vlastní terénní výzkum. Ten se skládá z podrobného průzkumu území se záznamem zjištěných tvarů podle předem stanoveného klíče (Kuncová 2005). Během této etapy byla také provedena puklinová měření na 5 vybraných lokalitách. V interpretační fázi práce byl zhotoven čistopis geomorfologické mapy a vypracovány grafické a tabulkové dokumentace výsledků analýz. Byly použity počítačové programy Excel a ArcGIS verze 9.0.

Uvedené analytické práce umožnily charakterizovat historii reliéfu studované oblasti a popsat působení neotektonických a klimato-morfogenetických procesů.

2. FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA LOKALITY SKALKA ↑

2.1 GEOLOGICKÉ POMĚRY

2.1.1 OBLAST STŘEDOČESKÉHO PLUTONU A METAMORFOVANÝCH OSTROVŮ

Středočeský pluton intrudoval v zóně středočeského hlubinného zlomu na hranici středočeské a moldanubické oblasti koncem bretaňské fáze hercynské orogeneze. Na SZ hraničí s komplexy svrchního proterozoika středočeské oblasti, v nichž horniny vyvolaly výraznou termální kontaktní metamorfózu a vznikly tak různé typy skvrnitých a plodových břidlic a kontaktních rohovců. Na JV hraničí pluton s horninami moldanubika, v nichž se vliv plutonu projevuje vznikem páskovaných migmatitů a perlových rul (Mísař et al. 1983). Metamorfované ostrovy jsou zbytky původního pláště Středočeského plutonu, vyvinuté převážně v jeho SV části, jenž byly uchráněny před denudací díky poklesům podél četných dislokací (Vajner 1960). Ostrovy náleží ke svrchnímu proterozoiku a spodnímu paleozoiku a jsou silně ovlivněny kontaktní metamorfózou. V ostrovech se nacházejí metamorfované pelity, droby a slepence svrchního proterozoika a v menší míře kvarcity, černé břidlice a karbonáty (Mísař et al. 1983).

Na severu studovaného území mezi Jevany a Černými Voděradami se projevuje nejmladší součást plutonu, říčanský granit. Jedná se o jednu z nejmladších a nejdiferencovanějších intruzí Středočeského plutonu (Kovanda et al. 2001). Toto rozsáhlé těleso hlubinných vyvřelých hornin je složeno z více než 20 horninových typů, které vytvářejí poměrně ostře navzájem oddělené celky. Je to biotitický granodiorit s muskovitem, místy i turmalínem, s hojnými porfyrickými vyrostlicemi draselného živce. Svým složením se liší od ostatních částí Středočeského plutonu a má blízké látkové vztahy k Moldanubiku (Mísař et al. 1983). Říčanská žula je světlá, porfyrická, muskoviticko-biotitická hornina obohacená draselným živcem (Kovanda et al. 2001). Masívem hrubozrnné žuly proniká na některých místech jemnozrnná žula označovaná jako jevanský typ. Má podobné minerální složení, ale obsahuje více muskovitu na úkor biotitu.



Obr. 1 Schéma rozšíření hlavních geologických jednotek na území listu Říčany (Čícha et al. 1993); 1 – reliktů sladkovodního terciéru (šterky); 2 – sedimenty české křídové pánve; 3 – sedimenty permokarbonu; 4 – magmatity středoečeského plutonu (Ř – granity říčanského typu; J – granity jevanského typu; B – křemenný diorit benešovského typu); 5 – starší paleozoikum metamorfovaných ostrovů (Ovz – ostrov voděradsko-zvánovický); 6 – proterozoikum Barrandienu a ostrovní zóny (Oč – ostrov čerčanský; Och – ostrov choцерadský); 7 – kutnohorské krystalinikum; 8 – moldanubikum

Říčanský granit je porušen dvěma souběžnými zlomy, na nichž jsou založena údolí Jevanského a Zvánovického potoka. Vymezení říčanského granitu přibližně odpovídá vymezení Jevanské pahorkatiny a od ostrovní zóny je oddělen zlomem ve své JV části (Kachlík 1992).

Od Černých Voděrad dále k jihu se nacházejí horniny ostrovních zón, omezených reliktů pláště Středočeského plutonu. Voděradsko-zvánovický ostrov tvoří psefiticko-psamitické horniny ordovického stáří (Kachlík 1992). Vrstevní sled je tvořen bazálními hrubozrnnými kvarcity, dále tmavšími kvarcity deskovitými a laminárními, následuje střídání břidlic a kvarcitů a písčito-prachové břidlice a jejich kontaktně metamorfované facie na povrchu (Vajner 1960). Kvarcity ostrova jsou litologicky shodné s bazálními kvarcity ostrova Tehovského, kde jsou uloženy

v blízkosti ordovických hornin. V nadloží těchto kvarcitů vystupují horizonty tufitických amfibolických valounových drob a slepenců, charakteristických pro nižší ordovik. Paleozoikum ostrova tvoří mírně zvrásněnou brachysynklinální strukturu se směrem osy SV-JZ a převládajícími příčnými dislokacemi vzhledem k Barrandienu (Vajner 1960). Na jih od Černých Voděrads jsou chiasolitické fylitické břidlice, které zde nabývají charakteru fylitů, křemenné slepence, pískovce a kvarcitu staršího a svrchního proterozoika.

Od Hradových Střimelic po Stříbrnou Skalici zasahuje ostrov Čocheradský s amfiboliticko fylitickými břidlicemi, metamorfovanými bazalty a amfibolickými porfyry slabě, místy i silněji migmatitizovanými (Kodym in Cícha et al. 1993). S Voděradsko-zvánovickým ostrovem je spojen horninami zřejmě ze středního ordoviku, křemencovými břidlicemi a křemencem. Morfologicky nápadné pruhy při bázi celého komplexu bývají šedé až bělošedé, jemnozrné a pevné. Jejich lavicová vrstevnatost je zastřena intenzivním rozpukáním a ve svrchních polohách bývají křemence značně slídnaté (Kodym in Cícha et al. 1993).

2. 1. 2 PERMOKARBON BLANICKÉ BRÁZDY

Podél východního okraje vymezené zóny se nacházejí v celé její délce permokarbonské sedimenty Českobrodského a Černokosteleckého souvrství Blanické brázd (Cícha et al. 1993), mocného až 1000 m (Chlupáč et al. 2002). Jsou to monotónní říční a jezerní sedimenty s cyklickým střídáním. Souvrství je tvořeno klastickými horninami, pískovci slinitými, vápnitými a arkózovými, arkózami, slepenci, brekciemi, prachovci a jílovci, s vložkami deskovitých pelokarbonátů a uhelných slojek. Více na východě se vyskytují výplně tzv. bulánských brekcií, nevytříděných hrubě klastických sedimentů a zvětralin tvořených místním materiálem snášeným z tektonicky zvedané kry hornin Kutnohorského krystalinika (Chlupáč et al. 2002). Proterozoický a staropaleozoický podklad nasedá transgresivně k oblasti Středočeského plutonu s úklonem k východu o velikosti až 7° (Vajner 1960). Českobrodský perm má charakter výrazně

asymetrického příkopu, který je na východě omezen příkrým zlomem a na západě stupňovitými zlomy poklesového rázu.

2. 1. 3 GENEZE BLANICKÉ BRÁZDY

Brázdy jsou dlouhé a úzké, jednostranné až oboustranné příkopové struktury se souvislou nebo nesouvislou limnickou výplní a synklinálním uložením vrstev (Mísař et al. 1983). Západní omezení zlomů je někdy transgresní, jindy zlomové a na východě jsou zlomy založeny presedimentárně.

Po vytvoření variského horstva a ukončení kompresního režimu v mladším paleozoiku, nadešla etapa postorogenního rozpínání a došlo k tvorbě mezihorských pánví, omezených a porušovaných zlomy s převážně poklesovým charakterem (Chlupáč et al. 2002). Permokarbonské pánve vznikly po asturské horotvorné fázi. Jejich rozmístění je vázáno na značně konsolidované oblasti Českého masívu. V jeho centrální části se asturská fáze projevila vznikem radiálních poruch, poruchových pásem a příkopových propadlin. Vzniklé deprese mají sedimentaci v nejvyšším stefanu, popřípadě ve spodní a střední červené jalovině (Buday et al. 1961). Dislokační pásma, vzniklá při asturské orogenezi v bretaňsky konsolidovaných částech Českého masívu, mají převažující směr SSV-JJZ. Některá z nich se nyní projevují jako mylonitové pruhy, vyplněné často kataklastickými granity a granodiority (Malkovský 1979). Jedna z těchto poruchových zón, Blanická brázda, má charakter příkopové propadliny.

Blanickou brázdu tvoří pruh několika izolovaných reliktnů původně souvislé výplně limnického permokarbonu. Nejstarší místní výplň spadá do období svrchního stefanu (Chlupáč et al. 2002). Při březích brázdy to jsou hrubé konglomeráty, ve středu pánve je vyvinuto slojové pásmo. Blanická brázda byla vzhledem ke své poloze, kde byly pohyby vyklenování Českého masívu výraznější, postižena rozsáhlou denudací a permokarbonské sedimenty jsou proto zachovány pouze v izolovaných denudačních zbytcích.

Sálskou horotvornou fází byla přerušena spodnopermská sedimentace a v Blanické brázdě se obnovila sedimentace jen v Českobrodském permokarbonu

(Malkovský 1979). Svrchní červená jalovina je vesměs transgresivního charakteru, hrubě klastická až brekciovitá. Ukazuje na základní změnu okolního reliéfu a změnu směru přínosu materiálu, který nově přicházel od východu (Chlupáč et al. 2002). Sálská horotvorná fáze měla výrazně posthumní ráz a Blanická brázda při ní byla směrně značně dislokována. Styk předsálských sedimentů s podložním krystalinikem je většinou na západě transgresivní, na východě tektonický. Rychlá denudace variského horstva a peneplenizace Českého masivu znamenala hojnou akumulaci zvětralin v tektonicky predisponovaných depresích (Mísař et al. 1983). Sálské zmlazení reliéfu bylo brzy vyrovnáno denudací vyvýšenin a sedimentací v depresích. Vyklenování Českého masivu mělo převážně izostatický charakter a ukončilo limnickou sedimentací (Malkovský 1979).

Hranici karbonu a permu v Blanické brázdě v rámci Černokosteleckého souvrství tvoří Peklovké a nadložní Lhotické vrstvy (Chlupáč et al. 2002). Ve spodní části Lhotických vrstev převládají šedé jílové a písčité sedimenty s drobnými slojemi uhlí. Výše položené jsou červenavé sedimenty písčité, do nichž se místy vkládají šedé polohy s bitumenními jílovci a vápenci.

Během svrchního permu, triasu a spodní jury byla převážná část Českého masívu místem odnosu (Mísař et al. 1983). Saxonský tektonický neklid, spojený s alpsko-karpatskou orogenezí, začínal přibližně ve střední křídě a pokračoval v kenozoiku. Saxonské zlomy severojižního směru, jímž je i Blanická brázda, jsou méně časté a indikují obnovení pohybů na mladovariských zlomových strukturách, které se směrově výrazně liší od starovariských a ještě starších struktur (Malkovský 1979). Svědčí o tom poruchy křídových sedimentů v její severní části na Kouřimském zlomu.

Kouřimský zlom je morfologicky výrazný od východního okolí Českého Brodu až do údolí Sázavy v délce asi 30 km. Je východním tektonickým ohraničením Českobrodského permokarbonu vůči Kutnohorskému krystaliniku, přičemž v mladším paleozoiku poklesla západní křída o více než 1000 m. Oživení pohybů po sedimentaci svrchní křídly pak znamenalo pokles západní kry o více než 100 m (Malkovský 1977).

Kouřimský zlom je jedním z výrazných zlomů severo-jžního směru, které porušují platformní pokryv Českého masívu. Vzhledem k tomu, že je to prakticky severní ukončení Blanické brázdy, má význam pro poznání strukturně-tektonického a paleogeografické historie Moldanubika v období platformního vývoje Českého masívu. Během saxonské tektogeneze docházelo podél tohoto zlomu k pohybům, jenž dosahovaly několika stovek metrů (Malkovský 1979). Blanická brázda tvoří morfologicky nápadnou sníženinu v reliéfu i při svém průběhu krystalinickými horninami.

2. 1. 4 SEDIMENTAČNÍ POMĚRY V KVARTÉRU

Pleistocenní klimatické poměry ovlivnily charakter eluvií zejména jejich dalším zvětráváním, eolickou příměsí a mrazovým zavířením skeletu podložních hornin. Takto vznikly polygenetické uloženiny, jenž pokrývají většinu území.

Na sever od Stříbrné Skalice se nacházejí reziduální šterky říčních teras vodních toků z období neogénu až spodního pleistocénu. Leží ve výši zhruba 85 - 105 m nad řekou Sázavou a jsou značně rozvlečeny po svahu (Kodym in Cícha et al. 1993).

Intenzivní fluviální sedimentace, typická pro střední pleistocén, se vzhledem k již značnějšímu zahloubení koryta Sázavy, dnes nachází pouze v bezprostředním okolí jejího současného koryta. Rovněž intenzivní eolickou činností byly naváty rozsáhlé pokryvy spraší. Na morfologicky významném svahu Kouřimského zlomu a na jiných místech přecházejí spraše a sprašové hlíny do vápnitých nebo nevápnitých deluvio-eolických uloženin.

V pleistocénu vznikaly uloženiny na svazích. Jsou obvykle tvořeny písčitymi hlínami s proměnlivou eolickou příměsí a s vtroušenými úlomky podložních hornin o průměru až 30 cm (Kodym in Dómas et al. 1993). V oblasti Voděradských bučin jsou vyvinuty menší proudové sesuvy s balvany granitu o průměru přes 1 m. Mocnost deluviálních sedimentů je značně proměnlivá v závislosti na reliéfu povrchu a typu skalního podkladu. Obvykle nepřesahuje 2

m. Hlubší partie nesou někdy stopy fosilního zvětrávání a dokládají tak nejméně střednoplíocenní stáří deluviálních sedimentů.

Holocenní sedimentace je soustředěna na ukládání a přemísťování nivních sedimentů tvořených písčítými hlínami. Niva Sázavy v širším okolí studované oblasti je úzká, širší nivu vytváří jen některé potoky, které se do ní vlévají. Mocnosti holocenních sedimentů nepřesahují několik metrů. Výrazným morfologickým rysem krajiny jsou splachová údolí s výplní deluvio-fluviálních písčitohlinitých uloženin.

2. 1. 5 HYDROGEOLOGICKÉ POMĚRY

Větší část území je tvořena zvrásněným puklinovým kolektorem se zvýšenou propustností pouze v připovrchové zóně. Hodnoty transmisivity tohoto kolektoru se liší v závislosti na tektonickém porušení hornin a na mocnosti a charakteru zvětralin. Vyšší hodnoty jsou především v údolích a na přímé hydraulické souvislosti s vodou povrchového toku (Kinkor in Cícha et al. 1993).

Horniny permokarbonu tvoří komplex nepravidelně se střídajících izolátorů a kolektorů s puklinovo-průlinovou pórozitou. Hodnoty transmisivity závisí na míře tektonického porušení a na zrnitostním složení hornin. Plošně nevýznamný průlinový kolektor je tvořen údolními náplavy významnějších toků. Vydatnější zdroje podzemních vod lze nalézt v místech s mocnějšími písčítými a šterkovitými nánosy (Kodym in Cícha et al. 1993).

Podzemní vody jsou z hlediska využitelnosti zásobení pitnou vodou řazeny do kategorie I. a II. Zvýšená koncentrace některých minerálů, jako železa a manganu, je způsobena tektonickými rozhraními v geologickém podloží (Kinkor in Cícha et al. 1993). Kvalitu povrchových vod významně ovlivňuje místní zemědělství, které je rozvinuté převážně při pravém břehu Jevanského potoka, na východ od zlomové linie. Používáním dusíkatých hnojiv dochází ke zvýšení koncentrace dusičnanů, která se mění v závislosti na vegetačním období. Minima jsou dosahována během léta.

2. 1. 6 LOŽISKOVÉ POMĚRY

Podél celého rozhraní hlubinných vyvřelin ostrovních zón a permokarbonských sedimentů docházelo k hydrotermálnímu polymetalickému zrudnění. Výsledkem jsou ložiska některých vzácných kovů, jako například stříbra u Černých Voděrady a u Kostelních Střimelic (Jinochová in Cícha et al. 1993). Rudní ložiska jsou vázaná na systém Blanické brázdy, přestože byla zhodnocena jako nebilanční, a hojné impregnace měděných rud se nacházejí i v přilehlých permokarbonských sedimentech.

Polymetalické rudy vystupují v pruhu historických ložisek známých od 12. století. Hydrotermální zrudnění s obsahy křemene, ankeritu, barytu, galenitu, chalkopyritu a sfaleritu a se sekundárními minerály mědi se nachází na ložisku Černé Voděrady (Kodym in Domas et al. 1993). Na ložisku Kostelní Střimelice je hydrotermální polymetalické zrudnění vázáno na rozhraní ostrovní zóny a permokarbonu. Ložisko má charakter impregnačně žilníkový a je tvořeno křemencem, ankeritem, kalcitem, barytem, sfaleritem, chalkopyritem, galenitem a pyritem. V přímém pokračování směrem k jihu leží ložisko Hradové Střimelice. Obsahuje mědinosné a polymetalické rudní žíly. Měděné rudní žíly impregnují jak pískovce permokarbonu, tak horniny ostrovní zóny. Na ložisku Stříbrná Skalice prorážejí rudní žíly horniny ostrovní zóny a Středočeského plutonu. Obsahují baryt, křemen, pyrit, galenit, sfalerit, ankerit, tetraedrit, chalkopyrit a malachit (Kodym in Domas et al. 1993).

Stavební kámen tvoří v území převážně horniny Středočeského plutonu. U Stříbrné Skalice na jeho okraji se těží horniny na kamenivo do betonu a na šterk. Ložisko říčanského granitu biotitického typu je ověřeno od Černých Voděrady.

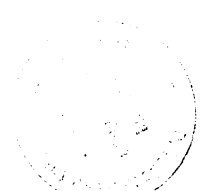
2. 2 GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY

Podle regionálního geomorfologického členění protíná sledovaná linie tři podsoustavy. Středočeskou pahorkatinu, z níž jsou zastoupeny nižší celky, pahorkatiny Benešovská a Hornosázavská, podsoustavu Brdskou, k níž náleží

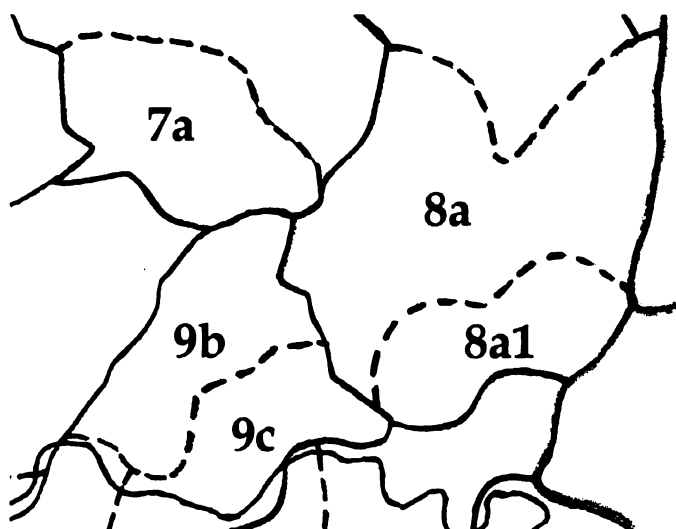
Pražská plošina, a Polabské tabule, z nichž na SV území zasahuje tabule Českobrodská. Studované území potom patří podle geomorfologického členění České republiky (Balatka in Kalvoda 2006) do oblastí Benešovské pahorkatiny a to do podcelků Jevanské a Černokostecké pahorkatiny a Ondřejovské vrchoviny. Systém zařazení je následující:

Provincie	Česká vysočina
Subprovincie	II Českomoravská
Oblast:	II A Středočeská pahorkatina
Celek	II A - 1 Benešovská pahorkatina
Podcelek	II A - 1 A Dobříšská pahorkatina
Okrsek	- 1 A - 7 Jevanská pahorkatina
Podokrsek	- 1 A - 7a Struhařovská pahorkatina - 1 A - 7b Mukařovská pahorkatina - 1 A - 8 Černokostecká pahorkatina - 1 A - 8 a Konojedská pahorkatina
Část	- 1 A - 8 a -1 Oplanská část - 1 A - 8b Lipanská pahorkatina - 1 A - 9 Ondřejovská vrchovina - 1 A - 9b Zvánovická vrchovina - 1 A - 9c Choceradská pahorkatina

Středočeská pahorkatina, jenž nesla dříve název Středočeská žulová vrchovina, se zhruba kryje s rozsahem Středočeského plutonu, který tvoří hlubinné vyvřelé horniny, hlavně žuly a granodiority. Geomorfologicky zajímavé jsou tzv. ostrovní zóny s proterozoickými a staropaleozoickými horninami, místy kontaktně metamorfovanými. Reliéf Středočeské pahorkatiny je převážně pahorkatinný, zčásti plošinný a jen ve dvou částech je vrchovinný (Mísař et al. 1983). Jedná se tedy o zarovnanou úroveň, která vznikla denudací mezi paleozoikem a starším terciérem, na severu se sklonem k SV. Na severu Středočeské pahorkatiny jsou na zbytcích exhumovaného předkřídového povrchu



zachovány denudační útržky křídových a třetihorních hornin a tři plošiny s nejméně rozrušenými zbytky středočeské paroviny, v dnešní úrovni 550 až 450 m n. m. (Kunský 1974). Dobříšská pahorkatina rozložená od Vltavy přes Sázavu začíná pod Brdy na severu a je podcelkem rozsáhlé Benešovské pahorkatiny.



Obr. 2 Schéma geomorfologického členění podle (Balatka, Kalvoda 2006);

7a - Struhařovská pahorkatina; 8a - Konojedská pahorkatina; 8a1 - Oplanská část; 9b - Zvánovická vrchovina; 9c - Choceradská vrchovina

Středočeská pahorkatina má rozlohu 6328 km², střední výšku 436 m a střední sklon 4° 01'. Nejvyšším vrcholem je Drkolná (729 m) v Plánické vrchovině (Demek et al. 1987).

Benešovská pahorkatina je nejsevernějším celkem oblasti Středočeské pahorkatiny. Její rozloha je 2410 km², střední výška 366 m a střední sklon 4° 34'. Tvoří ji převážně horniny Středočeského plutonu a metamorfované proterozoické a staropaleozoické horniny ostrovních zón. Hranice s Pražskou plošinou tvoří strukturní stupeň Zahořanský potok - Chomutovice - Říčany - Škvorec (Lipský 1980). Kouřimský zlom ji na východě odděluje od Českobrodské a Kutnohorské plošiny. Hranice s Českomoravskou vysočinou je méně výrazná.

Dobříšská pahorkatina o rozloze 1486 km² tvoří SV část Benešovské pahorkatiny (Demek et al. 1987). Jedná se o různorodou geologickou jednotku, jenž je tvořena permskými sedimenty, horninami Středočeského plutonu a metamorfity ostrovních zón. Silně rozčleněný erozně denudační reliéf je tektonicky porušený zejména zlomy směru SZ-JV, s výraznými strukturními

hřbety a suky a zbytky neogenních zarovnaných povrchů. Hluboce zaříznutá jsou údolí řek Vltavy a Sázavy.

Jevanská pahorkatina, zasahující na studované území, je nejsevernější okrsek Středočeské pahorkatiny tvořený granitoidy Středočeského plutonu říčanského typu. Typické pseudokary apod. jsou výsledkem periglaciální modelace říčanských žul. Zachovány jsou zde zbytky neogenních zarovnaných povrchů (Lipský 1980). Střední sklon se zmenšuje od jihu k severu. Nejvyššími kótami jsou Holý vrch (527 m), Kobyla (501 m) a Horka (443 m). Vrchol Kobyla leží z uvedených tří nejbližší studované linie a nachází se 1,5 km SZ od obce Černé Voděradky. Je to rozsáhlý široký strukturní hřbet z granodioritů Středočeského plutonu říčanského typu s žilnými žulami, skalními tvary zvětrávání a odnosu, mrazovými sruby, balvanovými proudy a nivačními depresiemi.

Území na rozvodí Labe a Sázavy zabírá Černokostelecká pahorkatina, jejíž geologický podklad tvoří permské a cenomanské pískovce, slepence a jílovce (Chlupáč et al. 2002). Reliéf tvoří denudační plošiny a ploché hřbety. Východní hranicí je SSV-JJZ orientovaný Kouřimský zlom. Na západě tvoří hranici studované linie zlomový svah a údolí Jevanského potoka (resp. potoka Propast).

Ondřejovská vrchovina je východní částí Dobříšské pahorkatiny a na studované linii sousedí s Českobrodským permokarbonem ve své SV části. Je to poměrně plochá vrchovina v povodí Sázavy na proterozoických a staropaleozoických kontaktně metamorfovaných horninách a na granitoidech Středočeského plutonu sázavského typu. Reliéf je porušen zlomy směru SZ-JV a je silně rozčleněn hluboko zaříznutými údolními Sázavy a jejich přítoky (Demek et al. 1987). V Ondřejovské vrchovině se nacházejí stupňovitě uspořádané relikty zarovnaných úrovní různé geneze a stáří a to na plochých nebo mírně ukloněných územích v pramenných částech vodních toků (Kalvoda 2004). Tyto konfigurace pravděpodobně svědčí o projevech nepravidelného zdvihu této části Českého masivu v mladším kenozoiku. Nejvyšší bod Pecný (546 m n. m.) je výrazný

strukturní hřbet z proterozoických kontaktně metamorfovaných břidlic, drob a slepenců.

2.3 KLIMATICKÉ POMĚRY

Studované území patří podle Quitta (1971) do mírně teplé oblasti MT 9, charakteristické vlhčím létem, s větším počtem srážkových dnů, chladnějším jarem a chladnější a poněkud vlhčí zimou než na jihu navazující oblast MT11 okolo vrchu Pecný. Dvěma nejbližšími stanicemi jsou Ondřejov (527 m n. m.) a Říčany (401 m n. m.).

Tab. 1 Průměrné roční teploty stanice Ondřejov ve °C (Podnebí ČSSR tabulky 1961, Květoň 2001)

Ondřejov	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1901-1950	-2,8	-1,8	2,4	6,7	11,9	14,8	16,5	16	13	7,5	1,7	-1,4
1961-2000	-2,8	-1,2	2,5	7,2	12,2	15,3	16,8	16,6	13,1	8,1	2,4	-1,2

Obecné tendence k oteplování ve druhé polovině 20. století se potvrzují i na naměřených hodnotách stanice Ondřejov. V 90. letech nabývají roční teploty ještě vyšších průměrných hodnot (Květoň 2001).

Srážkoměrná stanice v Mnichovicích (362 m n. m.) uvádí dlouhodobý průměr srážek (1901-1950) 639 mm. Většina srážek 404 mm spadá do období duben - září, menší část 235 mm říjen - březen.

Tab. 2 Průměrné úhrny srážek v jednotlivých měsících 1901-1950, stanice Mnichovice (Podnebí ČSSR 1961)

Mnichovice	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Srážky (mm)	36	33	36	52	66	76	81	78	51	48	40	42

Pro hodnocení intenzity rozpadu skalních výchozů a horninového materiálu jsou dále důležité následné ukazatele. Vybrané údaje jsou naměřeny na stanici Ondřejov (Květoň 2001). Počet mrazových dní, ukazující na intenzitu mrazového rozpadání, je 114 s maximem 26 v měsíci lednu. Průměrná amplituda

teplot během jednotlivých měsíců je 22°C a maximální roční 47°C. Převažuje větrné proudění západního kvadrantu, souhlasně s orientací svahů, s hodnotou 58 % (Podnebí ČSSR 1961). Vzhledem k převažující východní expozici svahů má na rozpad bloků hornin v průběhu roku velký vliv sluneční záření. Hodnota průměrného ročního globálního záření z nejbližší stanice v Praze je 238 cal/cm² (Petrovič 1970).

V areálu GOPE na Pecném je již několik let v provozu automatická meteorologická stanice Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK (Kalvoda a Kastner, ústní sdělení). Získaná data jsou průběžně zpracovávána.

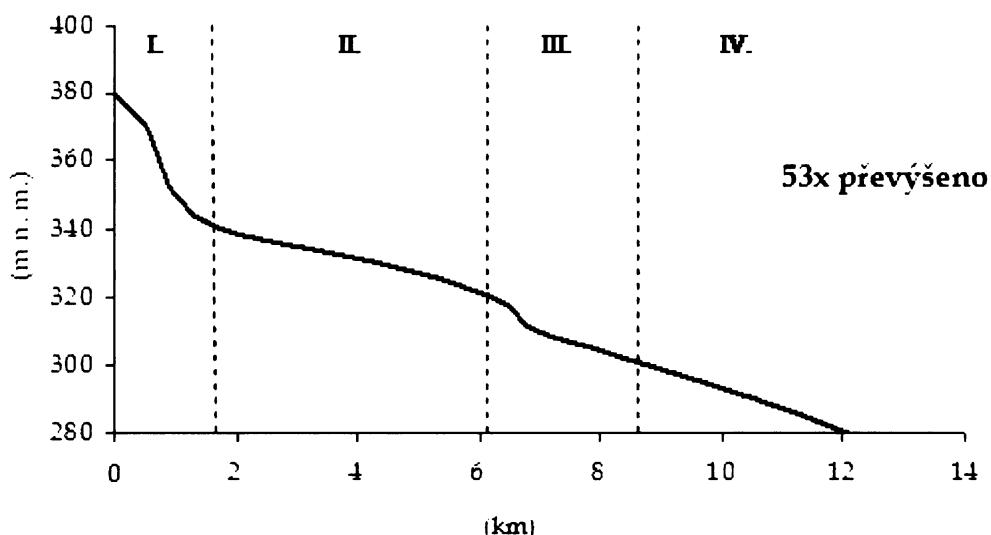
2.4 HYDROLOGICKÉ POMĚRY

Řeky v povodí Sázavy tekly v oligocénu podél sklonu celé parovinné Českomoravské vrchoviny pravděpodobně na sever (Balatka, Sládek 1962). Dnešní podobu získala říční síť až po saxonském vrásnění ve svrchním miocénu, kdy došlo především k vyzdvižení Sedlecké vrchoviny na rozvodí mezi Lužnicí, Sázavou a střední Vltavou. Jednotlivé kry byly vyzdviženy do různých výšek. Jižní toky v povodí Sázavy směřovaly do Polabí a její pramenná oblast byla odvodňována k Oslavě. Poklesy v Povltaví daly vznik novému toku Sázavy, jejíž povodí nabylo asymetrický tvar s kratšími severními přítoky s větším spádem ve srovnání s přítoky jižními (Balatka, Štěpančíková 2006). Sázava v pliocénu pravděpodobně podchytila zpětnou erozi horní úsek Oslavy (Červinka 1997 in Kohoutková 2002). Zdvih na rozvodí s Labem způsobil podchycení Sázavy vltavským přítokem a Sázava od konce terciéru teče do Vltavy. Sázava pramení ve Žďárských vrších (755 m n. m.), v sedle mezi Kamenným a Šindelským vrchem. Vlévá se do Vltavy u Davle (200 m n. m.) s průměrným průtokem 25,2 m³/s.

Studovaná oblast je odvodňována Jevanským potokem (resp. potokem Propast), který je pravostranným přítokem řeky Sázavy. Jevanský potok (Propast) pramení 1 km jižně od Louňovic ve výšce 480 m n. m. Do Sázavy ústí 1 km JV od Stříbrné Skalice (284 m n. m.). Plocha jeho povodí je 75,9 km², délka 20,8 km a

průměrný průtok u ústí do Sázavy je $0,28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kestřánek et al. 1984). Tok je charakterizován pstruhovou vodou, mimopstruhová se nachází na vodních nádržích, z nichž některé byly vybudovány již ve středověku. Jsou to rybníky Požár, Pařez, Vyžlovský (20 ha), Jevanský (18 ha) (Kestřánek et al. 1984). V mapovaném území se nacházejí menší vodní plochy Propast (7,5 ha) a Hruškovský rybník (8 ha). Znečištění Jevanského potoka je ovlivněno vypouštěním odpadních vod z okolních sídel.

Graf 1 Podélný profil Jevanského potoka od hráze Jevanského rybníka po soutok se Sázavou (výpočet z Turistické mapy 1: 50 000); I. - Penčické údolí; II. - meandry v široké nivě ukončené nádrží Propast; III. - Hruškovský rybník a přilehlé mokřady; IV. - zakleslý meandr u Stříbrné Skalice



Acidobazická reakce povrchových vod dosahuje hodnot pH 5,12 - 9,1 (Sáňka in Cícha et al. 1993). Vody tekoucí permokarbonskými sedimenty mají hodnoty pH vyšší. Drobné přítoky Jevanského potoka tekoucí z oblasti ostrovů Středočeského plutonu mají naopak hodnoty snížené. Geologické podloží je zde tvořeno granity a křemennými diority, které jsou protínány kyselými žilnými horninami,



Foto 1 Vodní plocha Hruškov

pegmatity a aplity. Uvedené horniny mají nízkou neutralizační kapacitu a posunují pH vodních toků do kyselějších hodnot, zejména v pramenné oblasti. Vyšší kyselost povrchových vod je dále v územích, která pokrývají smrkové monokultury.

2.5 PEDOLOGICKÉ POMĚRY

Pedologická charakteristika území se liší podle skladby převažujících půdotvorných substrátů, odlišného reliéfu, klimatu a dalších působících půdotvorných faktorů. Terén je členitý a nadmořská výška se pohybuje kolem 400 m n. m. Klima je v převážné části mírně teplé a mírně vlhké. Ze substrátů se nejvíce uplatňují zvětraliny magmatitů Středočeského plutonu a zvětraliny sedimentů permokarbonu. V menší míře tvoří podklad půdního pokryvu zvětraliny kvartéru.

Na většině studovaného území se vyvíjejí hnědé půdy s různými subtypy a varietami a v menší míře ilimerizované půdy a pseudogleje (Sidorinová in Domas et al. 1993). Na lesních půdách k těmto typům ještě patří podzol. Na vápnatých horninách křídly jsou ostrůvkovitě zastoupeny pararendziny a místně rendziny, např. JZ od Stříbrné Skalice (Culek et al. 1995). Uvedené půdní typy tvoří menší, rychle se střídající celky. Kolem vodních toků jsou časté nivní půdy a nivní půdy glejové.

Půdy mají vysoký a vyšší zemědělský potenciál (Sidorinová in Cícha et. al. 1993). Proti erozním a denudačním účinkům srážek jsou však vzhledem k odlesnění málo odolné a jsou lokálně ohroženy v celém území. Periodická stagnace povrchových vod působí na pseudogleje a ilimerizované půdy v okolí Jevan a Zvánovic. Gleje a nivní půda glejová v povodí Jevanského potoka jsou ovlivněny periodickými záplavami.

2. 6 BIOGEOGRAFICKÉ POMĚRY

Podle biogeografického členění (Culek et al. 1995) patří studovaný pás území na rozhraní Posázavského a Českobrodského bioregionu, který zabírá východní část geomorfologického celku Benešovská pahorkatina a severní výběžky Vlašimské pahorkatiny a Křemešnické vrchoviny.

Posázavský bioregion je charakterický ochuzenou mezofilní biotou, tvořenou acidofilními doubravami a podružně též květnatými bučinami a dubohabřinami (Culek et al. 1995). Tyto jsou dnes zachovány pouze fragmentárně, převažují kulturní bory a smrčiny a zcela dominuje orná půda. Oproti Českobrodskému bioregionu jsou hranice výrazné a jsou dány okrajovým svahem vrchoviny a zčásti i bioticky. Českobrodský bioregion je tvořen plošinami na starších sedimentech s pokryvy spraší a vegetací hájů s malými ostrovy acidofilních doubrav a acidofilních a teplomilných doubrav se skalními společenstvy v menších skalnatých údolích. Bioregion je dnes z naprosté většiny intenzivně zemědělsky využíván (Culek et al. 1995).

Pro pochopení současného stavu vegetace je důležitý jen relativně nepatrný časový úsek geologické minulosti a to období posledních 12 000 - 15 000 let. Toto období zahrnuje pozdní glaciál a holocén. Fylogenetický vývoj rostlinné říše dosáhl současné úrovně a stav přírodního prostředí vzhledem ke klimatu a



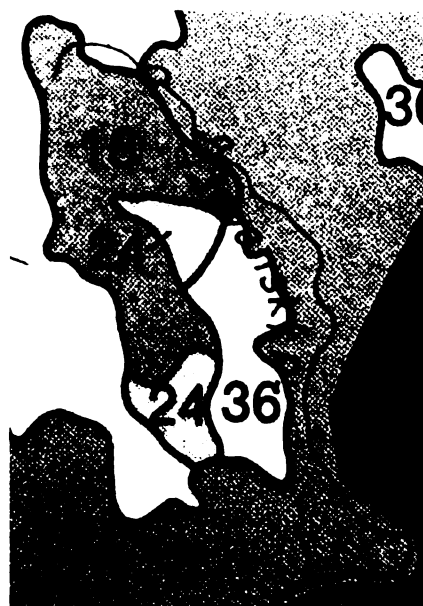
Foto 2 Původní skladba lesa v NPR Voděradské bučiny

půdám se začal přibližovat stavu dnešnímu (Neuhäuslová et al. 1998). Od poloviny tohoto období začal na vegetaci vedle přírodních podmínek působit i faktor antropický. Jeho význam vzrostl nejvíce za poslední století a dnes převyšuje vlivy přírodní.

Zastoupení dřevin na území v polovině 17. století se odhaduje na 40% jedle, 35% buku, 5% dubu, 6% smrku a ostatní dřeviny (např. habr, borovice, javory) zauímají zbývajících 14% porostů (Kohoutková 2002). Tato skladba nebyla rovnoměrná po celém území. Na ulehlejších půdách místy náchylných k mírnému zamokření se rozkládaly jedlové lesy s příměsí smrku a dubu. Smrk s jedlí a bukem a suťovými dřevinami jako je javor zarůstaly svahová a podsvahová deluvia hlubokých údolí s teplotní inverzí. Bukové lesy s mírnější příměsí jedle pokrývaly vlastní jádro jevanské žulové intruze. Na jižních svazích se prosazoval dub s habrem a skalnatá návrší zarůstala borovice. Výše uvedené procentní zastoupení lze považovat za přirozenou skladbu dřevin.

Podle Neuhauslové (1998) by se bez antropického zásahu nacházely v území tyto typy lesních společenstev. Nejvíce plošně zastoupena by byla černýšová dubohabřina podél toku Jevanského potoka s dominantními druhy dubem zimním (*Quercus petraea*) a habrem (*Carpinus Betulus*). Dalším typem společenstva by byly bikové a jedlové doubravy. Dominantním druhem je dub zimní s příměsí více či méně náročných listnatých stromů, jako je například bříza (*Betula pendula*), buk (*Fagus silvatica*), jeřáb (*Sorbus aucuparia*), lípa srdčitá (*Tilia cordata*) a na sušších stanovištích borovice (*Pinus silvestris*). Výše po svahu směrem ke zlomové linii by se vyskytovala společenstva biková bučina a vzácnější bučina s kyčelnicí devítilistou. Obě mají jednoduchou vertikální strukturu jen se stromovým a bylinným patrem. S vyšší stálostí společenstva bývá přimíšen klen (*Acer pseudoplatanus*) a dnes vymírající jedle (*Abies alba*). Protější svahy českobrodského permokarbonu by pokrývala žindavová jedlina s absolutní dominancí vzácné jedle.

Obr. 3 Výřez z mapy potenciální přirozené vegetace ČR (Neuhauslová Z. 1997); 7 - černýšová dubohabřina; 18 - bučina s kyčelnicí devítilistou; 24 - biková bučina; 36 - biková nebo jedlová doubrava



Místní přirozenou skladbu lesů nejvíce ovlivnila hospodářská těžba od poloviny 18. století a rozsáhlá větrná kalamita v letech 1735-1737. V období let 1810 až 1850 bylo na území vytěženo a zpětně obnoveno přes 500 ha, avšak osivem cizího původu (Kohoutková 2002). Pouze na území rezervace Voděradské bučiny se nachází porosty dřevin prokazatelně místního původu. V současnosti jsou evidovány a sledovány Lesnickou fakultou v Praze jako trvale zkusné plochy. K obnově lesa se dnes využívá přirozená obnova a sazenice pouze ze semen místního původu.

Foto 3 Mládě srnce obecného; uprostřed fotografie



Ve studovaném území se nachází fauna typická pro dnešní kulturní krajinu. Z šelem se zde setkáme s běžnou liškou (*Vulpes vulpes*), kunou skalní (*Martes foina Erxleben*) apod. Nepříliš hojná je veverka (*Sciurus vulgaris*). Podle bahnišť v místních lesích zde žije prase divoké (*Sus scrofa*). Hojný je pro dostatek potravy a nepřítomnost přirozených nepřátel srnec (*Capreolus capreolus*) (Foto 3).

Širší okolí studovaného území lze charakterizovat jako krajinu se zvýšenou estetickou hodnotou. Území patří k velmi starým sídelním oblastem, jež jsou trvale osídleny již od neolitu. Nacházejí se zde památkově významné vesnické sídelní celky, mezi něž lze zařadit obec Kostelní Střimelice, založenou ve 13. století. V současnosti představuje studované území charakteristické území na okraji metropolitní aglomerace. Většina lesů byla v minulosti vymýcena a poměr bezlesí a lesních kultur se od 10. století středověku prakticky nezměnil (Culek et al. 1995). Původní lesy jsou ojedinělé a zachovány především v rámci NPR Voděradské bučiny mezi obcemi Jevany a Černé Voděrady. Převážně byly původní porosty změněny na smrkovou monokulturu, méně borovice a směrem

ke Kostelci nad Černými Lesy i s cizokrajnými dřevinami (Kohoutková 2002).
V okolí Jevan byly ve středověku vybudovány rybníky.

Foto 4 Pohled od J; v popředí obec Stříbrná Skalice; vpravo Hruškovský rybník; vlevo nahoře obec Kostelní Střimelice (letecký snímek; zdroj <http://www.strimelice.banet.cz>)



Podstatná část plochy území je ohrožena nebo poškozena plošnou vodní erozí. Některé plochy jsou také ohroženy erozí větrnou. K bezprostřednímu ohrožení nelesní zeleně dochází mezi Ondřejovem a obcí Hradové Střimelice v souvislosti se stávající skládkou TKO (Lysenko in Domas et al. 1993).

✓ *inim*
2000

3. MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA RELIÉFU LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ VRCHOVINĚ

Hlavní součástí geomorfologické analýzy pro zjištění vývoje údolní soustavy je morfostrukturní analýza. Podstatou morfostrukturní analýzy je rozbor vztahů georeliéfu a jeho částí s geologickou stavbou. Základem je dělení tvarů na tvary vzniklé přímým působením vnitřních sil, endogenní, a na tvary vzniklé převážně pod vlivem vnějších činitelů, exogenní. Morfostrukturní analýza stanovuje stupeň závislosti georeliéfu na horninách, jejich úložných poměrech, rozpukání apod.

Z hlavních metodických nástrojů morfostrukturní analýzy byla ve studovaném území použita analýza puklin a analýza zlomové tektoniky. Jako doplňkové postupy byly provedeny analýza údolní soustavy s podélnými a příčnými profily a analýza směrů údolní soustavy. Poznatky puklinových měření a zlomové analýzy byly použity pro posouzení tektonické predispozice směrů údolí.

3.1 PUKLINOVÁ ANALÝZA

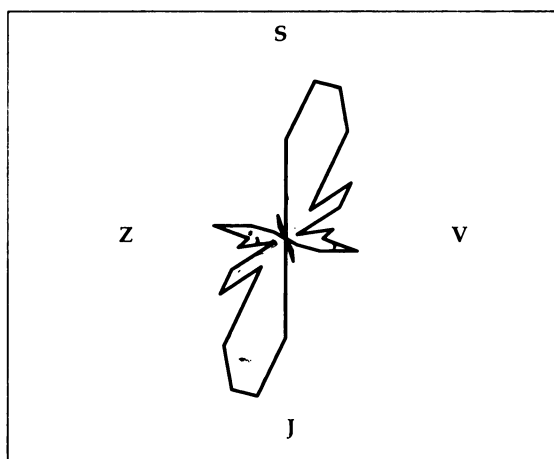
Při puklinové analýze se měří směry morfometricky měřitelných puklinových ploch v terénu (Jaroš, Vachtl 1978). Pukliny jsou sekundární jevy, které vznikají v hornině v důsledku tektonického tlaku. Představují tak morfologicky patrné plochy rozpadu horniny. Puklinové struktury podmiňují souvislosti s mrazovým zvětráváním vznik primárních tvarů (skalní výchozy a stěny s kryogenní modelací, mrazové sruby) a předurčují jejich tvar, členitost a rozsah (Demek et al. 1987). Rozhodující vliv mají také při utváření sekundárních tvarů, jako jsou ostrohranné sutě, kamenná moře a proudy (Jaroš, Vachtl 1978).

Ve studovaném území se projevuje několik směrů rozpukání vzhledem k odlišnému stáří zasahujících geologických jednotek. Různé směry mladší variské tektoniky byly oživeny nejdříve tektogenezí, která se vyznačovala, spíše než

vytváření nových zlomových systémů, ožívováním starších zlomů (Mísař et al. 1983).

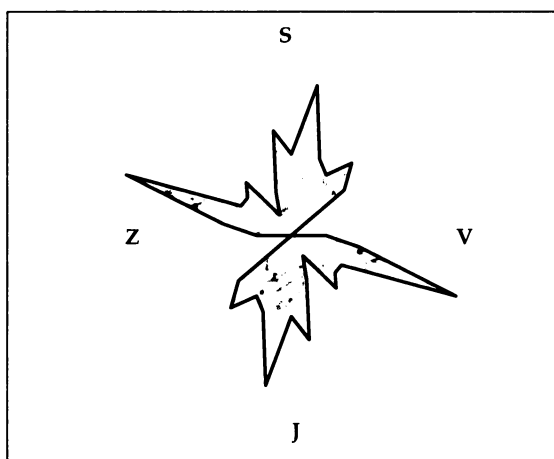
Skalní výchozy jsou ve zkoumaném území omezeny na linii tektonického rozhraní dvou hlavních geologických souborů. Puklinová měření byla provedena na čtyřech lokalitách podél linie a na jedné lokalitě mimo rozhraní, uvnitř sedimentární formace permokarbonu. Výsledky měření byly vyneseny do grafu a zobrazeny ve formě Cloosovy směrové růžice, která udává četnost směrů puklinových ploch.

První lokalita se nachází nad strmým údolím Zvánovického potoka, jeho levém břehu, nad místní chalupářskou osadou Havírna. Výchoz paleozoických křemenných slepenců, pískovců a kvarcitů leží ve vrcholové partii kóty 439 m n. m. Bylo provedeno 85 měření (**Obr. 4**). Výsledky měření, vynesené do grafu č. 1, ukazují na dva systémy dvou na sebe kolmých puklinových ploch. U hlavního systému převládají plochy s azimutem $0^{\circ}/180^{\circ}$ až $40^{\circ}/220^{\circ}$ s dominujícím směrem $10^{\circ}/190^{\circ}$ a $20^{\circ}/200^{\circ}$. Tento systém puklin SSV-JJZ směrů a směrů s azimutem více k východu je charakteristický pro všechny měřené lokality. Pravděpodobně se objevuje v návaznosti na systém zlomů Blanické brázdy, je přibližně paralelní ke směru zlomu Kouřimského. Na první lokalitě je kolmý směr puklinových ploch k předchozímu orientován azimutem $100^{\circ}/280^{\circ}$. Hlavní kolmý směr všech měřených lokalit leží v intervalu $100^{\circ}/280^{\circ}$ až $130^{\circ}/310^{\circ}$. Podružný systém dvou na sebe kolmých směrů je $150^{\circ}/330^{\circ}$ až $170^{\circ}/350^{\circ}$ a $40^{\circ}/220^{\circ}$ až $60^{\circ}/240^{\circ}$. Tyto dva systémy puklinových ploch jsou charakteristické pro všechny měřené lokality. Rozdílnosti jednotlivých lokalit jsou v četnosti převažujících směrů.



Obr. 4 Výsledky 85 měření na lokalitě Havírna **Foto 5** Měřený skalní odkryv lokality Havírna

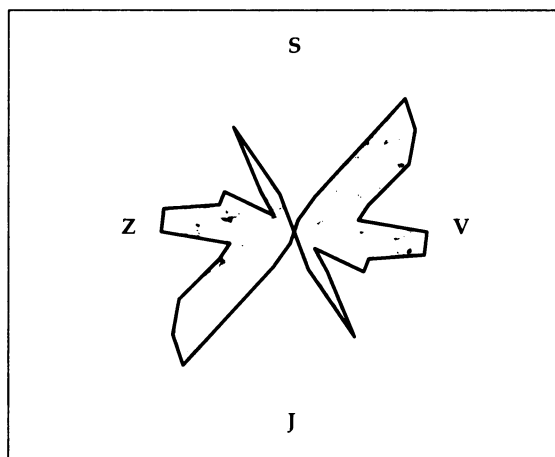
Druhá lokalita se nachází JZ od lokality první na SV úbočí vrchu Karkoška 477 m n. m. Hojné skalní výchozy se táhnou dolů po svahu v délce 200 - 300 m. Jsou vázány na vložky odolných světlých kvarcitů a kvarcitických fylitů. Bylo provedeno 101 měření (**Obr. 5**). Na této lokalitě výrazně dominují dva na sebe kolmé směry. První $10^\circ/190^\circ$ souhlasný s orientací delší části hraničních plochy vložených kvarcitů. Na něj kolmý je směr $110^\circ/290^\circ$. Výrazného směru $40^\circ/220^\circ$ ke svému údolí pravděpodobně využil blízký potok „Karkoška“.



Obr. 5 Výsledky 101 měření na lokalitě Karkoška **Foto 6** Měřený skalní odkryv lokality Karkoška

Třetí lokalita na vrchu Skalka 516 m n. m. navazuje na zlomové linii na lokalitu první. Na plošině suku vystupují proterozoické migmatitizované fylitické břidlice a fylitické droby. Bylo provedeno 101 měření (**Obr. 6**). Dominantním směrem puklinových ploch je azimut $40^\circ/220^\circ$, který je paralelní s hranicí

vložených břidlic. Přibližně kolmým směrem k předchozímu je azimut $150^{\circ}/330^{\circ}$. Výrazným směrem na této lokalitě je také směr $100^{\circ}/280^{\circ}$, který má souvislost se směry hlavních tektonických zón širší oblasti studovaného území.

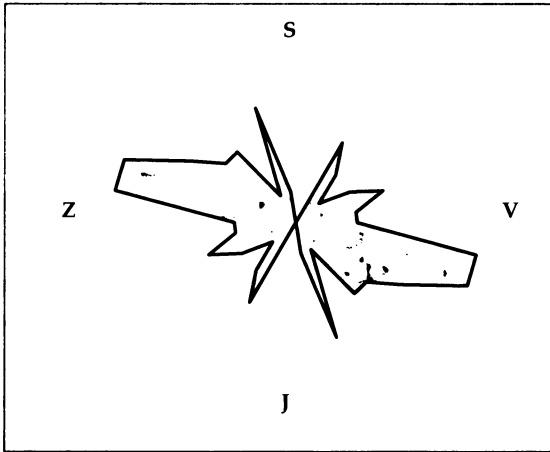


Obr. 6 Výsledky 101 měření na lokalitě Skalka **Foto 7** Měřený skalní odkryv lokality Skalka

Na posledních dvou lokalitách bylo měření provedeno v omezené míře. V prvním případě vzhledem k malým rozměrům skalního odkryvu, v případě druhém vzhledem k charakteru hornin ve výchozu.

Lokalita v obci Hradové Střimelice se nachází v jejím SV okraji a to v depresi nad erozním zářezem, která slouží za skládku zemědělského odpadu. Podél stěn sníženiny vystupuje několik skalních výchozů, kontaktně metamorfovaných fylitických břidlic a fylitických drob. Ze 44 měření (**Obr. 7**) dominantní směry $100^{\circ}/280^{\circ}$ a $110^{\circ}/290^{\circ}$ a na ně kolmý směr $30^{\circ}/210^{\circ}$ jsou v souladu s průběhem zlomového pásma oblasti.

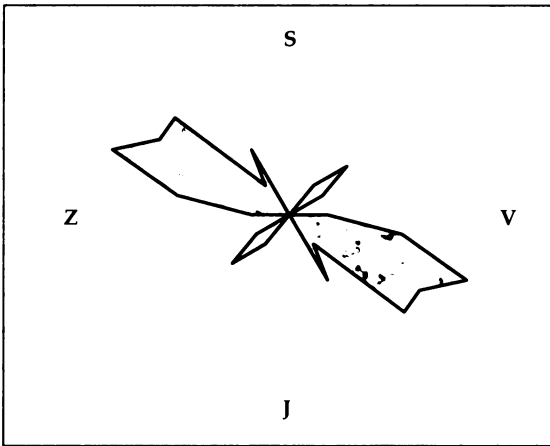
Poslední puklinová měření jsem provedl u vodní nádrže Propast nad místní autobusovou zastávkou. Měřený skalní výchoz je tvořen permokarbonskými sedimenty, přesněji červenavými a šedými arkózami a slepenci. Orientačních 24 měření (**Obr. 8**) bylo možné provést na několika málo puklinách, které jdou napříč vrstevním sledem sedimentární formace. Přes omezený počet měření a strukturu výchozu byl potvrzen jeden z převládajících puklinových směrů v oblasti, $130^{\circ}/310^{\circ}$ a přibližně kolmý $50^{\circ}/230^{\circ}$.



Obr. 7 Výsledky 44 měření na lokalitě Hradové Střimelice



Foto 8 Měřený skalní odkryv lokality Hradové Střimelice



Obr. 8 Výsledky 24 měření na lokalitě Propast



Foto 9 Měřený skalní odkryv lokality Propast

Ze srovnání puklinových diagramů na dílčích lokalitách vyplývají následující závěry. Na čtyřech měřených lokalitách (Obr. 4 - 7), které na sebe přibližně navazují v linii S - J, lze sledovat určitou podobnost převažujících směrů puklinových ploch. Na nejsevernější lokalitě „Havírna“ má dvojice dvou hlavních na sebe téměř kolmých směrů orientaci SSV - JJZ a V - Z, azimuty $10^{\circ}/190^{\circ}$ a $100^{\circ}/280^{\circ}$. Tato dvojice směrů puklinových ploch k jihu mění svou orientaci po směru hodinových ručiček. Azimuty hlavních směrů se pohybují v přibližných intervalech $10^{\circ}/190^{\circ}$ - $50^{\circ}/230^{\circ}$ a $100^{\circ}/180^{\circ}$ - $120^{\circ}/200^{\circ}$. Na poslední lokalitě v linii, „Hradové Střimelice“, je orientace soustavy SV - JZ a ZJZ - VJV, s azimuty $30^{\circ}/210$ a $110^{\circ}/290^{\circ}$. Stáčení orientace údolních soustav je rovněž patrné od severu k jihu. Na poslední měřené lokalitě „Propast“ byl potvrzen nejčtetnější směr puklinových ploch naměřený v území, tedy ZSZ - VJV s azimutem $110^{\circ}/290^{\circ}$.

Obr. 9 Zobrazení puklinových diagramů v reliéfu
na jednotlivých lokalitách

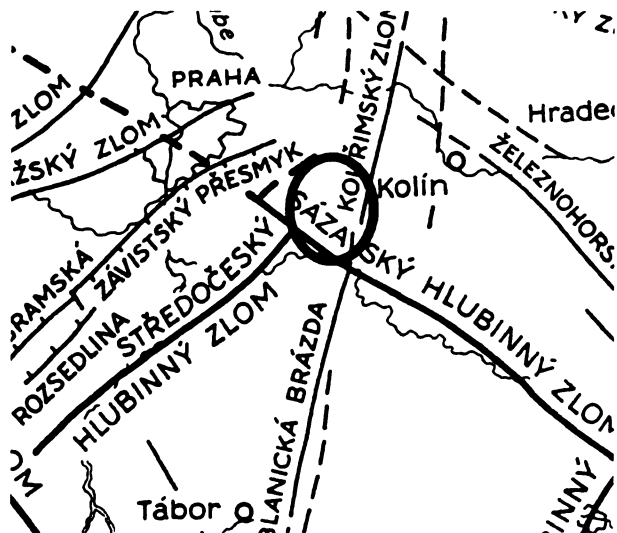


3.2 ANALÝZA ZLOMOVÉ TEKTONIKY

Zlomové struktury představují nespojité struktury, tvořené zlomovými spárami a jimi vymezenými krami. Nesouvislost struktury je způsobena pohybem a přemístěním ker kolmo nebo podél zlomových spár (Jaroš, Vachtl 1978). Analýza zlomových struktur umožňuje stanovení stupně tektonické podmíněnosti georeliéfu studovaného území. Je založena na syntéze topografických a geologických mapových podkladů, na evidenci průběhu tektonických poruch a jejich morfologickém projevu (Jaroš, Vachtl 1978). Analýza zlomové tektoniky zkoumaného území vychází z geologické mapy 1 : 50 000 (Kodym et al. 1989), list Říčany 13-31. Geofyzikální mapové podklady nebyly pro studované území poskytnuty, protože jsou dostupné pouze ve virtuální podobě za finanční úhradu. ¹⁹⁹³ (MŠ)

Zlomové linie lze rozdělit do dvou skupin podle stupně ověření. První skupinou jsou zlomy zjištěné, které jsou ověřeny nezávislou metodikou. Druhou skupinou jsou zlomy předpokládané, u nichž je jiná než tektonická geneze málo pravděpodobná (Jaroš, Vachtl 1978). Předpokládané linie jsou často stanoveny pouze na základě morfologického průzkumu terénu. Ve studovaném území jsou obě skupiny zlomů zastoupeny přibližně ve stejném poměru.

Studované území se nachází v oblasti, která je protínána třemi velkými zlomovými systémy Českého masivu. Tyto systémy vznikly jako oživení starých tektonických linií a zón během neoidní tektogeneze (Mísař et al. 1983). Základní systém hlubinných zlomů, mezi něž patří hlubinný zlom středočeský, se vytvořil patrně během kadomského geotektonického cyklu. Zlomy ve směru SV - JZ byly v tehdejší kadomské mobilní zóně patrně výraznými rozhraními mezi morfotektonickými prvky, které se projeví různým typem vulkanismu (Mísař et al. 1983).



Obr. 10 Výřez z mapy základních zlomových systémů Českého masivu (Mísař et al. 1983); studovaná oblast vyznačena červeným kruhem

Geofyzikálně indikovaný hlubinný zlom sázavský patří do skupiny zlomů Labského zlomového pásma (Mísař et al. 1983). Jeho orientace je SZ - JV. Tyto směry jsou rovněž shodné pro saxonskou tectogenezi, jenž oživila aktivitu na starších zlomových systémech. Hercynská orogenní fáze zanechala v Českém masivu výrazné lineární deprese, označované jako brázdy, které byly zaplňovány v permokarbonu po asturské fázi. Systém Blanické brázdy s nedalekým Kouřimským zlomem má převažující orientaci SSV - JJZ.

Ze tří uvedených směrů se v oblasti uplatňují zlomové zóny sázavská a kouřimská. Převažujícím směrem zlomů v území jsou orientace sázavské ZSZ - VJV (46 %) a SZ - JV (27 %). Paralelní zlomy systému Blanické brázdy SSV - JJZ a S - J zaujímají 21 % a 2 % délky všech zjištěných i předpokládaných zlomů v území.

Podélné zlomy ZSZ - VJV a SZ - JV se táhnou přes celé území v paralelních liniích o délce přibližně 1 km. Porušují granity Středočeského plutonu a tvoří uvnitř nich hranice intruzí různého charakteru, např. světlých kvarcitů a fylitů v převládajících fylitických břidlicích a drobách. Nejdelší zlomový úsek o délce asi 2 km má orientaci SZ - JV a prochází přes strukturální vrch Skalka (516 m n. m.), pod nímž predisponuje směrem k Z sedlovou plošinu, a dále pokračuje do údolí přes obec Kostelní Strimelice. Na směrech této orientace jsou založena hluboká

údolí Zvánovického potoka a částečně i údolních systémů na strukturně-denudačním svahu pod vrcholy Skalka (516 m n. m.) a Chlum (480 m n. m.).

Linie příčných dislokací orientace SSV - JJZ a S - J tvoří litologické rozhraní mezi horninami Středočeského plutonu a sedimenty permokarbonu. Souvislost zlomu je narušována předchozí skupinou zlomů do dílčích segmentů. Linie vytváří v reliéfu strukturní svah, který se stáčí od osy S - J po tvaru mírné exponenciální křivky vyklenuté k JZ. Nejdelší úsek má délku přibližně 750 m.

Současné strukturně-tektonické schéma a jeho odraz v georeliéfu jsou výsledkem zejména poslední tektonické fáze saxonské tektoniky, kdy byla oživena většina starších zlomových struktur. Nejvýrazněji se proto projevují zlomové linie sudetského směru ZSZ - VJV a SZ - JV (Malkovský 1979). Ve studovaném území se zlomové struktury projevují zejména vznikem strmých strukturně-denudačních svahů. V místech styku předchozích směrů s orientací SSV - JJZ jsou odkryty horniny skalního podkladu. V návaznosti na poruchové zóny byla založena údolní síť a koryta některých vodotečí.

ANALÝZA ÚDOLNÍ SOUSTAVY

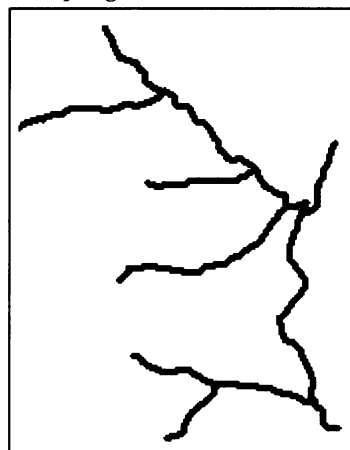
Podkladem pro analýzu údolní sítě jsou výsledky puklinové a zlomové analýzy. Cílem je stanovení souvislosti vývoje tvarů reliéfu a údolního systému studované oblasti s prostorovým rozložením zlomových a puklinových struktur. Analýza údolní soustavy se skládá z analýzy příčných a podélných profilů. Morfologické profily umožňují zachytit základní rysy reliéfu a jeho částí. Charakterizují daný georeliéf a v případě údolních profilů podávají významné informace o říční síti a původu údolí (Buzek 1979). Profily byly konstruovány z podrobných topografických mapových podkladů v měřítku 1 : 10 000.

3.3 ANALÝZA PODÉLNÝCH PROFILŮ

Podélný profil hraje při objasnění vzniku a vývoje říčního údolí významnou úlohu. Ve vyrovnané podobě se blíží geometrické křivce paraboly, s největším spádem v horní části toku (Buzek 1979).

Vodní toky vytvářejí ve zkoumané oblasti podél zlomového rozhraní přibližně pravoúhloú říční síť (Obr. 11). Linie Jevanského potoka S - J je již neogénního stáří vzhledem k uložení reliktních fluviálních akumulací nad jeho korytem. Orientace SZ - JV postranního Zvánovického potoka a menších vodotečí, stékajících od úpatí tektonického svahu, jsou mladší a navazují na zahlubování v hlavní ose S - J.

Obr. 11 Schéma hydrografické sítě; program ArcGIS 9.0

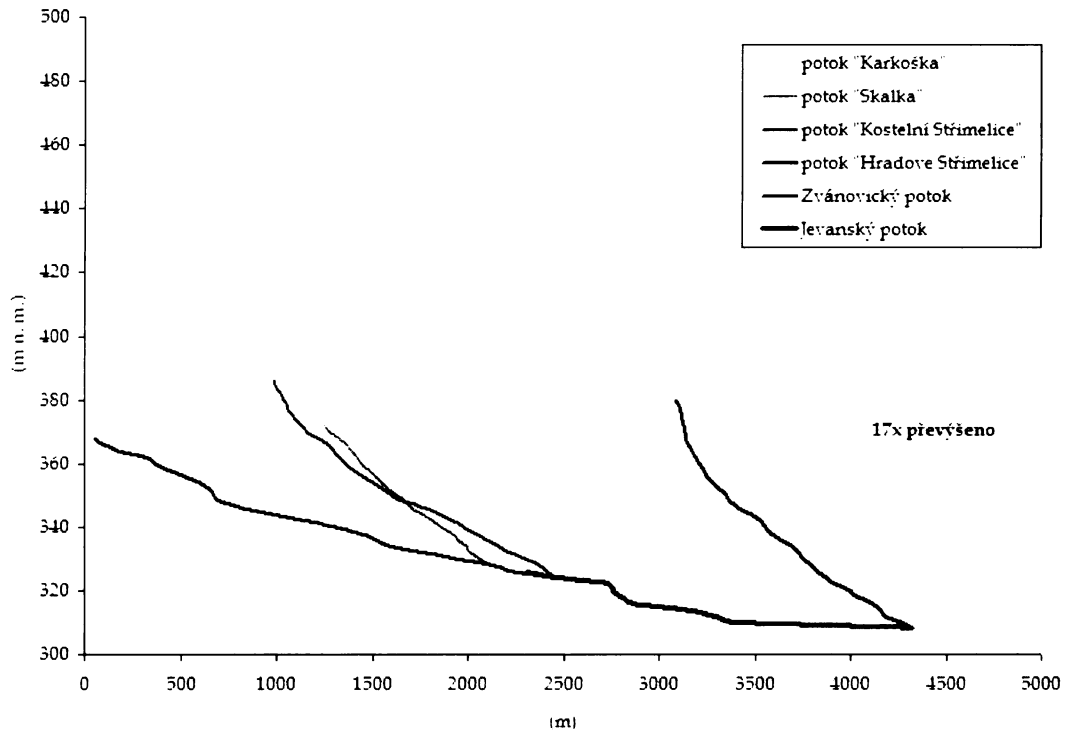


Hlavní vodní tok, Jevanský potok, protéká zkoumané území v délce asi 2 km. Vzhledem k výseku jeho podélného profilu zde má průměrný pád pouze 5‰. Jevanský potok v území zčásti meandruje a ve své druhé polovině vytváří mokřadní systém. Levostranné přítoky Jevanského potoka přitékají pod téměř pravým úhlem ze strmých erozně-denudačních svahů permokarbonu. Většina údolí je suchá a má podobu hlubokých strží. Jejich spádová křivka je proto nevyrovnaná, s hodnotou průměrného spádu nad 80‰.

Největším pravostranným přítokem Jevanského potoka je Zvánovický potok. Vytváří antecedentní průlomové údolí se strmými svahy v horninách Středočeského plutonu a meandrující širší údolní nivou při přechodu do hornin permokarbonských. Úsek dlouhý 2,5 km protékající územím má spád 10‰.

Ostatní pravostranné přítoky Zvánovického potoka a jeden přítok Jevanského potoka mají podobu malých potoků o délce do 1 km. Přitékají ze strukturně-denudačního svahu od Z pod přibližně pravým úhlem. Koryta jsou úzká, vzhledem k často odlesněnému okolnímu území, zahloubená stržovitě do hloubky kolem 2 m pod okolní reliéf.

Obr. 12 Podélné profily vodotečí zkoumaného území; měřeno ze základní mapy 1 : 10 000



Prvním přítokem Zvánovického potoka je potok pojmenovaný „Karkoška“. Jeho průměrný spád je 87‰ a délka 960 m. V horních partiích je sklon dna údolí menší a tok spadá prudce k údolní nivě Zvánovického potoka až ve své poslední třetině. Tato zvláštnost je podmíněna tektonicky, kdy jsou v horních partiích toku vloženy pruhy odolnějších hornin. Druhý přítok Zvánovického potoka byl nazván „Skalka“ s průměrným spádem 29‰ a délkou 860 m. Jedná se o svahový tok s přímou spádovou křivkou. Pokud by se do podélného profilu zahrnula navazující strž, ležící výše po svahu, měl by podélný profil v horních partiích velký spád. Toto platí v podstatě pro všechny poboční toky ve zkoumaném území. Posledním přítokem Zvánovického potoka je potok „Kostelní Střimelice“. Spád této vodoteče je velký ve své první třetině. Směrem do údolí Jevanského potoka protéká skrz téměř plošinné akumulční úpatí strukturně-denudačního svahu a její spád je mírný. Průměrný spád má hodnotu 24‰ a délka toku je 1470 m. Posledním svahovým potokem je potok „Hradové Střimelice“, který se vlévá do Jevanského potoka do nádrže Hruškov. Jeho

spádová křivka je ze všech potoků tektonického svahu nejvyrovnanější. Průměrný spád je 33‰ a délka 1235 m.

Mimo potoka „Karkoška“ mají všechny ostatní svahové vodní toky stékající do údolních niv Zvánovického a Jevanského potoka poměrně vyrovnanou spádovou křivku. Jejich koryta jsou úzká, přímá, bez strukturně podmíněných řečištních stupňů. Celkově lze usuzovat, že jejich vývoj probíhal v nejmladším kvartérním období.

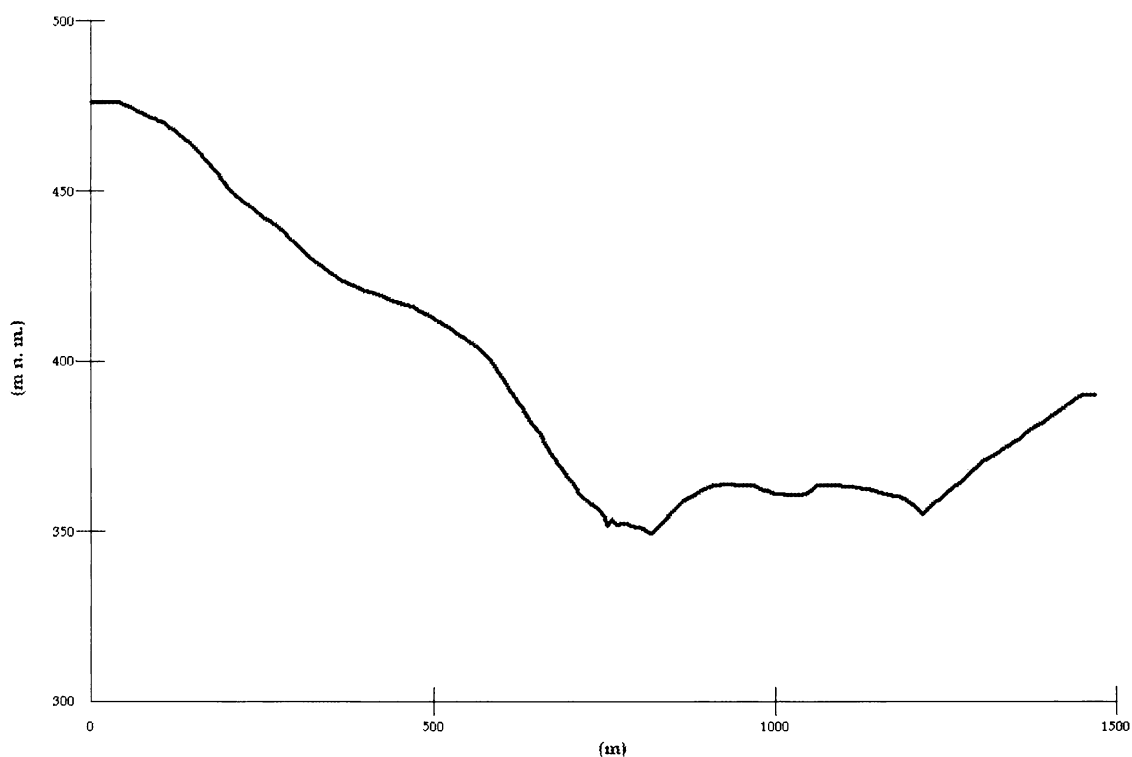
3.4 ANALÝZA PŘÍČNÝCH PROFILŮ

Příčné profily jsou průsečnice reliéfu, zvolené tak, aby dobře odrážely členitost údolní soustavy. Důležitými parametry jsou šířka, hloubka, asymetrie, úklon, plynulost a stupňovitost údolních svahů (Buzek 1979). Profil dokumentuje charakteristické detaily povrchu reliéfu, změny ve výšce, stupně ve svahu a další charakteristické formy. Tvar příčného profilu je výsledkem poměru sil fluviaální hloubkové a boční eroze a svahové modelace (Buzek 1979). Významné postavení v příčném profilu zaujímají zarovnané (paleogenní) úrovně, na jejichž základě lze stanovit hloubku kvartérní eroze (Král 1985).

Celkově se údolní bazén studovaného území vyznačuje v příčném profilu asymetrií. Asymetrie je podmíněna litologicky a tektonicky. Levé části údolí se skládají z příkrého strukturně-denudačního svahu, který tvoří jednu třetinu délky poloviny údolí, a z rozsáhlejšího akumulárního úpatí. V pravé polovině údolí se nachází neckovité údolí Jevanského potoka s přilehlými příkrými erozně-denudačními svahy na východě. Údolí většinou začínají spíše než úpady hlubšími erozními zářezy typu „V“. Údolí spadají místy přes terasový stupeň stržovitě k erozní bázi hlavní vodoteče. Pro analýzu byly vyhotoveny čtyři profily orientace Z-V a čtyři profily orientace S-J.

První skupina profilů je vedena v posloupnosti od S k J napříč tektonickým údolím. První profil nazvaný „Karkoška“ (Obr. 13) protíná východní svah vrchu Karkoška (477 m n. m.) a pokračuje přes údolí Zvánovického potoka k zarovnané úrovni o výšce 380 - 390 m n. m.

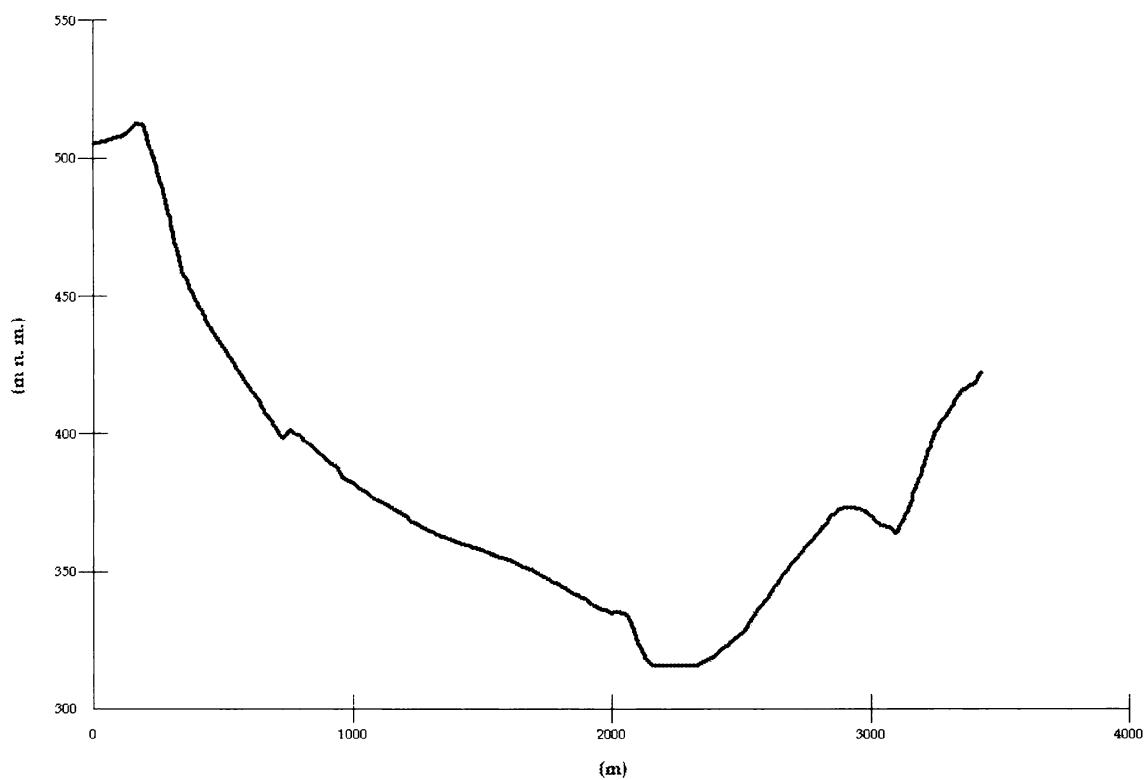
Obr. 13 příčný profil „Karkoška“; 5x převýšeno



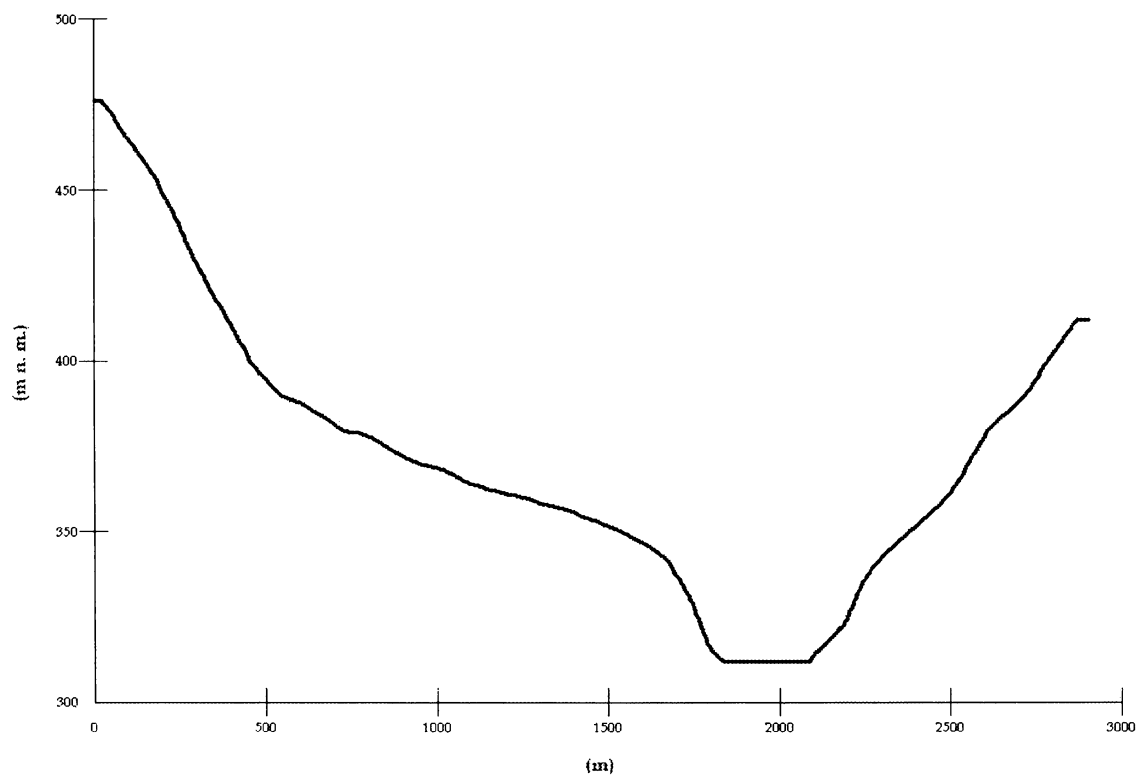
Na druhém profilu v řadě „Skalka“ (Obr. 14) je patrná strukturní suková podoba kóty Skalka (516 m n. m.). Dále potom dlouhý svah s akumulacním plošinným územím na východě. Zřetelné je i neckovité údolí Jevanského potoka.

Další dva profily Z-V orientace „Krškov“ (Obr. 15) a „Chlum“ (Obr. 16) jsou svým charakterem téměř shodné s profilem „Skalka“. Z těchto tří profilů vychází kvartérní zahloubení Jevanského potoka ve zkoumaném území v rozmezí 15-25 m.

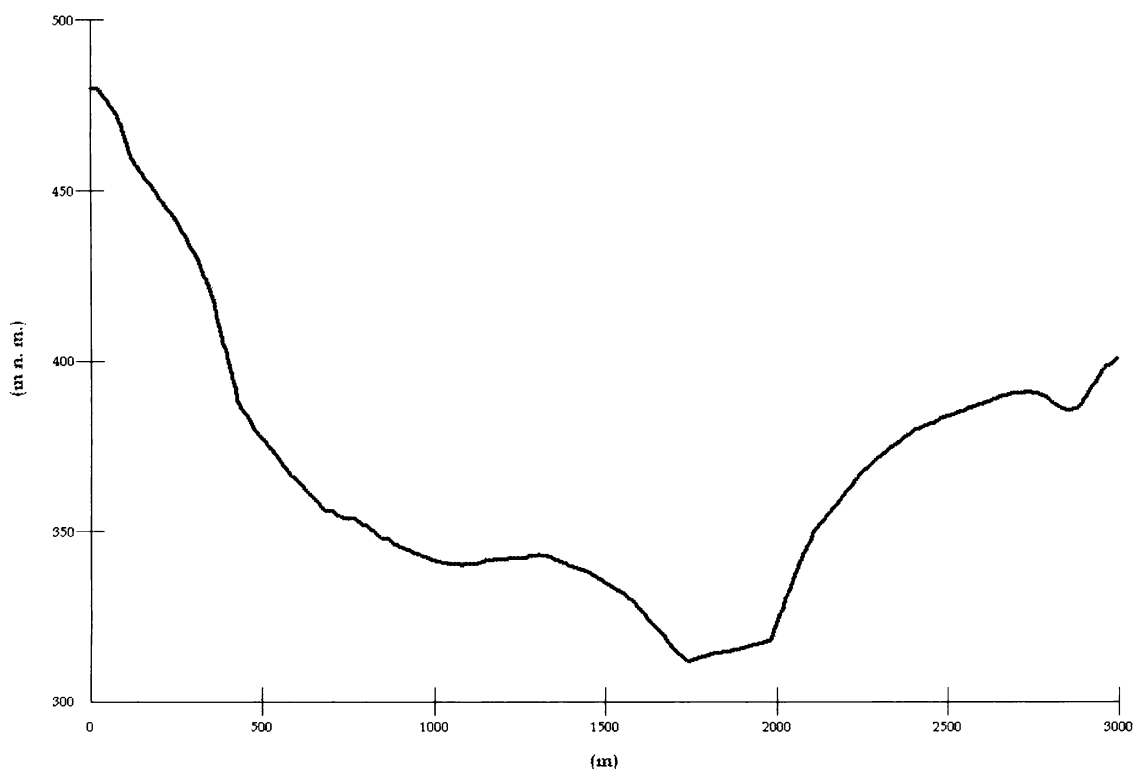
Obr. 14 příčný profil „Skalka“; 11x převýšeno



Obr. 15 příčný profil „Krškov“; 10x převýšeno

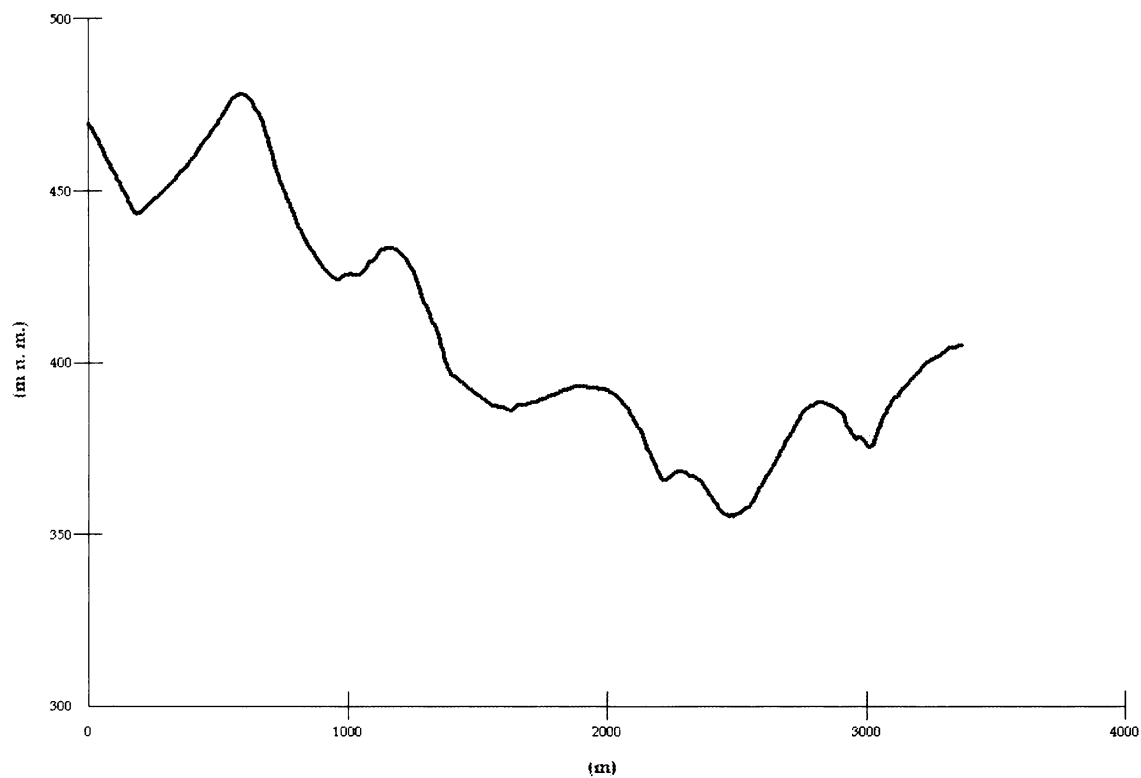


Obr. 16 příčný profil „Chlum“; 10x převýšeno

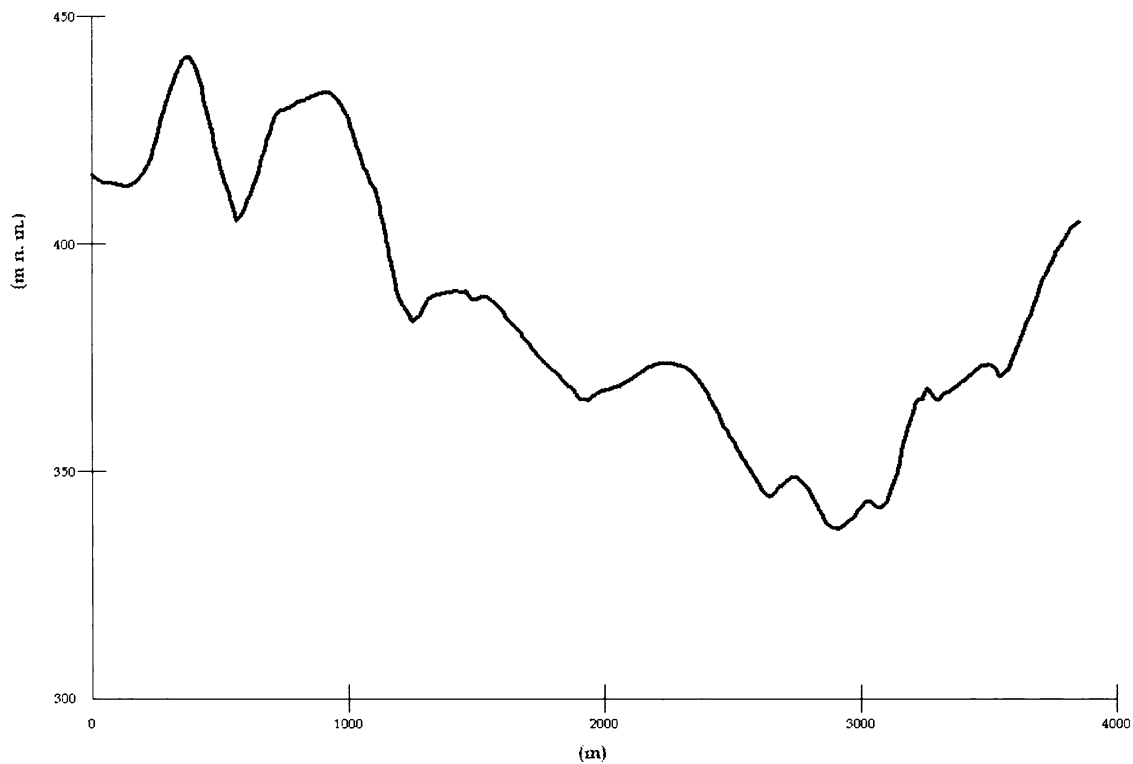


Tři profily orientace S - J sledují členitost údolí v západní polovině údolního bazénu a jeden profil prochází stržovými údolími permokarbonu na východě. Na navazujících profilech „Pod hradem“ (Obr. 17), „Kamenný kříž“ (Obr. 18) a na profilu „V bodlácích“ (Obr. 19) je patrný přechod členitosti dílčích údolí na strukturně-denudačním svahu. Údolí začínají hlubokými zářezy profilu „V“, které postupně nabývají otevřenější podoby. Na posledním profilu jsou vrcholy jednotlivých údolních hřbetů téměř ve stejné úrovni a tvoří jednotnou akumulaci plošinu.

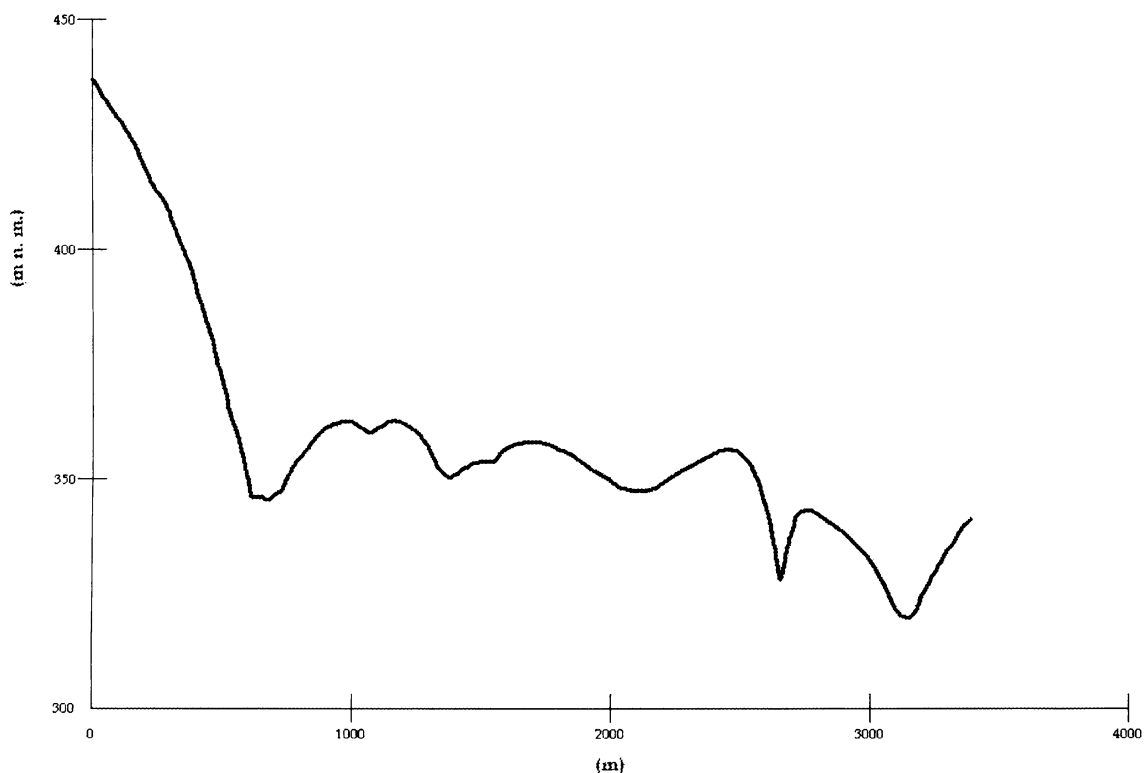
Obr. 17 příčný profil „Pod hradem“; 13x převýšeno



Obr. 18 příčný profil „Kamenný kříž“; 17x převýšeno

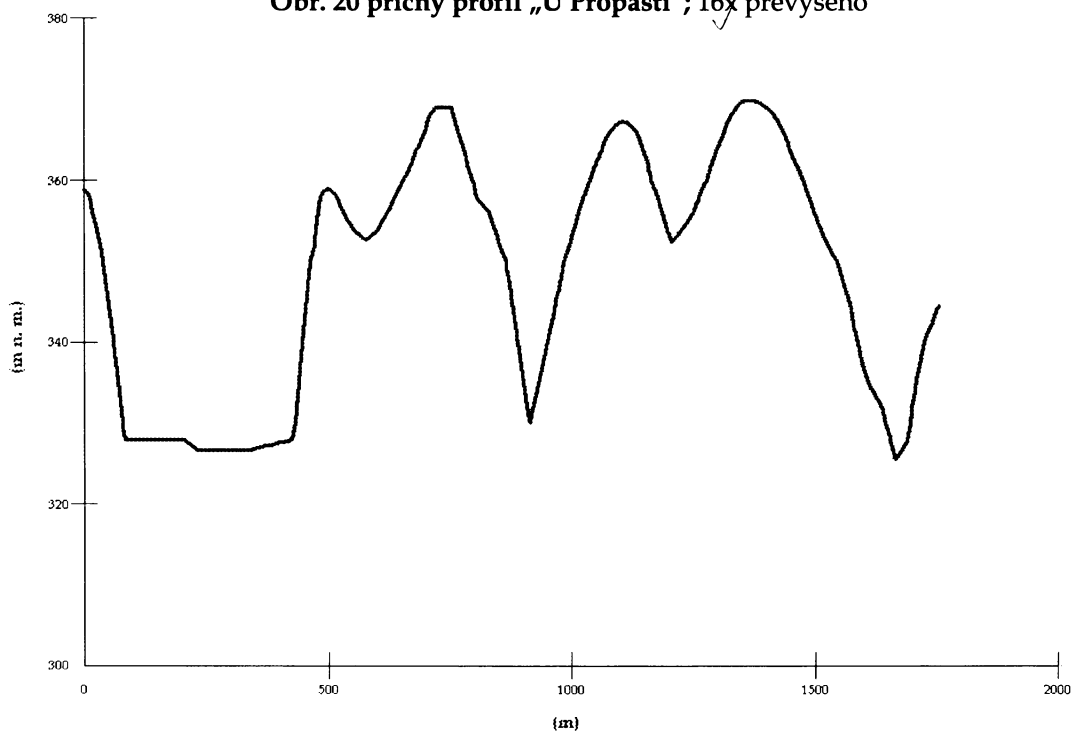


Obr. 19 příčný profil „V bodlácích“; 17x převýšeno

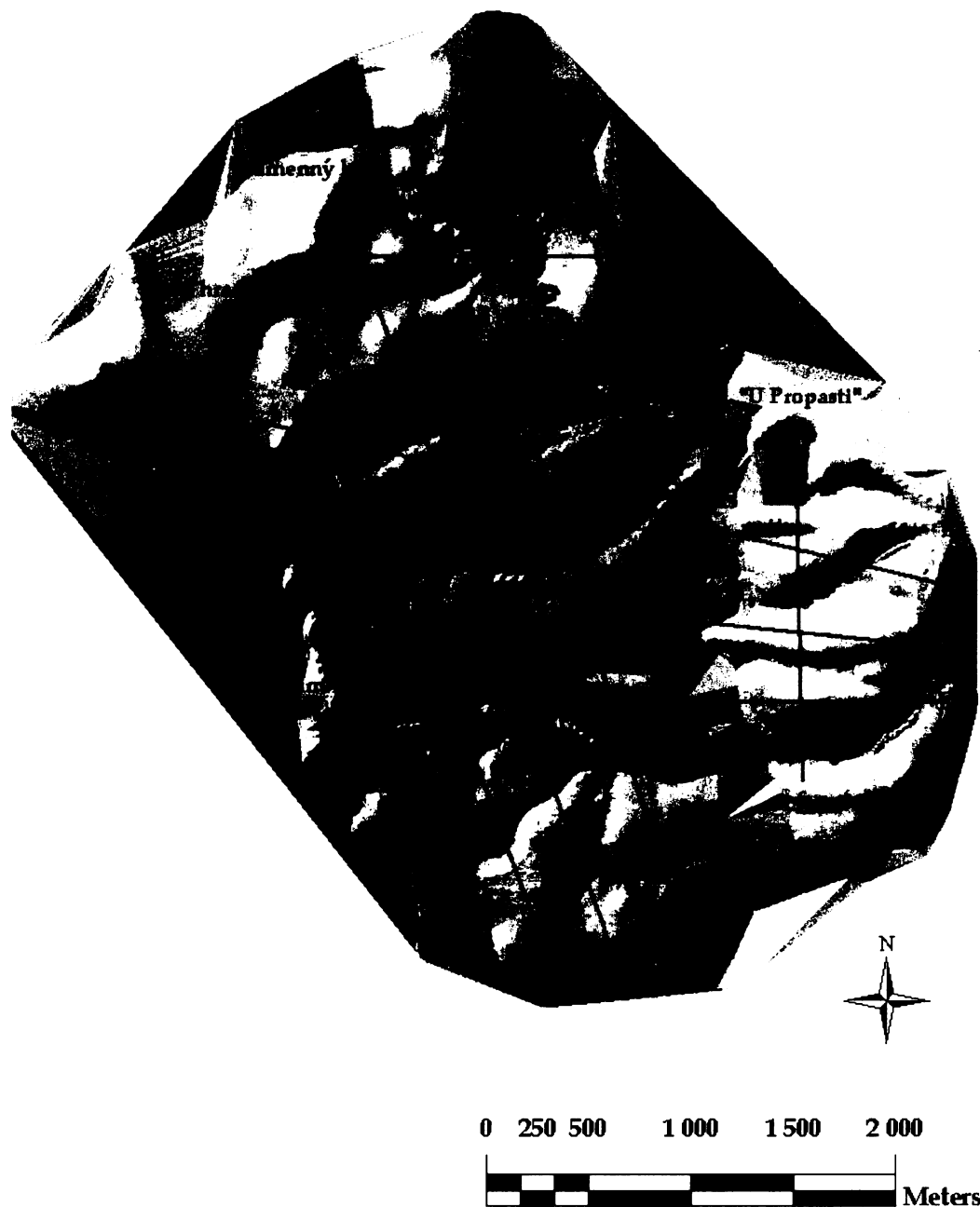


Profil „U Propasti“ (Obr. 20) dokumentuje členitost stržových údolí v nezpevněných paleozoických sedimentech ve východní polovině studovaného území. Občasně protékající údolí mají tvar sevřeného „V“ a značnou relativní výškovou členitost.

Obr. 20 příčný profil „U Propasti“; 16x převýšeno

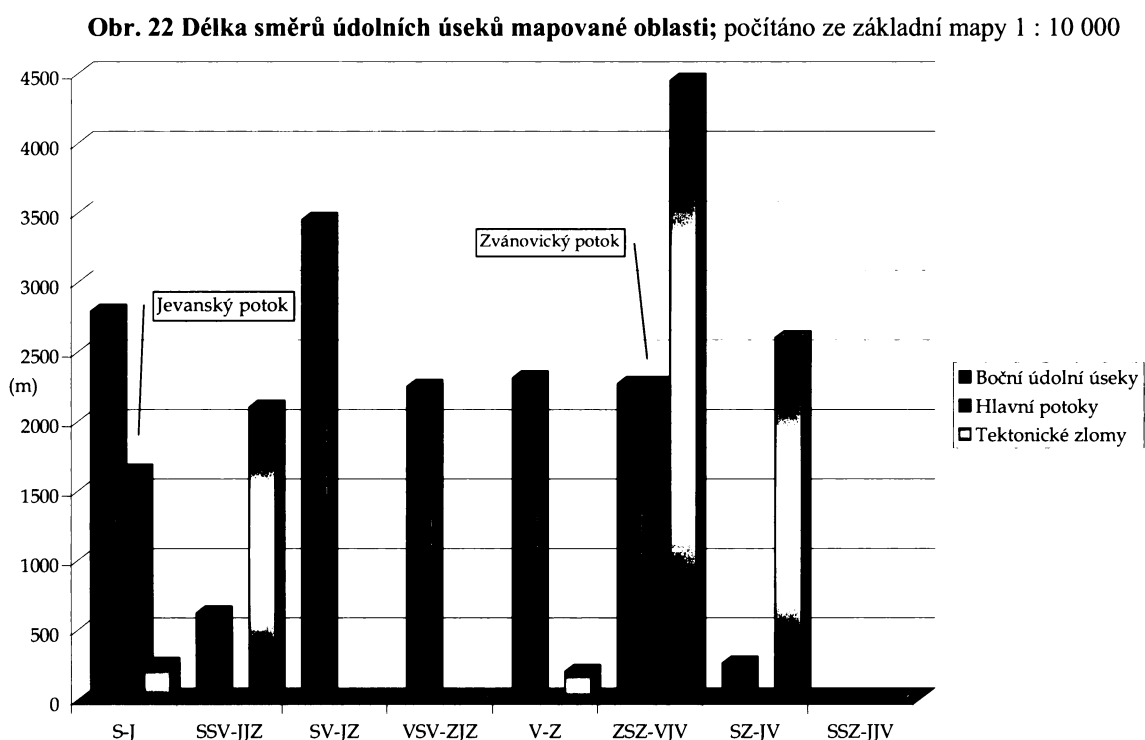


Obr. 21 Přehled příčných profilů studovaného území



3.5 ANALÝZA SMĚRŮ ÚDOLNÍCH ÚSEKŮ

Porovnání hlavních směrů údolního systému s průběhem zlomových linií umožnilo stanovit stupeň prostorové závislosti směrů údolí na průběhu disjunktivních deformací (Buzek 1979). K analýze bylo využito přibližně 18 km údolních úseků stálých vodních toků, údolí protékaných občasně a stržových systémů. Hlavní osou je údolní niva Jevanského potoka. Jeho větším přítokem je pouze pravostranný Zvánovický potok. Údolní úseky byly rozděleny do dvou kategorií. První zahrnuje všechny menší vodoteče, suchá údolí a strže. Druhá kategorie představuje údolí dvou jmenovaných hlavních potoků. Pro znázornění souvislosti údolního systému byly do grafu přidány směry tektonických linií.



Dominantními směry údolních úseků ve zkoumaném území jsou směry V - Z až SV - JZ s celkovým zastoupením 58%. Největší podíl zastupuje směr SV - JZ s 25%. Tyto orientace využívají především postranní vodoteče, suchá údolí a na ně navazující strže. Vzhledem ke generalizované S - J ose soustavy tektonických zlomů v území, je většina údolí k němu kolmá. V mnoha případech také údolí obloukovitě navazují na podélné tektonické poruchy směru ZSZ - VJV.

V případě hlavních potoků je orientace jejich údolí shodná s tektonickou stavbou. Zvánovický potok přímo kopíruje zlom ZSZ - VJV. Potok Jevanský není založen přímo na zlomu, ale jeho S - J orientace je rovnoběžná se systémem zlomů Blanické brázdy.

4. SOUBOR POVRCHOVÝCH TVARŮ

Podrobná geomorfologická mapa lokality Skalka byla vyhotovena v měřítku 1 : 10 000 (Příloha 5). Základním kritériem dělení jednotlivých tvarů a jejich ploch v terénu bylo genetické hledisko. První skupinou jsou tvary endogenního původu, primárně ovlivněné geologickou strukturou. Druhou skupinou jsou tvary exogenní, které jsou převážně polygenetické. Tvary antropogenní, podmíněné činností člověka, jsou rovněž sledovány, avšak bez hlubšího zkoumání.

Skupina exogenních tvarů je dále dělena podle převládajícího procesu vzniku na tvary erozně-denudační (destrukční) a tvary akumulární. Ve studované oblasti měly rozhodující úlohu při klimaticky podmíněné morfogenezi reliéfu procesy kryogenní a svahové. Od konce posledního glaciálu jsou tyto doprovázeny procesy fluviální eroze a akumulace.

Metodika zpracování mapy a zaznamenání jednotlivých tvarů byla převzata podle Buzka (1979). Sklony svahů byly určeny pomocí sklonového měřítko pro podrobnou topografickou mapu 1 : 10 000. Intervaly sklonových tříd byly rovněž stanoveny podle konvenčních norem (Buzek 1979).

4.1 STRUKTURNĚ PODMÍNĚNÉ TVARY

Na vzniku a vývoji strukturních tvarů se největším dílem uplatňuje geologická stavba. V charakteru povrchových tvarů se projevují litologickými vlastnostmi hornin (tj. strukturou, složením, puklinovým systémem a celkovou odolností vůči zvětrávání a odnosu) a tektonickým systémem (tj. délkou, směrem

a intenzitou endogenního procesu v oblasti), který je zastoupen zlomovou tektonikou. Tato skupina tvarů je tak litologicky podmíněna.

Odolnost hornin vůči zvětrávání a odnosu je podmíněna jejich tvrdostí, tj. podíl obsahu křemene, stejnorodostí, kompaktností, zrnitostním uspořádáním a méně pórovitostí, propustností pro vodu (Jaroš, Vachtl 1978). Souhrnná odolnost horniny je však proměnlivou vlastností v závislosti na klimatu (Buzek 1979). Ve studovaném území jsou nejodolnější horniny svrchního proterozoika a to světlé kvarcity a kvarcické fylity. V reliéfu vytvářejí liniové skalní výchozy vystupující z okolního deluvia. Málo odolné jsou všechny sedimentární formace permokarbonu, jenž zabírají většinu rozlohy území.

Studované území je hojně protkáno systémy zlomů, podél nichž byla formována současná podoba reliéfu. Rozmanitost geologického podloží související s tektonickými poruchami ve východní části území má také vliv na morfologii povrchu. Povrchové tvary, vytvořené v souvislosti se zlomovými strukturami, jsou zastoupeny strmými až sráznými svahy místy s obnaženým skalním podkladem. Podél hlavního průběhu systému zlomů, oddělující vyvřelé horniny Středočeského plutonu a sedimenty permokarbonu, je vytvořen souvislý strukturně-denudační svah, jenž je dále rozčleněn erozně-denudačními pochody v několik paralelních údolích. Ta jsou často založena podél podružných zlomů hlavního systému.



Foto 10 Kvarciový skalnatý hřbet na SV úbočí vrchu Karkoška

Strukturní hřbety a suky jsou vyvýšeniny protáhlého tvaru vystupující nad okolní níže položené území. Představují erozně-denudační relikty někdejšího staršího povrchu, které byly vytvořeny procesy denudace, pochody mechanického zvětrávání a

odnosu hornin v závislosti na klimatických podmínkách (Rubín, Balatka et al. 1986). Ve studované oblasti se strukturní hřbety větších rozměrů nevyskytují. Menší útvar, který by bylo možno označit za skalnatý strukturní hřbet, se nachází v lese SV od kóty Karkoška (**Foto 10**). Je vázán na zmíněný typ odolných hornin svrchního proterozoika, světlých kvarcitů a kvarcitických fylitů. Strukturním sukem je pravděpodobně kóta Skalka (516 m n. m.). Sukovitý vrcholek je založen oproti východně ležícím křemenným dioritům benešovského typu na migmatitizovaných fylitických břidlicích a fylitických drobách kralupsko-zbraslavské skupiny.

Čistě *strukturní vrchy* se v území nenacházejí. Vzhledem k pestré geologické stavbě na západě území lze identifikovat několik vrcholů, jenž mohou být alespoň částečně podmíněny litologicky. Na vrcholu Karkoška (477 m n. m.) se nacházejí v geologickém podloží odolné kvarcité a kvarcitické fylity. Dále k J je hraniční kóta 535 m n. m. v okolních svrchnoproterozoických horninách vymezena paleozoickými křemennými slepenci, pískovci a kvarcité a fylitickými břidlicemi (**Foto 11**). Vrcholky vystupující podél západní hranice území směrem k J jsou podmíněny již zmiňovanými odolnými partiemi kvarcitů. Nejvyšší z nich je kóta Chlum (481 m n. m.).

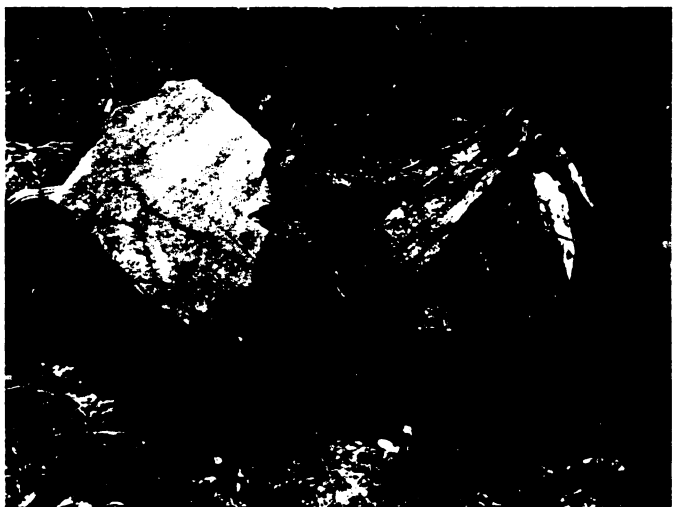


Foto 11 Bloky mrazem zvětralých hornin ve vrcholové partii kóty 535 m n. m.

Strukturní plošiny představují plochý reliéf, který je vázán na výskyt odolnějších partií hornin nebo na horizontální povrchy souhlasné s uložení vrstev (Rubín, Balatka et al. 1986). Jedna sedlová strukturní plošina, jenž by mohla být spíše než litologicky podmíněna zlomově, se nachází na Z pod vrcholem Skalka.

Strukturně podmíněné je nakonec antecedentní údolí Zvánovického potoka při jeho vstupu do území. Zde se podílí tektonika i litologie hornin.

4. 2 EXOGENNÍ TVARY

4. 2. 1 EROZNĚ-DENUDAČNÍ TVARY RELIÉFU

V mapovaném území bylo popsáno několik skupin geomorfologických forem reliéfu. Polygenetické tvary zahrnují erozně-denudační plošiny a sedlové polohy a svahy různé sklonitosti. Na velmi příkrých svazích a ve stržových údolích je skalní podklad místy odkryt v podobě skalních výchozů. Fluviální tvary jsou v mapovaném území erozními zářezy koryt vodních toků, hlubokými erozními rýhami, stržemi a údolními nivami. Mezi fluviální tvary se zařazují i počáteční uzávěry údolního systému rázu úpadů. Gravitační destrukční tvary zastoupené reliktními sesuvy nebyly nalezeny. Kryogenní procesy zanechaly v území mrazové sruby a kamenná moře.

Polygenetické tvary

- ▲ *Erozně denudační svahy, případně plošiny o sklonu do 2°*

Erozně-denudační plošiny vznikají zarovnáním horninového podkladu, snižováním nebo úpadem svahů. Jsou považovány za relikty polygenetického zarovnaného povrchu z období předkvartérního a kvartérního vývoje (Demek et al. 1987). Morfograficky představují zarovnané povrchy, plošiny vytvořené zarovnáním různých hornin v závislosti na poloze erozních bází v průběhu kenozoika. Jsou pokryty různě mocným zvětralinovým pláštěm a skalní podloží vychází k povrchu pouze výjimečně.

Erozně-denudační plošiny představují mírně zvlněné povrchy skládající se jak z plošných částí, tak z mírně ukloněných svahů. Ve studovaném území se

plošiny do sklonu 2° velmi zřídka. Plošiny byly rozděleny do skupin plošin vrcholových, sedlových a svahových.



Foto 12 Fluviálním transportem opracované valouny, nalezené na vrcholových plošinách na východě studovaného území

Plošiny menších rozměrů se vyskytují ve *vrcholových* partiích téměř na všech kótách podél hranice vymezené oblasti. Plošně nejrozsáhlejší je poloha od vrcholu Skalka ke kótě 535 m n. m., mezi nimiž je tektonicky predisponovaná plošina sedlová. Další rozsáhlejší plošinné až mírně ukloněné svahy leží na J od vrcholu Chlum (480 m n. m.) Zde je nadmořská výška nejplošších částí 400 m n. m.

Na S území v části Šebelice je plošina také s nadmořskou výškou kolem 380 - 400 m n. m. Na JV se potom nachází plošina U Klíčů 380 m n. m. Ostatní ploché vrcholové partie při východní hranici území mají nadmořské výšky kolem 380 - 410 m n. m. Tyto plošiny jsou relikty akumulací předneogénních toků (ústní sdělení B. Balatka). Rezidua fluviálních štěrků staršího pleistocénu zaznamenané v geologické mapě (Kodym et al. 1989) a valouny, ohlazené pravděpodobně fluviální činností, byly nalezeny při terénním mapování přímo na povrchu v lesním opadu (**Foto 12**). Vzhledem ke shodě nadmořských výšek těchto tří rozsáhlejších plošinných partií lze usuzovat na stejně období vzniku, případně shodnou zarovnanou úroveň.

Sedlové plošiny se ve studovaném území nacházejí mezi jednotlivými vrcholy podél celé hranice území. Plošně nejsou nikterak významné a jejich vznik pravděpodobně souvisí, jak již bylo zmíněno v kapitole o

Foto 13 Akumulační plošiny pod strukturně-denudačním svahem; na horizontu vrch Skalka (516 m n. m.)



strukturních tvarech, s působením tektonických pochodů podél zlomů.

V území plošně nejrozsáhlejší jsou plošinné polohy *svahové* (**Foto 13**). Rozkládají se na východ od tektonického rozhraní dvou hlavních geologických jednotek, na terasovém stupni nad údolní nivou Jevanského potoka. Tvoří hlavní akumulární oblast úpatí strukturně-denudačního svahu. Nadmořská výška se pohybuje přibližně mezi 320 - 350 m n. m.

▲ *Erozně-denudační svahy a erozní údolí se sklonem nad 5°*

Erozně-denudační svahy tvoří pozvolný přechod z vrcholových či sedlových plošin a rozvodních hřbetů směrem do údolí (Demek et al. 1987). Představují polygenetické formy mírnějšího sklonu (cca do 15-25°), na jejichž vzniku se vedle erozně-denudačních procesů spojených s postupným odnosem zvětralinového



Foto 14 Erozně-denudační svah s agrárními stupněm; využíváný pro pastvu domácích zvířat

pláště významně uplatnily rovněž procesy splachu a soliflukce. Ve zkoumaném území plošně převažují svahy o střední sklonitosti 5-15° (značně ukloněné) (**Foto 14**). Mírné svahy o sklonu do 5° jsou vzhledem k podmínkám lokality částečně pokládány za akumulární oblasti. Jsou plošně druhou nejrozsáhlejší

skupinou. Příkře ukloněné svahy v rozmezí 15-25° a velmi příkře ukloněné svahy o sklonech 25-35° jsou vyvinuty místy podél tektonického rozhraní, ve vstupní části údolí Zvánovického potoka do studovaného území a podél strží na obou protilehlých svahových partiích území.

Erozní (údolní) svahy jsou destrukční tvary vytvořené především fluvialní erozí. V jejich genezi hrají hlavní úlohu procesy fluvialní, přestože to jsou formy polygenetické. Vznikají jako důsledek intenzivní hloubkové eroze vodního toku a

zároveň boční eroze, která údolní svahy podsekává a uvádí je do nestabilního stavu (Demek, et al. 1987). Značný sklon těchto svahů je spojen s intenzívnějšími gravitačními procesy. Mělce uložený skalní podklad je rozrušován mrazovým zvětráváním a



Foto 15 Strmě erozní svahy se skalními výchozy v údolí Zvánovického potoka

svahy pokrývá hranáčová suť, kamenná moře a rozptýlené

balvany (Foto 15). Velmi příkře ukloněné svahy o sklonu nad 35° jsou v území vyvinuty jen lokálně uvnitř strží, v údolí Zvánovického potoka a nad vodní nádrží Propast.

▲ *Skalnaté hřbety*

Představují elevace vznikající postupnou říční a svahovou erozí z obou stran hřbetu (Rubín, Balatka et al. 1986). V mapovaném území byl nalezen skalnatý hřbet na SV svahu vrchu Karkoška (477 m n. m.) vázaný na odolné partie kvarcitů (viz. kap. Strukturní tvary, Foto 10). Na jeho vzniku se podílela velkou měrou selektivní eroze.

▲ *Skalní výchozy*

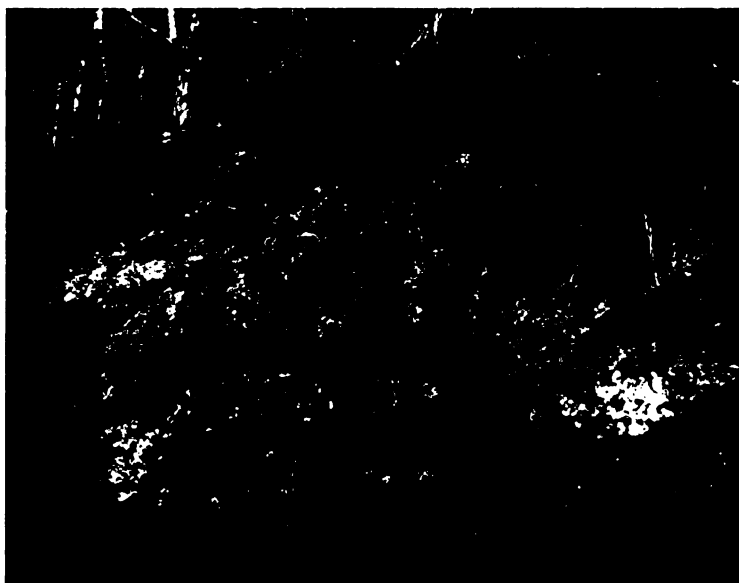
Skalní výchozy jsou více či méně morfologicky významné formy na velmi příkrých až strmých svazích, kde je skalní podloží v kontaktu s povrchem. Jsou častým povrchovým tvarem hluboce zaříznutých údolí a vyskytují se především v prostoru údolních svahů (Demek et al. 1987). Ve zkoumaném území bylo nalezeno jen několik málo těchto tvarů a většinou se vyskytují pod erozními

zářezy ve svazích. Jen některé skalní výchozy, nacházející se převážně kolem vrchu Karkoška (439 m n. m.), jsou podmíněny kryogenními procesy.

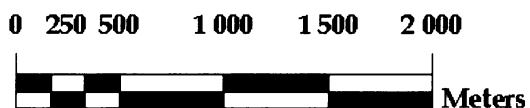
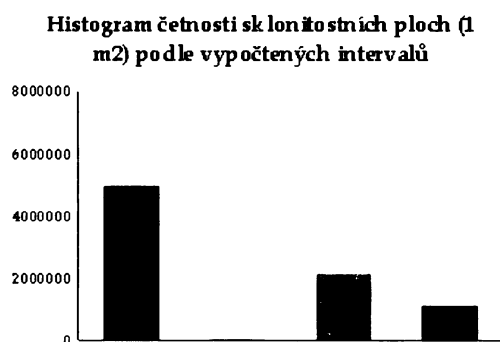
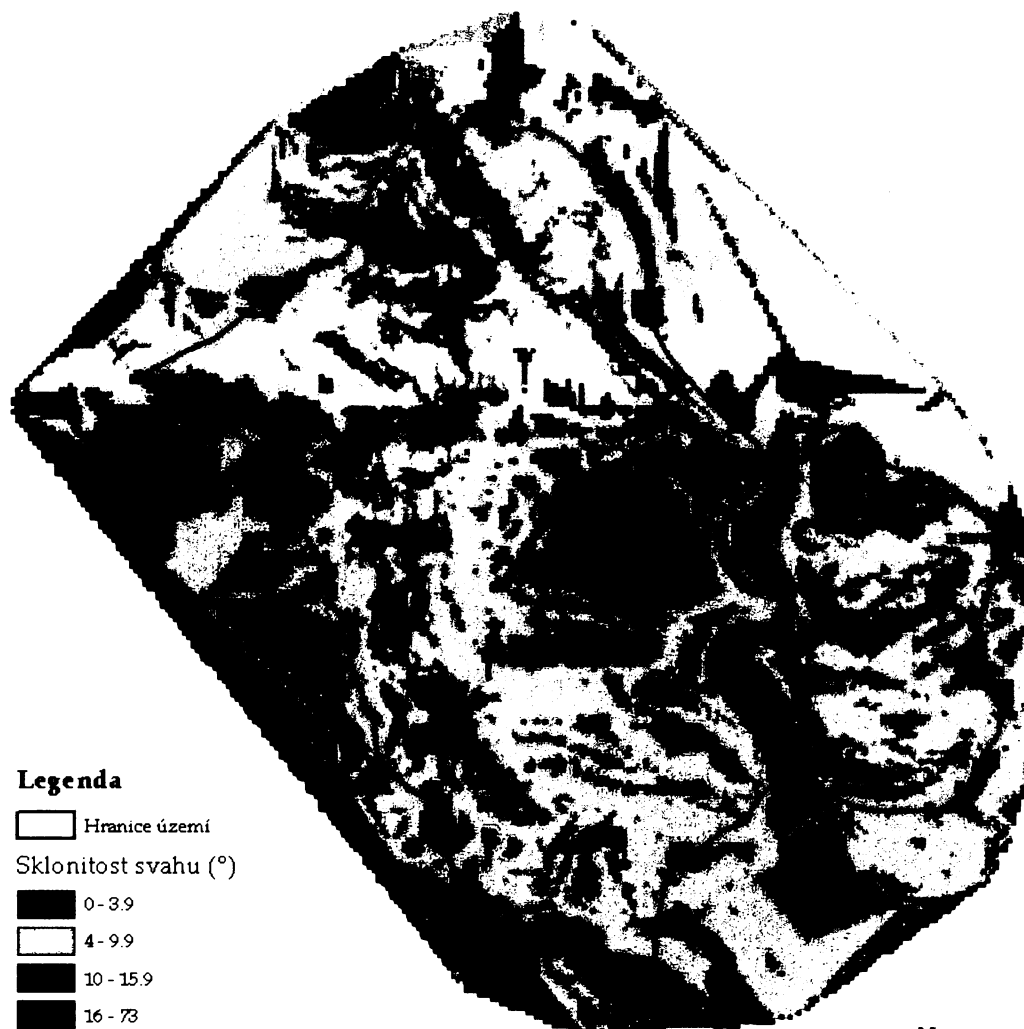
V oblasti vyvřelin Středočeského plutonu se skalní výchozy nacházejí na kótě 439 m n. m. nad osadou Havírna, pod vrchem Karkoška na jeho SV příkrém svahu, dále na vrchu Skalka a v tektonicky podmíněné prohlubni v obci Hradové Střimelice.

V permokarbonských sedimentech byly skalní výchozy nalezeny nejvíce kolem vodní nádrže Propast (**Foto 16**), dále u silnice u vodní nádrže Hruškov a ve strži pod kótou U Klíčů (380 m n. m.).

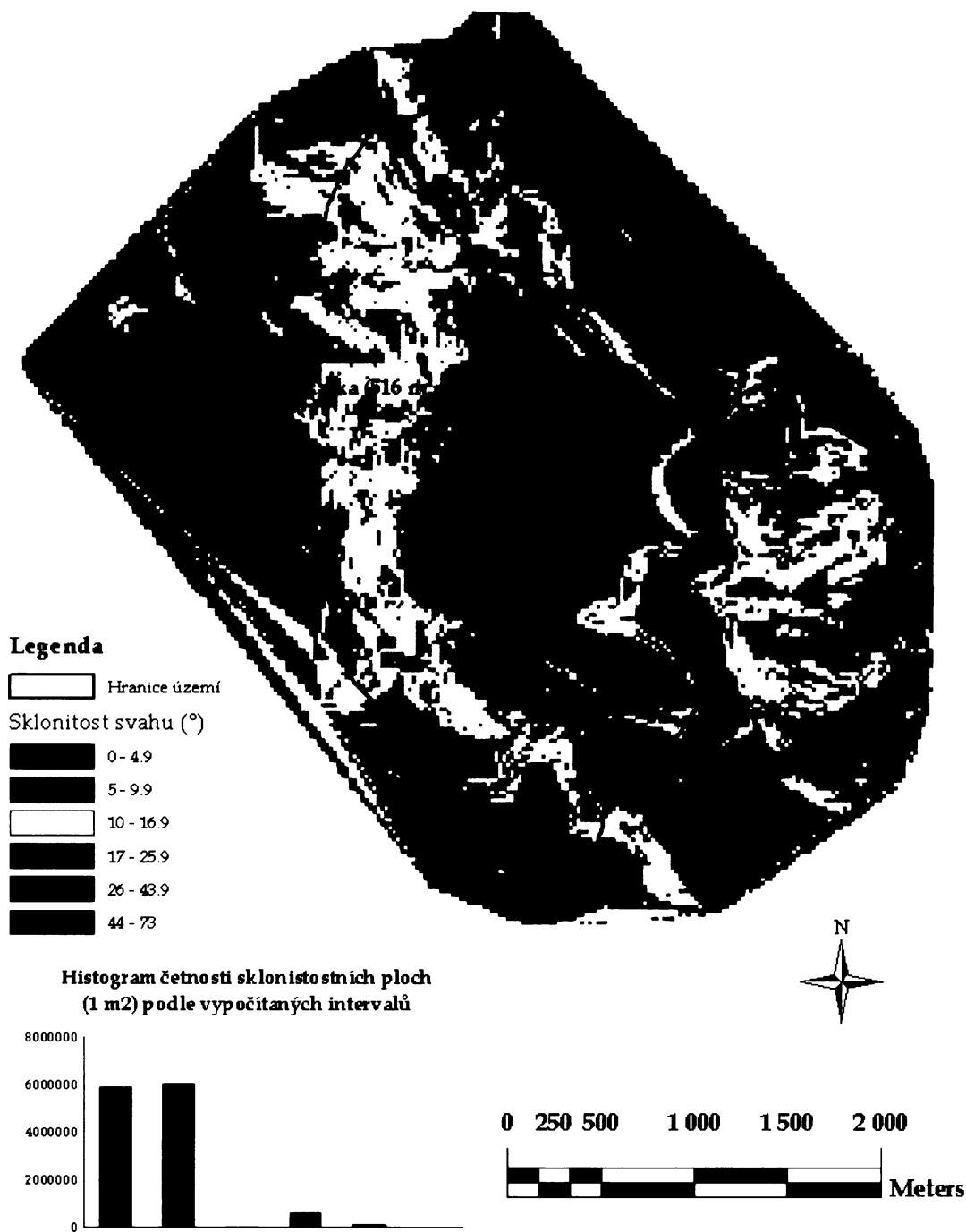
Foto 16 Odkryvy permokarbonských sedimentů kolem vodní plochy Propast; svrchní červená jalovina



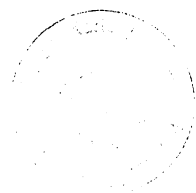
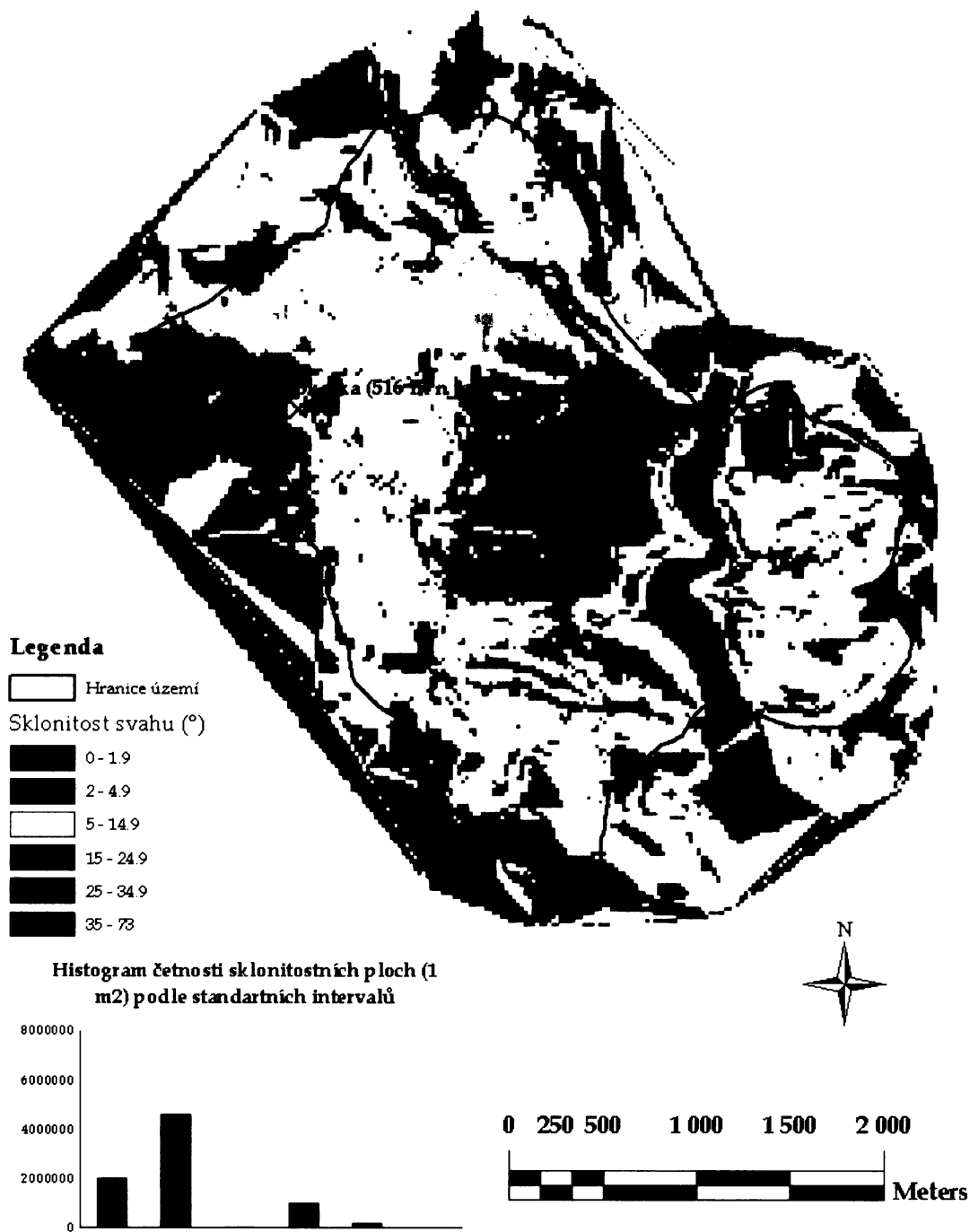
Obr. 23 Mapa sklonitosti svahů vypočítaná metodou "Standard deviation" (Program ArcGIS 9.0)



Obr. 24 Mapa sklonitosti svahů vypočítaná metodou "Natural breaks" (Program ArcGIS 9.0)



Obr. 25 Mapa sklonitosti svahů podle
standartních intervalů (Demek et al. 1972)



Fluviální tvary

Na vzniku a vývoji fluviálních tvarů se hlavní měrou podílela fluviální eroze. Fluviální procesy zahrnují především hloubkovou a boční erozi. Erozní činnost vodních toků narušuje rovnováhu svahů a umožňuje tak další vývoj povrchových tvarů (Demek et al. 1987). Fluviálně predisponované strmé svahy se nacházejí podél Zvánovického potoka a po obou stranách údolní nivy potoka Jevanského. Erozní zářezy a strže jsou hojné podél strukturně-denudačního svahu tektonického rozhraní a také v permokarbonu na východě území.

▲ Úpady

Úpady jsou ploché a mělké protáhlé bezvodné deprese vznikající fluviální půdní erozí a kryogenními pochody většinou na vegetačně odkrytém reliéfu. Vznik úpadů se přičítá soliflukčním procesům z dob pleistocénu (Demek et al. 1987). Úpady také tvoří sběrné mísy, počáteční uzávěry erozních rýh a strží. Lze je rozdělit na svahové úpady a úpady tvořící závěry údolí.

Ve zkoumaném území se nachází několik úpadů a to především v západní polovině, kde se úpady tvořily pod strukturně-denudačním svahem po směru jeho sklonu směrem k údolní nivě Jevanského potoka. Ve východní části na

permokarbonu se úpady neprojevují, vzhledem k větší sklonitosti svahů a převaze rychle založených strží. Plošně největší je úpad pod vrcholem Skalka a jeho délka je přibližně 450 m a šířka 400 m (Foto 17).



Foto 17 Rozsáhlý kruhový úpad pod vrchem Skalka (516 m n. m.)

▲ *Erozní údolí potoků, včetně mladých erozních zářezů (koryt)*

Jediným výraznějším erozním údolím v mapované oblasti je bezejmenný pravostranný přítok Zvánovického potoka tekoucí po JV úbočí vrchu Karkoška. V horní části začíná jako suchý erozní zářez a stále protékající je až od spodnějších partií. Na dolním toku je již erozní údolí vyvinuto a to místy do hloubky 2 - 3m.

Mladé erozní zářezy (údolí), nacházející se podél celého průběhu tektonického rozhraní na akumulacích mírně ukloněných plošinách strukturního svahu, jsou protékající buď stálými nebo občasnými toky (**Foto 18**). Erozní zářezy menšího rozsahu do 1 m lze sledovat u všech vodních toků studované oblasti. Erozní zářez je vyvinut na všech potocích, které navazují na hluboké strže strukturně-denudačního svahu, přímo od horních partií jejich koryt.

Foto 18 Erozní zářez periodického vodního toku pod zemědělskými plochami v západní polovině studovaného území



▲ *Erozní rýhy*

Erozní rýha navazuje na erozní zářez a je jeho vyvinutější, hlubší formou. Je vytvořena v důsledku výmolné činnosti povrchového odtoku, trvalých či občasných vodních toků. Je mladým destruktivním tvarem typickým pro všechny typy svahů a často tvoří osu úpadů. Erozní rýhy jsou ve

Foto 19 Erozní rýha potoka „Hradové Strmelice“



studovaném území zahloubeny v sypkých zvětralinách, kde skalní podklad odkrývají jen výjimečně, a jejich hloubka nepřesahuje více než 2 m (Demek et al. 1987). Erozní rýhy jsou pokračováním erozní činnosti malých vodních toků. Také koryto Zvánovického potoka vytváří na většině svého průběhu studovaným územím erozní rýhu o hloubce do 2 m.



Foto 20 Strž u osady Havírna

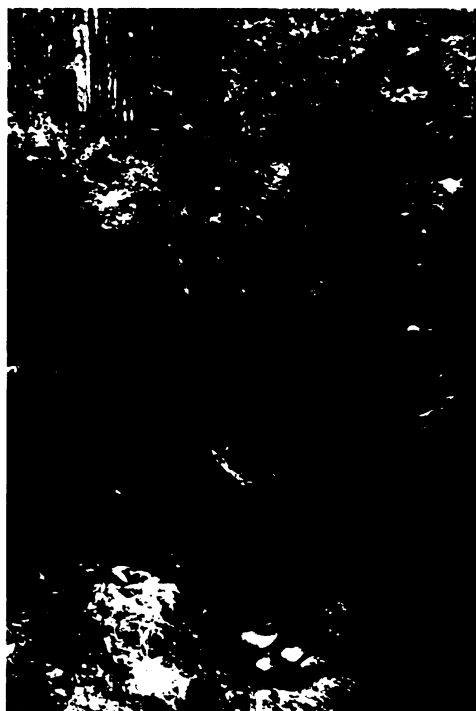
▲ Strže (ovragy)

Strže jsou dalším vývojovým stádiem erozní rýhy, které se vytvářejí intenzivní hloubkovou erozí při vodních přívalech. Představují erozní zářezy, vznikající většinou v sypkých zvětralinách nebo málo zpevněných horninách o rozměrech nad 1 m (Foto 20).

Ve spodní části se často při vyústění nacházejí výplavové kužely tvořené z nezpevněného deluvia.

Vzhledem k tektonické predispozici zkoumaného území jsou zde strže častou formou v reliéfu. Vyskytují se podél strukturně-denudačního svahu nad tektonickým rozhraním i na protějším erozně-denudačních svazích permokarbonu. Strže menších rozměrů se nacházejí i podél terasového stupně nad údolní nivou Jevanského potoka, nad místními mokřady a vodními nádržemi. Největší stržový systém je v permokarbonu u kóty U Klíčů (380 m n. m.) (Foto 21). Jeho délka je přibližně 850 m a hloubka do 5 m. Na jeho svazích se místy nacházejí skalní výchozy a systém je při svém vyústění zakončen deluviálním vějířem. Strže při tektonickém rozhraní jsou kratší, ale mají větší hloubku, místy i

Foto 21 Stržový systém pod kótou U Klíčů (380 m n. m.)



přes 5 m. V hlubokých stržích je vzhledem k rozdílným mikroklimatickým podmínkám vyšší vlhkost, což se projevuje rozdílným typem vegetačního porostu uvnitř strže, na rozdíl od okolního lesa.

▲ *Stupně v řečišti, skalní prahy*

Stupně v řečišti zahrnují tělesa skalního podkladu, která probíhají napříč dnem koryta vodního toku a zabraňují jeho prohlubování. Jsou jedním z důkazů současné intenzity eroze. V případě náhlého místního zvýšení spádu vznikají i skalní stupně (Demek et al. 1987).

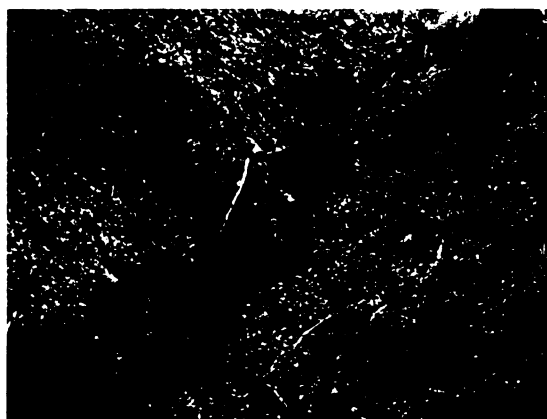


Foto 22 Stupně v řečišti malých rozměrů na potoku „Karkoška“

Výraznější říční stupeň se nachází na Jevanském potoku před jeho vstupem do

širokého meandrující údolí, porostlého mokřadní vegetací. Tento říční stupeň není

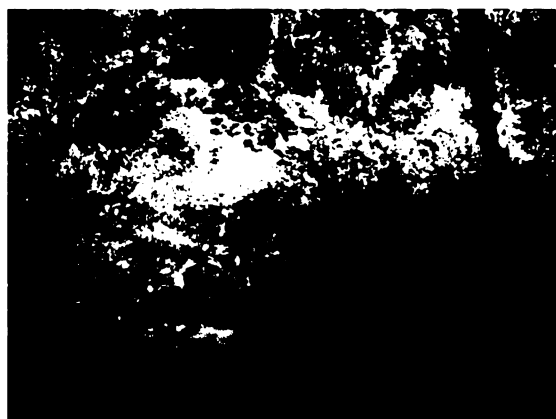


Foto 23 Přírozeně vzniklý stupeň Jevanského potoka

predisponován litologicky, ani tektonicky a je pravděpodobně výsledkem přirozených procesů fluviální eroze (**Foto 23**). Ostatní vodoteče stupně v řečištích postrádají vzhledem ke stejnorodosti geologického základu protékané linie. Pouze u potoka „Karkoška“ (**Foto 22**) a ve Zvánovickém potoku se nacházejí říční stupně menších rozměrů, které jsou vytvářeny většími balvany, jenž pocházejí ze zvětrávání okolních skalních výchozů a příkrých svahů.

predisponován litologicky, ani tektonicky a je pravděpodobně výsledkem přirozených procesů fluviální eroze (**Foto 23**). Ostatní vodoteče stupně v řečištích postrádají vzhledem ke stejnorodosti geologického základu protékané linie. Pouze u potoka „Karkoška“ (**Foto 22**) a ve Zvánovickém potoku se nacházejí říční stupně menších rozměrů, které jsou

▲ *Meandr*

Meandr je zákrut vodního toku, způsobený boční erozí, vymíláním břehů

na jedné straně a usazováním na straně druhé (Rubín, Balatka et al. 1986). Ve studovaném území se nacházejí v iniciálním stádiu vzniku meandry volné, které vytvářejí v náplavových rovinách středních a dolních toků tam, kde se zpomaluje rychlost proudění v korytě a dochází k usazování unášeného materiálu. Ve studované oblasti lze zákruty nalézt na spodní části toku Zvánovického potoka, po jeho vstupu do permokarbonských sedimentů a rozevření jeho údolní nivy. Meandry v iniciálním stádiu vzniku se nacházejí na Jevanském potoku v jeho široké údolní nivě kolem místních mokřadů.

Kryogenní tvary

▲ *Mrazové sruby, izolované skály typu „tor“*

Mrazový srub je skalní stupeň ve svahu, vzniklý mrazovým zvětráním a odnosem (Rubín, Balatka et al. 1986). Vznik mrazových srubů souvisí s vývojem kryoplanační terasy, která je součástí mrazového srubu. Představuje mírně ukloněnou úpatní plošinu, do sklonu 12°, často pokrytou hranáčovou sutí. Největší intenzita kryogenních procesů byla v obdobích pleistocénních glaciálů (Rubín, Balatka et al. 1986). Mrazové zvětrávání využívá puklinového systému skalního podkladu, který vytváří možné cesty odtoku srážkových a průlinových vod. Led tlakem působí na stěny puklin a pukliny rozšiřuje. Dochází k postupnému rozvolňování skalního výchozu, k mrazovému tříštění a vzniku příkrých skalních stěn s úpatní hranáčovou sutí. Sutě jsou po mírně ukloněné kryoplanační plošině přemísťovány zejména soliflukcí.

Mrazové sruby se ve zkoumaném území nacházejí na svazích vrchu Karkoška (477 m n. m.), kde jsou vázány strukturně na odolné světlé kvarcity a kvarciticke fylity v podloží. Kolem pruhu vystoupivších hornin se nacházejí vzhledem k velmi příkrému sklonu svahu po jeho směru *kryoplanační terasy a stupně* malých rozměrů. Skalní výchozy postižené intenzivněji mrazovým zvětráváním se nacházejí dále na náhorní plošině vrchu Skalka a jeho svazích, a v tektonicky predisponované propadlině v Hradových Střimelicích. Na kótě 539 m

n. m. západně od Skalky byly nalezeny ostrohranné balvany modelované kryogenními pochody (viz. **Foto 10**). Více či méně postižené skalní výchozy kryogenními pochody se nacházejí podél údolí Zvánovického potoka a i některé výchozy v permokarbonu ve východní části území nesou charakter kryogenní modelace.

Některé mrazové sruby získávají dalším vývojem podobu izolovaných skal typu „tor“. Jsou plošně méně rozsáhlé a výška většinou převažuje nad jeho rozlohou. Jsou považovány za relikty úrovně sečného povrchu (Rubín, Balatka et al. 1986). Jejich vznik je vzhledem k jejich vývoji v krystalických horninách vysvětlován jednofázovým procesem zvětrávání a odnosu, zejména pak

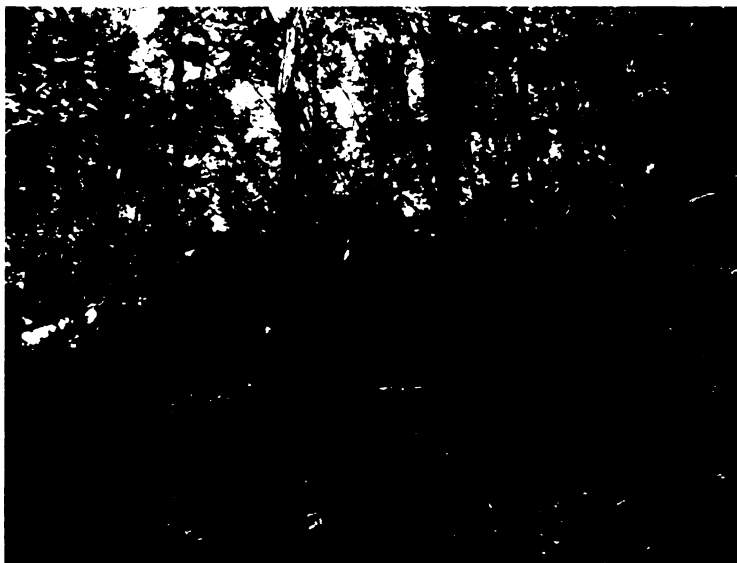


Foto 24 Mrazový srub se skalními útvary typu „tor“ na SV úbočí vrchu Karkoška (477 m n. m.)

v chladných obdobích pleistocénu. Skalním úvarem, který je v mapovaném území nejbližší definici toru je část soustavy mrazem formovaných skalních výchozů na SV úbočí vrchu Karkoška (**Foto 24**). Místy se izolované skalní hroty nacházejí i na skalních výchozech podél údolí Zvánovického potoka.

4. 2. 2 AKUMULAČNÍ TVARY

Z akumulčních tvarů byly v území zjištěny tvary fluviálního, gravitačního a kryogenního původu vzniku. U fluviálních tvarů to jsou akumulace údolních niv a starších teras. U gravitačních a kryogenních tvarů to jsou akumulace vzniklé intenzívním mrazovým rozpadem během glaciálů.

Fluviální tvary

▲ Údolní niva (*aluvium, holocén*)

Údolní niva představuje akumulární plošinu podél vodního toku, která je tvořena nekonsolidovanými sedimenty transportovanými a usazenými daným vodním tokem. Jedná se o holocenní náplavy, vyplňující dna údolí (Demek *et al.*



Foto 25 Údolní niva a terasový stupeň Jevanského potoka

1987). Aluviální polohy jsou tvořeny především jemným písčito-hlinitým nezpevněným materiálem s příměsí písků a štěrků. Údolní nivu ve studovaném území vytvářejí potoky Zvánovický a Jevanský a potok pojmenovaný „Hradové Střimelice“.

V prvním a posledním případě se jedná pouze o dolní části toku, kde se šířka nivy pohybuje do 50 m. Jevanský potok naopak vytváří širokou nivu, která tvoří osu údolního bazénu studovaného území, a její šířka je místy i více než 200 m.

▲ Říční terasy, *fluviální sedimenty říčních teras (pleistocén)*

Akumulace terasových stupňů představují bývalá údolní dna, která byla vodním tokem proříznuta v následující fázi prohlubování údolí (Balatka, Sládek 1962). Mají tvar terénního stupně, tvořeného rovným povrchem terasy a srázným svahem, který tuto plošinu omezuje vzhledem k ose údolí. Terasový stupeň nad Zvánovickým potokem byl nalezen přibližně 10 m nad současným dnem. Šířka akumulární terasy je do 50 m. Nad údolní nivou potoka Jevanského je tento terasový stupeň velmi zřetelný. Nachází se ve výšce do 20 metrů nad současným

údolím. Je zachován zejména na západní straně směrem od akumulčních plošin tektonického rozhraní.

▲ *Mladotřetihorní úroveň, fluviální sedimenty (neogén)*



Foto 26 Mladotřetihorní úroveň „U klíčů“ (380 m n. m.)

Představují relikty fluviálních sedimentů, případně bývalých údolních den neogenních toků (miocenních až pliocenních) (Balatka, Sládek 1962). Rezidua fluviální štěrku byla nalezena ve výšce 380 m n. m. u osady U Klíčů a odsud dále na sever v úrovních 400, 410 a 420 m n. m. Plošinné partie nad

obcí Hradové Strimelice ve výšce kolem 400 m n. m. a úrovně kolem vrchu „Šebelice“ ve výšce 390 m n. m. jsou s předchozími jmenovanými pokládány za relikty zarovnaného povrchu neogenních toků (ústní sdělení B. Balatka).

▲ *Výplavový (dejekční) kužely*

Výplavové kužely jsou při vyústění některých destrukčních tvarů, jakými jsou boční údolí, strže apod. (Demek et al. 1987). V mapovaném území tvoří ploché vějíře při vyústění postranních údolí do údolí hlavního toku o menším sklonu. Podél levého břehu Jevanského potoka se nacházejí výplavové kužely jako vyústění hlubokých strží z východu. Kužely jsou malých rozměrů o šířce 10 – 20 m.

Foto 27 Výplavový kužel strže „U klíčů“, hrazený kamenným valem



Gravitační tvary

▲ *Suť*



Foto 28 Hranáčová suť nad údolím potoka „Karkoška“

Suť představuje hranaté úlomky hornin od velikosti ořechu až po metrové bloky, vzniklé zvětráváním a rozpadem masívů na strmých svazích a přemístěné do nižších poloh gravitačními pochody (Rubín, Balatka et al. 1986). Plošně zaujmají sutě několik desítek metrů čtverečních s tvarem plochy rozšiřujícím se dolů po svahu. V porovnání s kamennými moři jsou tyto akumulace méně stabilní. Suťové akumulace byly zjištěny podél strmého údolí potoka „Karkoška“ (Foto 28).

Kryogenní tvary

▲ *Kamenná moře*

Kamenná moře jsou balvanové plošné akumulace vznikající kryogenním nebo termogenním rozpadem rozsáhlých skalních výchozů. Intenzivní fáze jejich vzniku byla v našich podmínkách v období periglaciálního



klimatu pleistocénu (Rubín, Foto 29 Kamenná moře pod vrchem Karkoška (477 m n. m.) Balatka et al. 1986). Vývoj probíhá sezónně i v současných podmínkách, ale mnohem pomaleji. V mapovaném území se kamenná moře nejvíce nacházejí na SV úbočí vrchu Karkoška (477 m n. m.) (Foto 29). Jsou zde asi tři rozsáhlejší kamenná

moře o přibližných rozměrech 50x100 m. Akumulace po svahu rozptýlených velkých bloků jsou také četné na svazích vrchu Skalka (516 m n. m.). Mají charakter spíše balvanových proudů s jednotlivými bloky horniny o rozměrech několika metrů. Na některých balvanech je patrné voštinové zvětvávání (**viz. Foto 36**). Kryogenním rozpadem vzniklé bloky hornin byly nalezeny i na kótě 539 m n. m. (**viz. Foto 11**).

4. 2. 3 ANTROPOGENNÍ TVARY

Foto 30 Agrární terasový stupeň



doprovodnou vegetací. Podél svahu tektonického rozhraní jsou potřebnou meliorací reliéfu pro činnost člověka. Nacházejí se především kolem obcí Kostelní Střimelice a Hradové Střimelice.

Dalším antropogenním tvarem jsou hrazené valy, které se nacházejí při vyústění dejekčních kuželů strží (**Foto 31**). Slouží jako ochrana chatových osad v údolí před proudy deluviálního materiálu za přívalových dešťů. Opuštěné štoly na těžbu rud a minerálů podél tektonického zlomu nejsou dnes využívány a v reliéfu se výrazněji neprojeví.



Foto 31 Kamenný val výplavového kužele strže „U Klíčů“

Umělým přehrazením koryta Jevanského potoka vznikly i obě vodní plochy studovaného území, Propast a Hruškov.



Foto 32 Uměle vybudovaná hráz vodní plochy Hruškov

5. GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ TEKTONICKÉHO ROZHRAŇÍ SEVERNÍ ČÁSTI BLANICKÉ BRÁZDY A STŘEDOČESKÉHO PLUTONU

5.1 PALEOGEOGRAFICKÁ HISTORIE STUDOVANÉ OBLASTI

Říčanské granity a sázavské granitoidy a jejich plášť kontaktně metamorfovaných proterozoických a paleozoických hornin tvoří hlavní snosovou oblast studovaného území. Vznikly jako intruze podél diskontinuity středočeského švu během hercynské orogeneze (Chlupáč et al. 2002).

Blanická brázda, která tvoří hlavní rozhraní dvou geologických celků studovaného území, je rovněž reliktem hercynské orogenní fáze. V Českém masivu tvoří výraznou lineární depresi bez projevů vulkanismu s orientací SSV – JJZ (Mísař et al. 1983). Její výplní je materiál erodovaných prvohorních pohoří, jenž sedimentoval od svrchního karbonu až permu.

Během druhohor bylo širší okolí studované oblasti vynořeno nad okolní triasové moře. V humidním tropickém podnebí spodní křídly nabyt reliéf postupně podoby peneplénu se silným pláštěm zvětralin. Posthercynský peneplén s kaolinickými a lateritickými regolity je dnes umístěn pod svrchně křídovými sedimenty České křídové tabule (Kovanda et al. 2001).

V prvním období neoidní tektogeneze byly oživeny starší struktury tektonických zón a podél systému zlomů Blanické brázdy docházelo k vertikálním pohybům o velikosti několika stovek metrů (Malkovský 1979). Erozi a denudací zmlazené a nepravidelně diferencované morfostrukturní klenby vznikl ve středních Čechách peneplén, jehož vývoj vyvrcholil v oligocénu. Morfotektonický vývoj georeliéfu širšího okolí studovaného území byl později ovlivněn ještě dvěma neotektonickými fázemi a to ve svrchním miocénu a od svrchního pliocénu do starého pleistocénu.

Současné povrchové tvary georeliéfu studovaného území se vyvíjely v neogénu a kvartéru během posledních 20 – 25 miliónů let (Kovanda et al. 2001). Dnešní detailní modelace reliéfu je výsledkem kvartérního vývoje. Důsledkem dlouhodobé a intenzivní eroze, denudace a odnosu stále vznikajícího

zvětralinového pokryvu došlo v širším okolí studovaného území ke značnému úbytku mocnosti zemské kůry a k exhumaci ve starším paleozoiku podstatně hlouběji umístěných krystalinických hornin.

5. 2 GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ LOKALITY SKALKA V ONDŘEJOVSKÉ

VRCHOVINĚ



Foto 33 Vrcholová partie lokality Skalka (516 m n. m.) tvořená fylitickými břidlicemi a fylitickými drobami

Relikty zarovnaných úrovní různého stáří jsou ve zkoumaném území zachovány na plochých nebo mírně ukloněných svazích nejvíce ve vrcholových partiích obou stran údolního bazénu a částečně v západní polovině na úpatí tektonického svahu. Tato konfigurace

denudačních plošin a svahů je jedním z projevů neotektonických pohybů podél systému zlomů Blanické brázdy v mladším kenozoiku. Vertikální pohyby podél tektonického rozhraní se projeví zvýšenou erozí vodních toků a denudací hlavně během neogénu a kvartéru.

Nejstarší zarovnané povrchy typu etchplain předkřídového stáří exhumované ve starším



Foto 34 Zarovnaný povrch předkřídového stáří exhumovaný ve starším paleogénu pod vrcholem Skalka (516 m n. m.)

mapovaného území v sedle (500 - 510 m n. m.) pod kótou Skalka (516 m n. m.) **(Foto 34)**, odtud na Z ke kótě 539 m n. m. a k SV ke kótě Karkoška (477 m n. m.). Relikty této úrovně se místy vyskytují také v pásu směrem na J od Skalky ke kótě Chlum (480 m n. m.).

Zarovnané úrovně paleogénu o nadmořských výškách 420 - 470 m n. m. nebyly ve zkoumaném území zachovány. V těchto nadmořských výškách se v území nacházejí příkré erozně-denudační svahy, na západě podmíněné tektonicky, na východě podmíněné erozně-denudačními procesy řízenými lokální erozní bází Jevanského potoka.

Od konce pliocénu tekla Sázava již směrem V - Z (Balatka, Štěpančíková 2006). Vyklenutí na rozvodí mezi Sázavou a Labem podmiňuje u pravostranných přítoků Sázavy velký spád. Pliocenní a staropleistocenní erozně denudační plošiny a mírné svahy členěné erozí potoků v rozmezí 370 - 420 m n. m. jsou v území potvrzeny. Fyzicky dochované relikty fluviálních akumulací ležící přímo na povrchu se nacházejí podél východní hranice zkoumaného území v nadmořských výškách přibližně 380, 405, 415 m n. m. Na západě nad tektonických svahem leží tyto zarovnané povrchy ve výšce kolem 400 m n. m. nad obcí Hradové Strimelice a 380 - 390 m n. m. nad osadou Havírna nad údolní nivou Zvánovického potoka.

Pásmo mírných erozně-denudačních svahů a plošin o nadmořských výškách 350 - 370 m n. m. starého až středního pleistocénu zaujímá ve zkoumaném území, co do rozlohy, největší plochy. Tato úroveň se táhne v souvislém pásu ve směru S - J na východě od tektonického rozhraní a její spodní hranice se pohybuje v intervalu 330 - 340 m n. m. Představuje akumulační oblast pro zvětralý materiál vyvěřelých a metamorfovaných hornin Středočeského plutonu.

Lokální erozní bází je ve studovaném území dno Jevanského potoka, které leží v nadmořské výšce přibližně 310 m. Po obou stranách jeho široké údolní nivy se nachází strmý stupeň mezi 320 - 330 m n. m.

Vznik dnešního tvaru údolního bazénu a detailní modelace reliéfu studovaného území probíhaly pravděpodobně až po ukončení hlavních neotektonických etap vývoje Českého masivu. Hlavní linie tektonického rozhraní S - J predisponovala vývoj reliéfu v kvartéru. Při modelaci svahu se uplatnily vertikální rozdíly a pohyby jednotlivých ker a rozdíly v litologických vlastnostech sousedících formací. Odolnější formace vyvěřelin Středočeského plutonu na západě predisponovala strmé a dlouhé svahy s volným přechodem do akumulčních plošin. Na méně odolné východní formaci permokarbonských sedimentů se vytvořily akumulční plošiny. Svahy ve východní části mají proti západním i rozdílný charakter. Jsou výrazně rozčleněny hlubokými stržemi a jejich strmé svahy jsou ostře zakončeny, místy i výplavovými kužely směřujícími do údolí hlavní vodoteče. Linie dnešního Jevanského potoka je posunuta od tektonického rozhraní výrazně k východu. Důvodem je pravděpodobně převaha pohybu erodovaného materiálu směrem od tektonického svahu a případné asymetrické zdvihy či poklesy jednotlivých částí v pásmu Blanické brázdy.



Foto 35 Voštinové zvětrávání balvanů na vrchu Skalka (516 m n. m.)

Intenzita erozně-denudačních pochodů se výrazně měnila v průběhu čtvrtohor v závislosti na střídání glaciálů s interglaciály. Nejstarší zarovnané úrovně, pravděpodobně neogénního stáří (ústní sdělení B. Balatka), se nacházejí 70 - 100 m nad dnešním údolním dnem. Středně

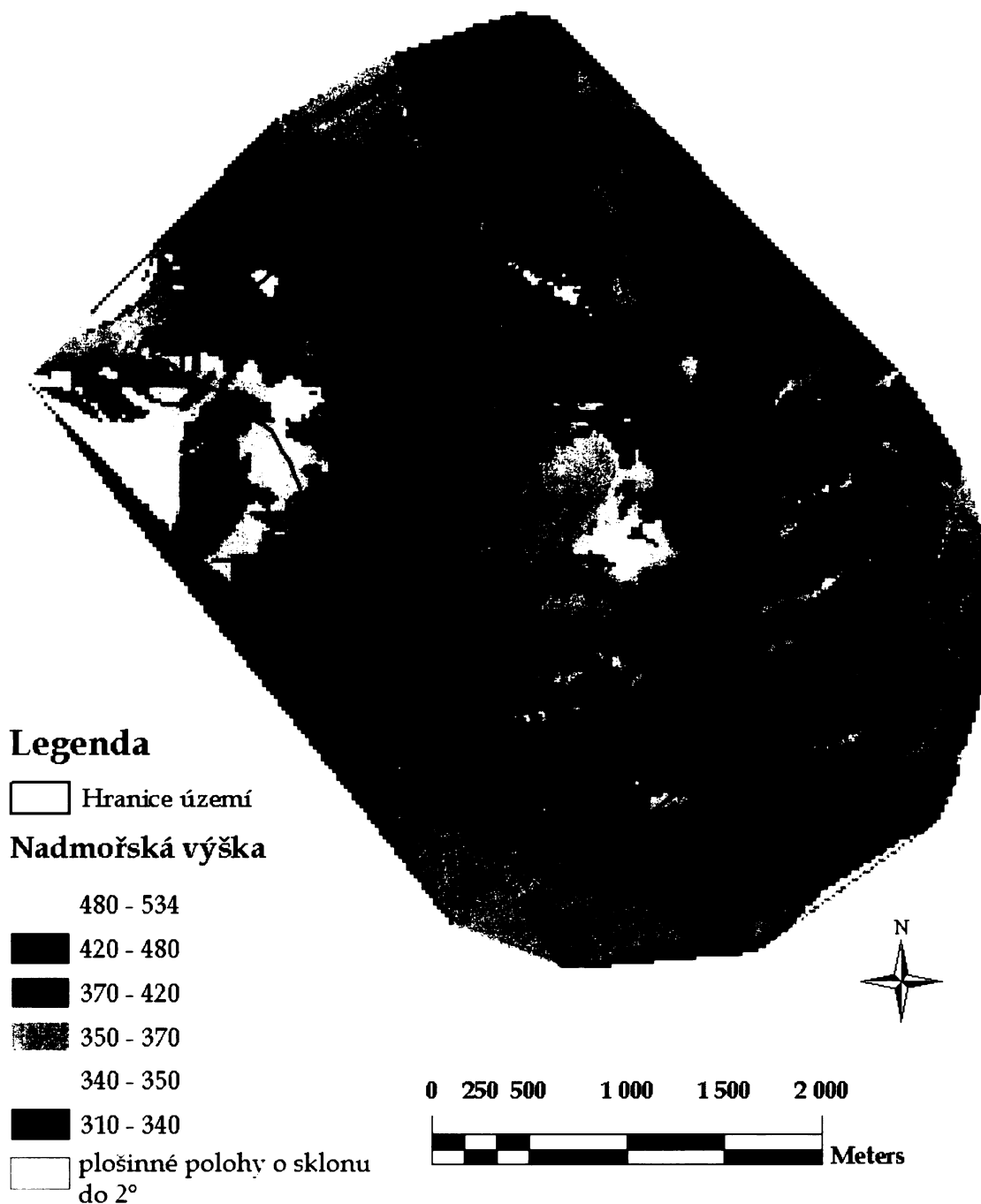
pleistocénní plošiny potom asi 20 - 50 m. Údolní stupeň nivy Jevanského potoka má výšku přibližně 10 - 20 m nad jeho bází. Podle výpočtů rychlosti zahlubování vodních toků (Kalvoda 2005) ve středních Čechách, vychází jako období s nejvyšší dynamikou erozně-denudačních procesů střední pleistocén. To je v dobrém

souladu s rozdíly výšek zarovnaných úrovní ve zkoumaném území, kde by mocnost odnesené vrstvy reliéfu za toto období byla přibližně 80 – 100 m.

V Ondřejovské vrchovině byly stanoveny v okolí lokality GOPE výškové intervaly jednotlivých úrovní morfogenetického vývoje reliéfu (Kalvoda 2005).

Nadmořská výška úrovně (m n. m.)	Charakteristika úrovně a její stáří
546-490	denudační snížený povrch (etchplain) předkřídové úrovně zarovnaní, exhumované ve starším paleogénu po regresi „křídového“ moře (s převahou mírných denudačních svahů 490 – 470 m n. m.)
470-420	relikty paleogénního povrchu zarovnaní, sníženého erozí a denudací v neogénu a kvartéru
420-370	denudační plošiny a svahy výrazně členěné erozí potoků (pliocén / starý pleistocén)
370-350	pásmo mírných erozně denudačních svahů nad hlavními říčními údolími (starý / střední pleistocén)
350-340	horní část strmých erozních svahů kaňonovitého údolí Sázavy (střední pleistocén ?)
280-275	lokální erozní báze skalního dna údolí Sázavy (mladý pleistocén)

Obr. 26 Mapa zarovnaných poloh studovaného území v morfogenetickém profilu se stanovenými intervaly (Kalvoda 2005)



Osídlení oblasti člověkem se projevilo během holocénu na dynamice erozních a denudačních procesů. Odlesnění, změna struktury vegetačního krytu a intenzivní obdělávání půdy zvýšilo odnos a zrychlila se vodní eroze. Tím se zvýšilo i množství plavenin, které se



Foto 36 Antropogenní meliorace v terénu

ukládaly v širokých údolních nivách vodních toků. Na obnaženém terénu dnes dochází při prudkých deštích a tání sněhu k rychlému povrchovému odtoku a rozvoji stružkové a stržové eroze.



Foto 37 Pohled přes tektonické údolí k vrchu Chlum (480 m n. m.)

6. ZÁVĚR

Reliéf lokality Skalka lze souhrnně označit jako erozně-denudační s výraznými morfostrukturními vlivy neotektoniky a geologické stavby. Povrchové tvary v území jsou především kvartérního stáří. Nejstarší zarovnané úrovně předkřídového stáří, exhumované ve starším paleogénu, se nacházejí ve výškách 480 - 534 m n. m. (Kalvoda 2004). Typická podoba asymetrického údolí zkoumaného území je podmíněna systémem tektonických zlomů. Současný reliéf oblasti je výsledkem neotektonického vývoje a proměnlivých exogenních procesů v mladším kenozoiku.

Ve studovaném území jsem zjistil relikty fluviálních akumulací neogénního stáří a určil další zarovnané úrovně shodného stáří. Na základě tohoto postupu byl odhadnut rozsah snížení reliéfu od staršího až středního pleistocénu 80-100 m.

Nejintenzivněji probíhal odnos zvětralinového materiálu během středního pleistocénu (Kalvoda 2005). V tomto období také doznívaly vertikální pohyby podél zlomového pásma oživeného neotektonickou fází vývoje Českého masivu a vyšší dynamika erozně-denudačních procesů byla podmíněna i klimaticky. Později vznikl charakteristický dlouhý tektonický svah západního okraje Blanické brázdy s rozsáhlou úpatní akumulací oblastí.

7. LITERATURA

- Balatka B., Kalvoda J. (2006):** Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie. 79 s. Praha
- Balatka B., Sládek J. (1962):** Říční terasy v českých zemích. Geofond, ČSAV. 580 s. Praha
- Balatka B., Štěpančíková P. (2006):** Terrace system of the middle and lower Sázava river. Faculty of Sciences, Charles University. Geomorphologia Slovaca. Č. 1/2006. s. 69-81
- Booth B. (2000):** Using ArcGIS 3D Analyst. Environmental Systems Research Institute. ESRI. USA. 212 s.
- Bravený L, Štych P., Grill S. (2006):** Funkční nástroje ArcGIS 9.1. Akademie kosmických technologií. Praha. 65 s.
- Buday T. et al. (1961):** Tektonický vývoj Československa. Ústřední ústav geologický. 249 s. Praha
- Buday, T. et al. (1961):** Tektonický vývoj Československa. ÚÚG. Akademie věd. Praha. 249 s.
- ✓ **Cícha I. et al. (1993):** Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů 1: 50 000, list 13-31 Říčany. ČGÚ. Praha. 32 s.
- Culek M. et al. (1995):** Biogeografické členění ČR. Enigma. Praha. 347 s.
- Demek J. (et al.) (1987):** Obecná geomorfologie. Academia. Praha. 476 s.
- Demek J. et al. (1987):** Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. Academia. 584 s. Praha
- Demek J., Zeman A. (1984):** Kvartér, geologie a geomorfologie. Univerzita J. E. Purkyně. Brno. SPN. 192 s.
- Chlupáč I. et al. (2002):** Geologická minulost České republiky. Academia. 436 s. Praha
- Jaroš J., Vachtl J. (1978):** Strukturní geologie obecná a systematická. Univerzita Karlova. Praha. 1 díl 270 s., 2. díl 347 s.
- Jinochová J. et al. (1990):** Mapa ložisek nerostných surovin ČR 1 : 50 000. List 13-31 Říčany. ČGÚ. Praha.

Kachlík V. (1992): Litostratigrafie, paleogeografický vývoj a metamorfní postižení hornin pláště v SV části ostrovní zóny středočeského plutonu. Kandidátská disertační práce. PřF UK. 240 s. Praha

Kalvoda J. (2004): A pilot morphotectonic interpretation of position changes of the permanent GPS stations in Central Europe. In: D. Drbohlav, J. Kalvoda, V. Voženílek: Czech Geography at the Dawn of the Millennium. Czech Geographical Society. Palacky University Olomouc. s. 112-113. Olomouc

Kalvoda J. (2005): Morfostrukturní vývoj reliéfu lokality GOPE v Ondřejovské vrchovině. PřF UK, Alberov, Praha. 4 s.

<http://www.kge.zcu.cz/geomorf/sbornik/sbornik_05/kalvoda_gope.pdf>

Kestřánek J. et al. (1984): Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR. Academia. Praha. 315 s.

Kinkor V. et al. (1990): Hydrogeologická mapa ČR 1 : 50 000. List 13-31 Říčany. ČGÚ. Praha.

Kodym O. et al. (1989): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 13-31 Říčany. ČGÚ. Praha

Kohoutková P. (2002): Vegetace a přírodní podmínky povodí Zvánovického potoka. Magisterská práce. PřF UK. 75 s. Praha

Kopp J., Novotná M. et al. (1997): Geografické metody výzkumu malé oblasti. Fakulta Pedagogická Plzeň. Vydavatelství ZČU. 78 s.

Kovanda J. et al. (2001): Neživá příroda Praha a okolí. Academia, ČGÚ. 215 s. Praha

Král V. (1985): Zarovnané povrchy České vysočiny. Academia Praha. 72 s.

Kuncová M. (2005): Geomorfologie středního toku Sázavy v okolí Senohrab. Magisterská práce. PřF UK. 102 s. Praha

Kunský J. (1974): Československo fyzicky zeměpisně. Státní pedagogické nakladatelství. 251 s. Praha

Květoň V. (2001): Normály teploty vzduchu na území ČR v období 1961-1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961-1990. Národní Klimatický program ČR. Praha. 197 s.

Lipský Z. (1980): Geomorfologie Říčanska na styku Pražské plošiny a Benešovské pahorkatiny. Rigorózní práce. Katedra kartografie a fyzické geografie. PřF UK. 212 s. Praha

Malkovský M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. Ústř. ústav geologický v Praze. Praha. 30 s.

Malkovský M. (1979): Tektonogeneze platformního pokryvu Českého masívu. Ústř. ústav geologický. Praha. 179 s.

Mirvald S. (1998): Metody geografického výzkumu I. Fakulta Pedagogická. Vydavatelství ZČU. Plzeň. 51 s.

Mísař Z. et al. (1983): Geologie ČSSR I - Český masív. SPN. 336 s. Praha

Morisawa M. (1983): Geomorphology laboratory manual. John Wiley and Sons. State University New York. 253 s.

Neuhauslová Z. et al. (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Academia. Praha. 341 s.

Nouza R. (1988): Prognózní ocenění Ag-Pb-Zn mineralizace Blanické brázdy. Autoreferát disertace. Přírodovědecká fakulta UK. Praha. 19 s.

Petrovič Š. (1970): Klimatické poměry ČSSR. Hydrometeorologická ústav. Praha. 72 s.

Quitt E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV. Brno. 82 s.

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

Samek J. et al. (1995): Půdní mapa ČR 1 : 50 000. List 13-31 Říčany. ČGÚ. Praha.

Tomášek M. (2000): Půdy České republiky. Český geologický ústav. Praha. 67 s.

Vajner V. (1960): Přehled geologických poměrů území mezi Říčany a Ondřejovem ve středních Čechách. Diplomová práce. PřF UK. 111 s. Praha

Vaničková E. (2004): Geomorfologický vývoj údolí Divoké Orlice v oblasti Zemské brány. Magisterská práce. PřF UK. Praha. 192 s.

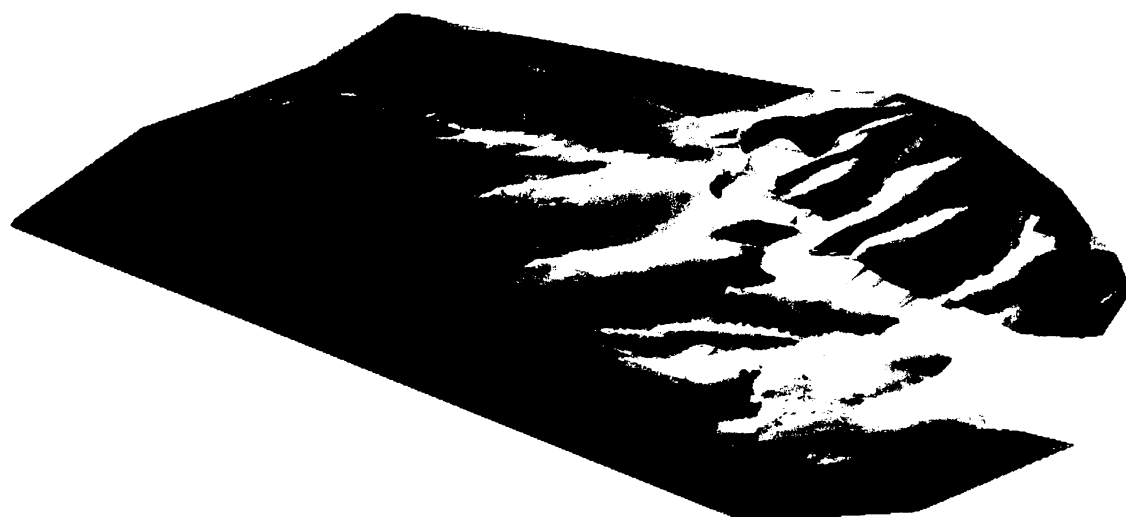
Zelenka L. (1925): Přehled geologie Říčanska. Věstník státního geologického ústavu ČR. Ročník I. s. 131-135. Praha

Data ZABAGED®, ČÚZK. Mapové listy 13-31-17, 13-31-18, 13-31-23.

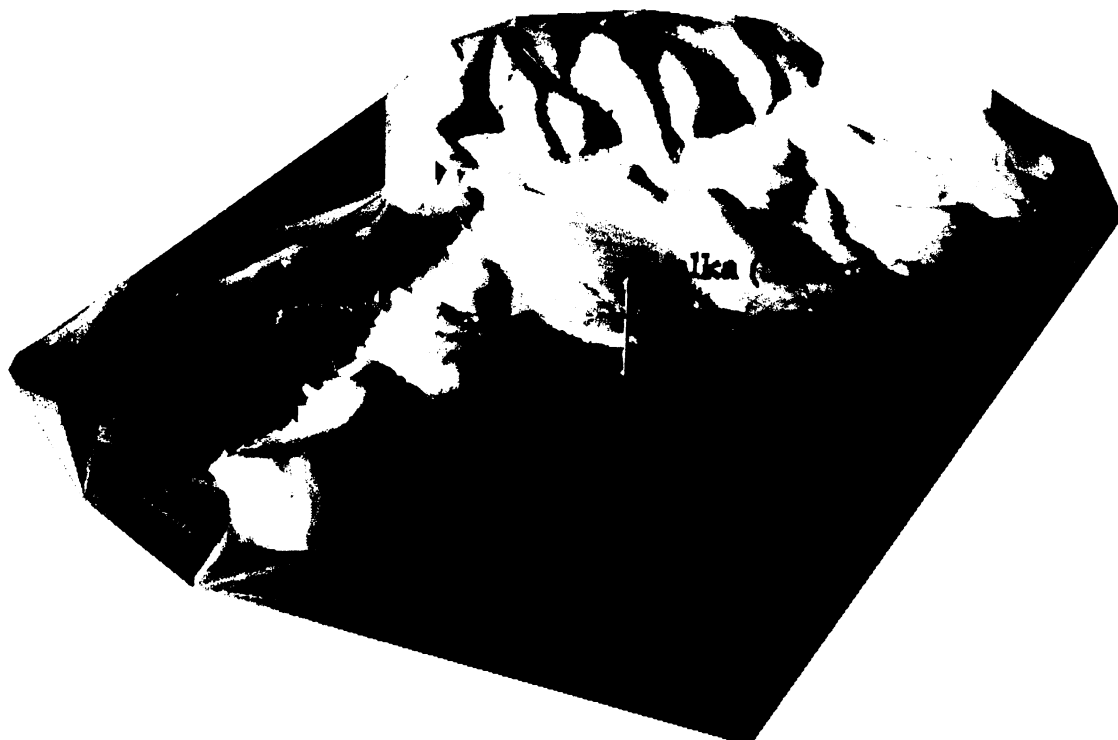
Příloha 1 Model reliéfu; pohled od JV; převýšeno 2,6x (program ArcGis 9.0)



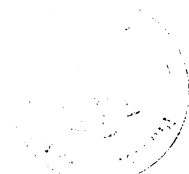
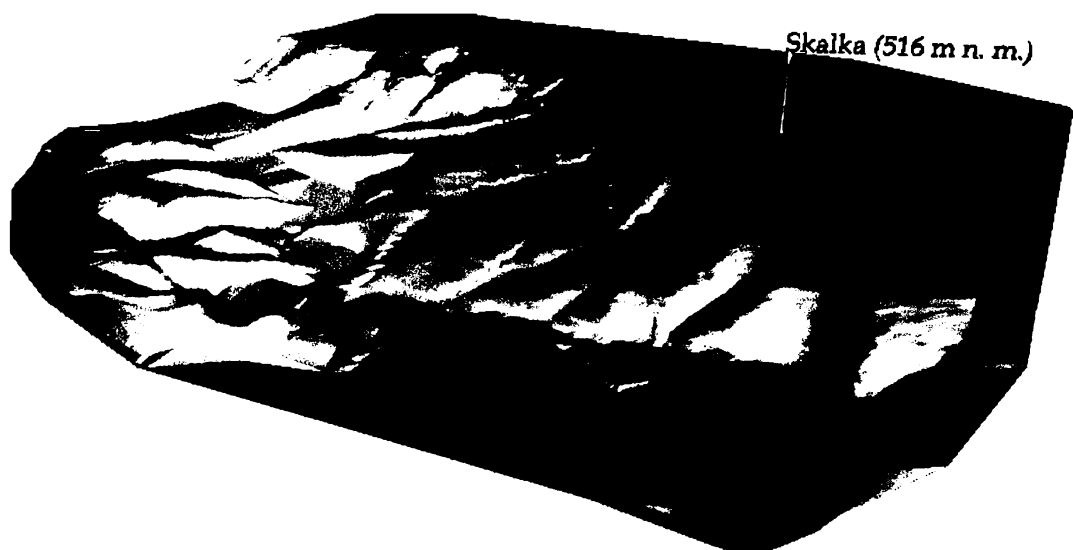
Příloha 2 Model reliéfu; pohled od JZ; převýšeno 2,6x (program ArcGis 9.0)



Příloha 3 Model reliéfu; pohled od SZ; převýšeno 2,6x (program ArcGis 9.0)



Příloha 4 Model reliéfu; pohled od SV; převýšeno 2,6x (program ArcGis 9.0)



PŘÍLOHA 6 Geologická mapa studovaného území 1 : 25 000 (podle Kodým et al. 1989)



Legenda:

Kvartér

holocén

- fluvialní; písčito-hlinité sedimenty v nivách
- deluviofluvialní; písčito-hlinité sedimenty
- spodní pleistocén
- reziduum fluvialních stérků starších akumulací

Paleozoikum

permokarbon

- českobrodské a čermokostelecké souvrství; červené a žluté pískovce sláné, vápnaté a arkozové; arkozy, slápnice, brekcie, prachovce a jílovce; vložky deskovitých pelokarbonátů; uhelné slouky (autun-stefan)

starší? hlubinná tělesa středoeočího plutonu

- kataklasticky biotický křemenný diorit (benešovského typu)

starší paleozoikum: ordovik

- chustolické fylitické břidlice

spodní ordovik; kambrium

- fylitické břidlice, skvrnitá fylitické břidlice, droby
- droby
- křemenné slápnice, pískovce a kvarcity

Proterozoikum

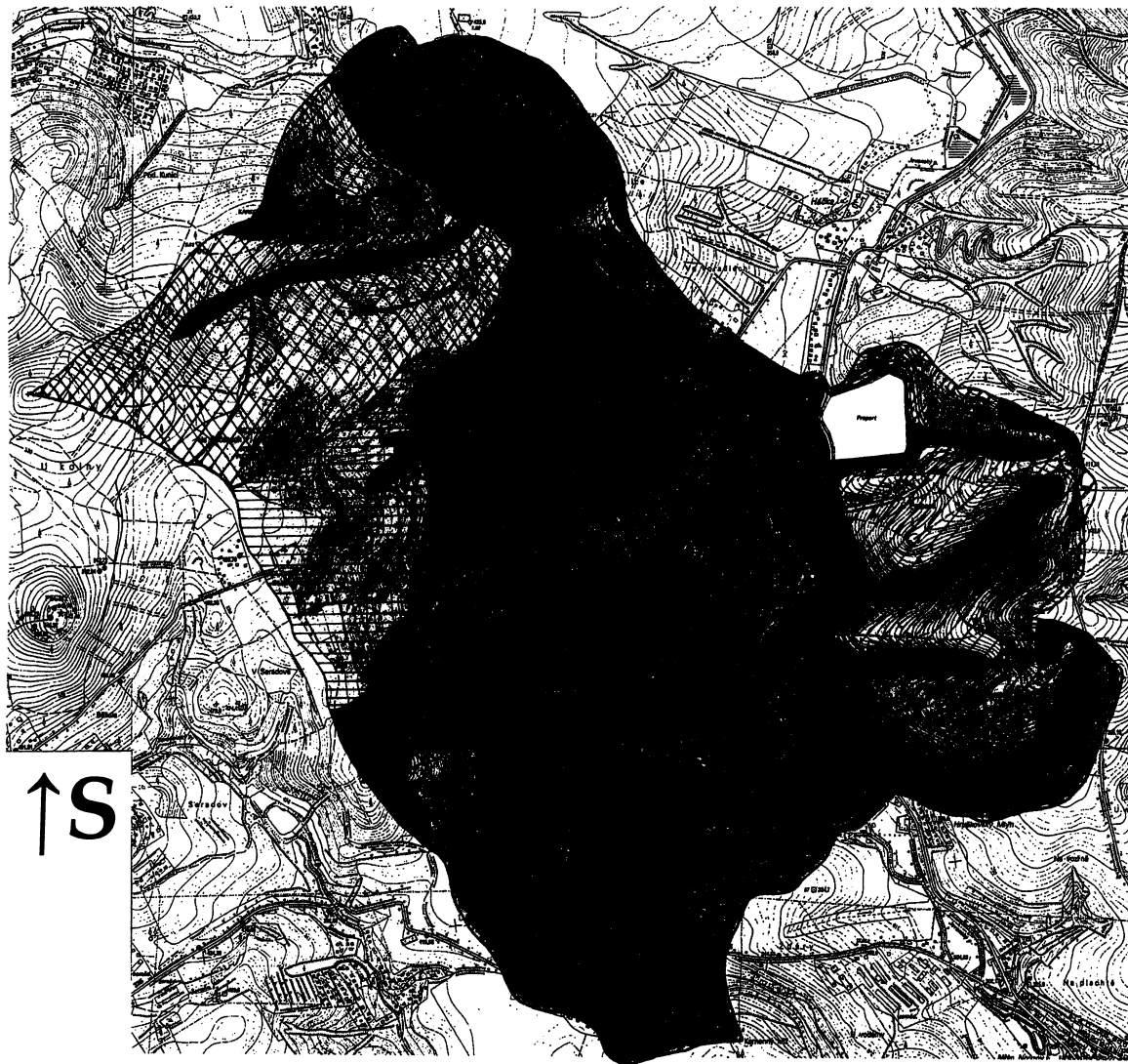
kralupsko-zbraslavská skupina

- kontaktně metamorfované fylitické břidlice a fylitické droby
- středně zrnité až hrubozrné fylitické droby; a drobové slápnice
- fylitické břidlice a fylitické droby; slabé a masyrné silně magnetizované
- světlé kvarcity a kvarcitické fylity
- amfibolické fylitické břidlice; metamorfované bazalty a amfibolické porfyrity

Zlomy a rozhraní

- zjištěná hranice stratigrafických jednotek a hornin
- litologický a petrografický přechod hornin
- zlom ověřený; zčásti s vyznačeným sklonem
- zlom předpokládaný nebo napřesné lokalizovaný; zčásti s vyznačeným sklonem
- zlom zakrytý mladšími útvary; zčásti s vyznačeným sklonem

PŘÍLOHA 7 Půdní mapa studovaného území 1 : 25 000 (podle Samek et al. 1995)



Legenda:

Půdní jednotky

-  glej
-  nivní půda glejová
-  pseudoglej
-  hnědozem
-  ilimerizovaná půda
-  hnědá půda
-  hnědá půda oglejená
-  hnědá půda kyselá
-  hnědá půda kyselá oglejená
-  hnědá půda silně kyselá
-  ranker hnědý

Půdotvorné substráty

-  nivní sedimenty nekarbonátové střední
-  deluviofluviální sedimenty nekarbonátové střední
-  hlinité spraše
-  polygenetické hlíny
-  zvětraliny kyselých intruziv
-  zvětraliny slepenců a brekcii
-  zvětraliny droby
-  zvětraliny křemitých sedimentů