



## PLEISTOCENNÍ PERIGLACIÁLNÍ MODELACE OKOLÍ VYSOKÉ HOLE (PRADĚDSKÁ HORNATINA)

Pleistocene Periglacial Morphogenesis in the Vicinity of Vysoká hole Mt.  
(Pradědská hornatina Mts.)

**Martin Adamec<sup>1</sup>, Roman Duras<sup>2</sup>, Jan Hradecký<sup>1</sup>, Tomáš Pánek<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Katedra fyzické geografie a geoekologie, PřF Ostravská univerzita, Chittussiho 10, 710 00 Slezská Ostrava; e-mail: jan.hradecky@osu.cz, tomas.panek@osu.cz

<sup>2</sup>Geotest Brno, a.s, geofyzikální skupina Ostrava, 28. října 287, 709 00 Ostrava; e-mail: duras@geotest.cz

(14-24 Bělá pod Pradědem, 14-42 Rýmařov)

**Key words:** *Pradědská hornatina Mts., etchplain, cryoplanation, frost weathering, geophysical methods*

### Abstract

*Significant denudation and areal reduction of pre-Quaternary ridges and planation surfaces took place during the Pleistocene period in the area of Hrubý Jeseník Mts. Cryoplanation was structural controlled and the cryoplanation itself conditioned evolution of cryoplanation surfaces, cryoplanation terraces, tors, frost riven cliffs and scarps at the top area of the Hrubý Jeseník Mts. The watershed parts situated in homogenous and less resistant rocks were under influences of denudation, intensive frost weathering and eolian processes. The summit surface of the Vysoká hole Mt. (1464 m a. s. l.) area (the top part of Pradědská hornatina Mts) has been analysed by surface-geophysical method of shallow seismic refraction. Georelief modifying by frost weathering has been verified by geophysical measurements in the minimum depth of 13 m. On the southwestern cryoplanation terrace of Petrovy kameny (1438 m a. s. l.) the underlying rock was affected by frost weathering in the minimum depth of 10 m.*

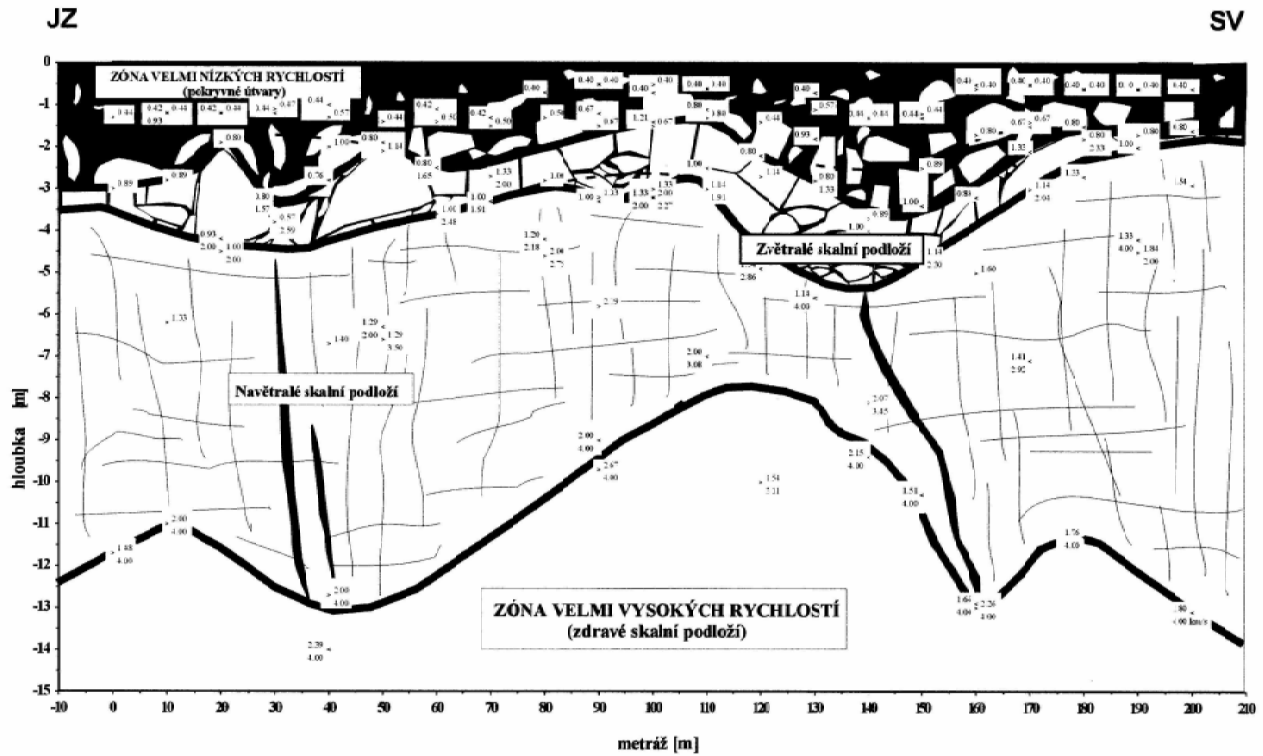
V průběhu pleistocénu došlo k výraznému periglaciálnímu přemodelování vrcholových oblastí České vysočiny a Západních Karpat. Hlavním efektem působení periglaciálních procesů bylo celkové snížení a prostorová redukce rozvodnicí partií. Na území České republiky má výzkum periglaciálního přemodelování předkvartérních plošin a hřbetů dobrou tradici zejména díky studiím T. Czudka (1971, 1997, 2002) a J. Demka (1969). Cílem předložené studie je doplnit poznatky o periglaciální modelaci a existenci permafrostu v oblasti kulminační partie Hrubého Jeseníku v širším okolí Vysoké hole (1464 m). Území bylo zvoleno díky svému specifickému geomorfologickému postavení. Skupina Vysoké hole je součástí kerné epiplatformní morfostruktury Hrubého Jeseníku, jejíž dnešní hypsografické rysy vznikly při pozitivních tektonických pohybech během saxonské neotektonické fáze v neogénu a kvartéru (Demek 1985, Ivan 1999a,b). Spolu s ostatními sudetskými pohořími tvoří součást pozitivních blokových morfostruktur na severním ohraničení České vysočiny. V rámci užší specifikace lze území zařadit do vrcholové partie kulminační hráště Pradědu, která byla vyzdvižena podél zlomů sudetského směru SZ-JV.

V průběhu roku 2002 bylo provedeno geomorfologické mapování vrcholové oblasti Pradědské hornatiny. Mapování probíhalo tradičním terénním výzkumem za použití geodetických GPS, dat dálkového průzkumu Země (DPZ) a digitálního modelu terénu (DMT). Výsledky byly zpracovány v podobě geomorfologického informačního

systému v prostředí programu Arc GIS 8.

Morfograficky tvoří okolí kóty Vysoké hole (1464 m) dvě základní skupiny tvarů reliéfu. V první řadě to jsou ploché hřbety se zachovalými nápadně vyvinutými plošinami, nad které vystupují elevace v podobě větších suků (např. vrchol Pradědu za hranici studovaného území), či menších vrcholových skalisek typu „tors“ (Demek 1971). Převažují zde sklonové úhly mezi 0° až 15°. Druhým morfografickým typem jsou příkré údolní svahy, které obvykle výrazným lomem spádu navazují na ploché rozvodnicí partie. Charakteristickým intervalem sklonů údolních svahů je rozmezí 15° až 35°, vzácně jsou zastoupeny i svahy se sklonem nad 35°. Geomorfologický vývoj obou základních morfografických kategorií (tj. rozvodnicí hřbetu a svahů) probíhal do značné míry odlišným způsobem.

Specifickým prvkem reliéfu vrcholové oblasti Pradědské hornatiny je přítomnost rozsáhlých plochých povrchů typu etchplén (Czudek - Demek, 1970). Plošně nejrozsáhlejším zbytkem etchplénu je plošina Vysoké hole (1464 m) s rozměry cca 1000 m x 400 m. Plošinu (se sklonem do 2°) lze s ohledem na její značnou nadmořskou výšku (nad 1450 m) považovat za jednu z nejlépe vyvinutých svého druhu v oblasti Českého masivu. V některých lokalitách se na fylitech pod vrcholovými plošinami nejstarších zarovnaných povrchů nachází ještě nižší úroveň plošin v sedlové nebo svahové poloze. Jejich přítomnost není prostorově svázaná s existencí mrazových srubů a srážů, a proto předpokládáme že se jedná o předkvartérní povrchy.



Obr. 1 – Interpretovaný geofyzikální profil na vrcholové plošině Vysoké hole.  
Fig. 1 – Interpreted geophysical profile of the summit surface of the Vysoká hole Mt.

Dobře jsou vyvinuty v nadmořských výškách 1380–1400 m na hřbetu jihozápadně a severovýchodně od Vysoké hole (1464). Na základě současného stavu poznání denudační chronologie České vysočiny předpokládáme, že se jedná o neogenní dílčí zarovnané povrchy, které mohou být ekvivalentní s podstatně níže položenými povrchy, které popsal z Nízkého Jeseníku T. Czudek (1971).

Periglaciální tvary reliéfu jsou v zájmovém území zastoupeny kryoplanačními terasami, mrazovými sruby a srázy, nivačními sníženinami (karoidy), svahovými úpady, kryogenními půdami a balvanovými moři a proudy. Generelně můžeme konstatovat, že se tyto tvary nakládají na starší předkvartérní reliéf. Současné rozmístění forem je úzce spjaté se strukturními poměry území. Kryoplanační terasy s mrazovými sruby a srázy se téměř výhradně vážou na výchozy odolných křemenců a rul, případně na kontakty těchto hornin s méně odolnými fylity. Zjištění částečně podporuje názor Frenche (1996), který spojuje působení kryoplanačních procesů se strukturní predispozicí. Na rozdíl od tohoto autora však přijímáme k tomuto problému spíše kompromisní postoj. Kryoplanace sice probíhala neúčinněji na strukturních nehomogenitách, vhodné podmínky pro její působení však mohly nastat i na jiných lokalitách s vhodnou expozicí a konfigurací předkvartérního reliéfu.

Stupeň periglaciální transformace vrcholové plošiny Vysoké hole je prakticky neidentifikovatelný v pouhých morfologických projevech. Na povrchu plošiny absentují skalní útvary, balvanové akumulace a pleistocenní kryogenní struktury. Projevy periglaciálního působení na povrch plošiny jsou zjistitelné pouze z charakteru zvětralinového pláště a skalního podloží. Pro tyto účely byla aplikována geofyzikální metoda mělké refrakční seismiky. Zmiňovanou metodou lze odhalit rozhraní, která jsou vyjá-

dřena změnou fyzikálního prostředí vzhledem k šířícím se zemětřeseným vlnám. Obecně platí, že v horninovém prostředí, které je kompaktní bez narušení způsobeného zvětrávacími pochody nebo tektonikou, je šíření seismických vln rychlejší než v prostředí narušeném.

Refrakční seismické profilování v úseku 200 m na přímém úseku vrcholové plošiny Vysoké hole odhalilo čtyři hlavní seismická rozhraní (obr. 1).

První lze vymežit rychlostmi seismických vln v rozmezí 0,42–0,44 km.s<sup>-1</sup>. Změna rychlosti probíhá ve sledovaném profilu v různých hloubkách pod úrovní terénu. V rámci prvního rozhraní můžeme vymežit tři odlišné sektory. Mezi 0. metrem a 70. metrem leží linie stejných rychlostí v hloubce kolem 1,5 m pod úrovní terénu. Následuje přibližení rozhraní k povrchu (70.-115. metr) až na 0,75 m. Od 110. metru dochází k poklesu rozhraní do hloubky 1,0 m. Kolem 155. metru nastává výstup a až na konec profilu rozhraní setrvává nejbližší povrchu (0,5 m). Plocha je v celém profilu mírně zvlňená. Rozhraní omezuje zónu velmi nízkých rychlostí seismických vln. Jedná se o horizont pokryvných útvarů, tzv. vysokohorských půd, které pronikají do hrubozrnné ostrohranné zvětralině.

Druhé rozhraní omezuje rychlosti kolem 0,8 m.s<sup>-1</sup>. Rozhraní je silně zvlňené a má několik výrazných maxim a minim. Na 20. a 50. metru leží dva vrcholy s hloubkou rozhraní kolem 2 m pod úrovní terénu. Mezi nimi leží výrazná deprese (32. m) dosahující hloubky 3,5 m. V délce mezi 60.–110. m následuje pozvolný výstup rozhraní do hloubky kolem 1,5 m pod úrovní terénu. Následuje výrazné snížení rozhraní, maximální hloubky pod úrovní terénu je dosaženo na 145. metru – 3,8 m. Od tohoto bodu vystupuje rozhraní blíže povrchu na 1,5 m (mezi 180.–200 m). Na místě dvou minim existují interpolační alternativy, které průběh rozhraní

vyrovnávají a přibližují ho mírně zvlněné ploše předchozí zóně velmi nízkých rychlostí. Průběh by bylo nutné ověřit další vhodnou geofyzikální metodou, která by umožnila jeho zpřesnění. Pod izočarou velmi nízkých rychlostí leží zóna rozvětralého skalního podloží, jehož bázi tvoří výše popsané rozhraní rychlostí kolem  $0,8 \text{ km.s}^{-1}$ .

Třetí rozhraní je vázáno na rychlosti postupu vln v intervalu  $1,14 - 1,91 \text{ km.s}^{-1}$ . V první části profilu (do 55. metru) není interpretace průběhu rozhraní zcela jednoznačná. Rozhraní zde vytváří depresi v hloubce mezi 4,0 – 4,5 m pod úrovní terénu. Od 55. metru oblast vyšších rychlostí stoupá blíže k povrchu v podobě dvojvrcholu s potenciální interpretací ve tvaru jednoho vrcholu. Hloubka rozhraní se v této části profilu pohybuje v rozmezí 3,0 – 2,75 m. Kolem 110. metru rozhraní zapadá do největší hloubky kolem 5,0 m. Následuje výstup rozhraní v rozmezí metráže 135 – 200 m. Rozhraní se plynule přibližuje předchozí hranici na vzdálenost pouhých 40 cm (hloubka 1,75 m). Rozhraní je silně zvlněné do výrazného vrcholu v centrální části. Izočára zmíněných rychlostí omezuje horizont zvětralého skalního podloží.

Čtvrté rozhraní leží v zóně velmi vysokých rychlostí kolem  $4,0 \text{ km.s}^{-1}$ . Profil lze rozdělit do tří sektorů podle hloubky a průběhu. První část má sinusoidální průběh s minimální hloubkou v 11,0 m pod úrovní terénu a s maximem ve 13,0 m pod terénem. Od maximální hloubky na 43. m metráže průběh rozhraní vystupuje do výrazné konvexní formy. Vrcholovou část se však nepodařilo měřením dostatečně přesně interpretovat. Přibližný vrchol leží v hloubce 7,0 m pod povrchem na 120 metru profilu. Na distální straně „antiklinály“ rozhraní ostře zapadá do hloubky 12,5 m a vytváří zde úzkou depresi (163. m). Následuje další „antiklinála“ kulminující na 180. m v hloubce kolem 11 m pod povrchem. Směrem ke konci profilu následuje rychlý pokles rozhraní ke 13 m. Pro rozhraní vysokých rychlostí je charakteristické výrazné vyklenutí v centrální části. Rozhraní je ve svém vrcholu mírně fázově posunuto vůči

předchozím rozhraním o přibližně 10 m. Rozhraní vysokých rychlostí omezuje ze spodní zónu navětralého skalního podloží od zóny kompaktního („zdravého“) skalního podloží, které se vyznačuje homogennějším fyzikálním prostředím než předchozí zóny z hlediska prostupnosti seismických vln.

### Závěr

Geomorfologickými a geofyzikálními metodami byla prokázána silná kryogenní transformace vrcholové oblasti části Pradědské hornatiny. V území se značnou mocností pleistocenního permafrostu (podle T. Czudka, 1986 až 245 m v okolí Pradědu) docházelo k hlubokému kryogennímu zvětrávání hornin a k následným procesům odnosu ostrohranných zvětralín. Projevy periglaciálních procesů a mrazového zvětrávání v horském reliéfu okolí Vysoké hole můžeme rozdělit do dvou skupin. Do první skupiny projevů zahrnujeme částečně strukturně predisponované kryoplanční procesy, kdy docházelo k ústupu svahů a k formování skalních kryogenních tvarů reliéfu. Geofyzikálními metodami mělké refrakční seismiky byla zjištěna skoro desetimetrová hloubka mrazového zvětrávání na kryoplanční terase asi 50 m jihozápadně od toru Petrovy kameny (1438 m). Do druhé skupiny zahrnujeme procesy, které se uplatnily na širokých rozvodních hřbetech a plošinách typu etchplén. Patří sem zejména procesy snižování terénu shora v součinnosti s hlubokým mrazovým zvětráváním a eolickou činností. Geofyzikální průzkum části plošiny na Vysoké holi prokázal pleistocenní mrazové zvětrávání minimálně do hloubky 13 m pod současný povrch. Předpokládáme ale, že zvětralina může být i staršího stáří. Výsledky geofyzikálního průzkumu vrcholové oblasti Pradědské hornatiny lze považovat za přímý důkaz o existenci permafrostu v pleistocénu a zejména pak v období svrchního pleniglaciálu.

*Příspěvek vznikl s finanční podporou grantového projektu VaV 610/10/00 MŽP ČR.*

### Literatura:

- Czudek, T. (1971): Geomorfologie východní části Nížkého Jeseníku. – Rozpravy ČSAV, ř. mat. a přír. věd, 81, 7, Academia, Praha 90 s.
- Czudek, T. (1986): Pleistocenní permafrost na území Československa. – Geografický časopis, 38, č. 2-3, 245 – 251, Bratislava.
- Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – SURSUM, Tišnov, 213 s.
- Czudek, T. (2001): Pleistocenní periglaciální modelace vrcholových částí Českého masivu. – Geol. Výzk. Mor. Slez. V r. 2000, 2 – 4, Brno.
- Czudek, T. – Demek, J. (1970): Některé problémy interpretace povrchových tvarů České vysočiny. – Zprávy Geogr. Ústavu ČSAV, 7, 1, 9-28, Brno.
- Demek, J. (1969): Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. – Rozpravy ČSAV, ř. mat. a přír. věd, 79, 4, Academia, Praha, 81 s.
- Demek, J. (1971): O vzniku povrchových tvarů Hrubého Jeseníku. – Campanula, 2, 7 – 18 Ostrava.
- Demek, J. (1985): Morfogeneze epiplatformních pohoří České vysočiny (na příkladu Hrubého Jeseníku). – Geografický časopis, 37 (2-3), 303-313, Bratislava.
- French, H. M. (1996): The Periglacial Environment. Second edition. – Longman, 341 s.
- Ivan, A. (1999): Geomorphological aspects of late Saxonian epiplatform orogeny of the Bohemian Massif (part 1). – Moravian Geographical Reports, No. 1/1999, Vol. 7, 18-30, Brno.
- Ivan, A. (1999): Geomorphological aspects of late Saxonian epiplatform orogeny of the Bohemian Massif (part 2). – Moravian Geographical Reports, No. 2/1999, Vol. 7, 12-30, Brno.