

Nové poznatky o svahové deformaci u Šibeniční hůrky na úpatí Krušných hor

Mgr. Martin Veselý^{1,2}, RNDr. Jan Burda, Ph.D.¹

¹Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most; vesely@vuhu.cz

²Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, katedra Fyzické geografie a geoekologie, Praha

Přijato: 28. 1. 2021, recenzováno: 9. a 12. 2. 2021

Abstrakt

Stat' podává stručný přehled vybraných svahových deformací na úpatí Krušných hor při styku s Mosteckou pánví. Zvláštní pozornost je věnována rozsáhlé svahové deformaci pod svahem vrchu Jezeří v místě bývalé Šibeniční hůrky. Rekonstrukce této komplexní svahové deformace vychází z vyhodnocení 216 vrtů a prostorové analýzy původního terénu v GIS. K určení mechanických vlastností hornin, a tedy i pro hrubý odhad stáří svahové deformace, byl použit Schmidt hammer. Akumulace, jejíž celková kubatura se pohybovala mezi 25,4 a 27,4 mil. m³, pokrývala plochu 77,8 ha. Na základě Schmidt hammer testu jsou předpokládány tři hlavní sesuvné události. Všechny tři předpokládané události jsou vázány na období výrazných klimatických změn. Nejstarší je spojována s oteplováním v nejstarším dryasu, nejrozsáhlejší pohyb se předpokládá na konci mladšího dryasu (cca před 11 700 lety) a nejmladší pohyb je spojován s obdobím teplotního kolísání během atlantiku (přibližně před 8 200 lety). Odlučná oblast svahové deformace je vázána na 400 m vysoký zlomový svah z tektonicky oslabených skalních hornin. Předpokládáme, že sesuté hmoty byly v průběhu pohybu mobilizovány vodou vázanou ve zvodnělých pánevních sedimentech, což umožnilo vynesení čela sesuvných hmot na vzdálenost více než 1 000 m od úpatí hor.

New findings on slope deformation at Šibeniční hůrka at the foot of the Krušné hory Mts.

The article gives a brief overview of selected slope deformations at the foot of the Krušné hory Mts. at the junction with the Most Basin. Special attention is paid to the extensive slope deformation below the slope of the Jezeří hill at the location of the former Šibeniční hůrka. Reconstruction of this complex slope deformation is based on the evaluation of 216 boreholes and spatial analysis of the original terrain in GIS. Schmidt hammer was used to determine the mechanical properties of rocks, and thus also for a rough estimate of the age of slope deformation. The accumulation of a total volume ranging between 25.4 and 27.4 million m³ covered an area of 77.8 ha. Three main landslide events are assumed based on the Schmidt hammer test. All three anticipated events are linked to periods of significant climate change. The oldest is associated with warming in the Oldest Dryas, the most extensive movement is assumed at the end of the Younger Dryas (approximately 11,700 years ago) and the youngest movement is associated with a period of temperature fluctuations during the Atlantic (approximately 8,200 years ago). The separate area of slope deformation is connected to a 400 m high fault slope made of tectonically weakened rocks. We assume that the collapsed masses were mobilized during the movement by water bound in irrigated sediments of the basin, which allowed the front of the landslide masses to be brought to a distance of more than 1,000 m from the foot of the mountains.

Neue Erkenntnisse zu den Böschungsdeformationen bei dem Galgenberg (Šibeniční Hůrka) am Fuße des Erzgebirges

Der Aufsatz bietet eine kurze Übersicht der ausgewählten Böschungsdeformationen am Fuße des Erzgebirges, bei der Berührung zum Moster Becken. Eine besondere Aufmerksamkeit ist einer ausgedehnten Böschungsdeformation unter der Böschung des Gipfels Eisenberg am Ort des ehemaligen Galgenberges gewidmet. Die Rekonstruktion dieser komplexen Böschungsdeformation geht aus der Bewertung von 216 Bohrungen und der Raumanalyse des ursprünglichen Terrains in GIS hervor. Zu der Festlegung der mechanischen Eigenschaften der Gesteine und also auch für die Schätzung des Alters der Böschungsdeformation wurde der Schmidt-Hammer-Test eingesetzt. Die Akkumulierung, deren sämtlichen Volumen zwischen 25,4 bis 27,4 Mio. m³ lag deckte eine Fläche von 77,8 ha. Auf Basis der Schmidt-Hammer-Tests sind drei Hauptrutschungsereignisse vorausgesetzt. Alle drei vorausgesetzten Ereignisse sind zu dem Zeitraum der markanten klimatischen Änderungen gebunden. Die älteste ist mit der Erwärmung im ältesten Dryas gebunden, die umfangreichste Bewegung wird am Ende des jüngeren Dryas erwartet (ca. vor 11 700 Jahre) und die jüngste Bewegung ist mit dem Zeitraum der Temperaturschwankungen im Verlauf von Atlantik (annähernd vor 8 200 Jahre) angenommen. Der trennbare Bereich der Böschungsdeformation wird auf die 400 m hohe Verwerfungsböschung aus tektonisch geschwächten Felsengesteine angeknüpft. Wir nehmen an, dass die gerutschten Massen im Verlauf der Bewegung mobilisiert wurden mit in wasserführenden Beckensedimenten gebundenem Wasser, was die Austragung der Stirn der gerutschten Massen auf Entfernung mehr als 1 000 m von dem Gebirgsfuß ermöglichte.

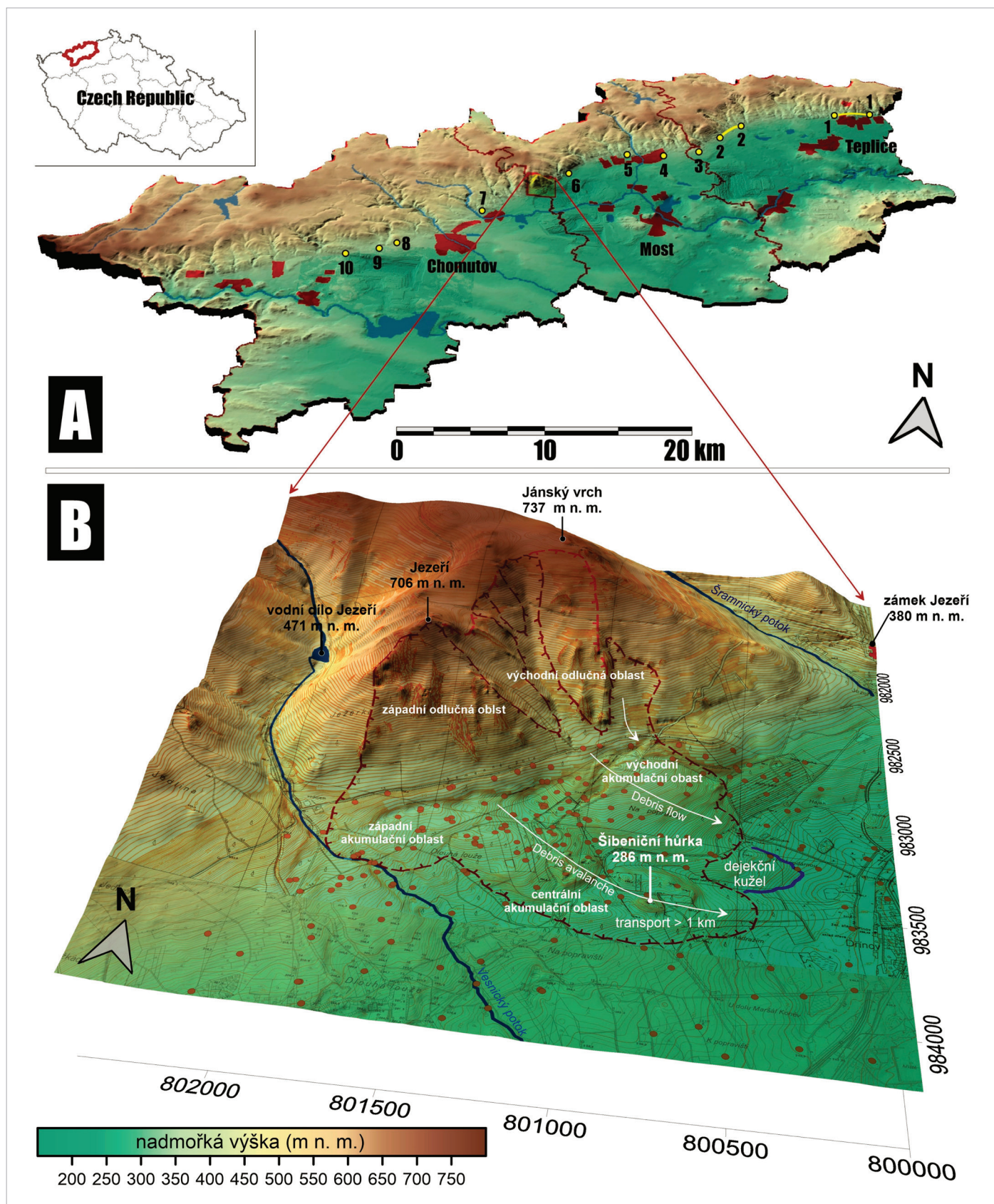
Klíčová slova: svahová deformace, skalní lavina, Schmidt hammer, paleogeomorfologie, Krušné hory.

Keywords: slope deformation, rock avalanche, Schmidt hammer, palaeogeomorphology, Krušné hory Mts.

1 Úvod

Úpatí Krušných hor je na styku s výchozem uhelné sloje pod-krušnohorských pánví lemováno řadou recentních, ale i fosil-

ních svahových deformací pleistocenního a terciárního stáří (Zmítok 1983, obrázek č. 1). Z regionálního i republikového hlediska byla nejvýznamnější fosilní svahová deformace v okolí Šibeniční hůrky (287 m n. m.) pod svahem vrchu Jezeří



Obr. 1: A – poloha Šibeniční hůrky a dalších fosilních svahových deformací (Zmítka 1983) v Mostecké pánvi.

Legenda: 1 – předpokládaná oblast fosilního sesuvu sedimentů svrchní křídý (pískovců a slínovců) mezi Chluncem a Přítkovem, 2 – předpokládané sesuvné území mezi Křižanovem a Osekem, 3 – Salesiova výšina tvořená křemencovým blokovým polem třetihorního stáří (2 až 2,5 mil. m³), 4 – plastické deformace uhelné slaje u Litvínova, 5 – oblast gravitačních svahových deformací krystalinika poblíž Litvínova, 6 – gravitační svahový pohyb (1 mil. m³) na patě vrchu Kapucín, 7 – bloková pole v údolí řeky Bíliny, 8 – blokové pole terciárního stáří na svahu vrchu Hradiště, 9 – sesuv (> 1 mil. m³) terciárních a kvartérních hornin u Ahníkova, 10 – sesuv (0,5 mil. m³) terciárních tuftických jííl a hornin kaolinizovaného krystalinika poblíž Prunéřova. B – Šibeniční hůrka, digitální model terénu vytvořený digitalizací vojenských map Československa z roku 1952 s vyznačením hlavních kontur svahové deformace (upraveno podle: Burda et al. 2018).

(706 m n. m.) poprvé podrobněji popsána Váněm (1960), který zmapoval masivní rulové bloky uložené více než 1 km od úpatí Krušných hor. Tyto bloky utvářely zřetelnou vyvýšeninu známou jako Šibeniční hůrka (285,9 m, na starých důlních mapách Galgenhübel); původně považovanou za rulový výchoz in-situ. Analýza důlních map a vrtný průzkum však prokázaly existenci třetihorních sedimentů pod těmito rulovými bloky. Na základě těchto výsledků Váně zformuloval hypotézu, že rulové bloky jsou svahovou deformací pravděpodobně pleistocenního stáří.

Další studie (Špůrek 1974, Marek 1979, Rybář 1981, Zmítko 1983 a Růžicková a kol. 1987), které se opíraly např. i o nové znalosti získané při realizaci jámy a štolý Jezerka (Smolař 1985), upřesnily informace o morfologii a objemu této svahové deformace (tab. 1).

V této stati jsou kriticky shrnuty dosavadní znalosti o této svahové deformaci, ale také výsledky novějších prací (Burda et al. 2018), které nabízejí nový pohled jak na mechanismus pohybu, tak na klasifikaci a stáří svahové deformace. Nově prezentované výsledky vycházejí z rekonstrukce původního terénu, analýzy 216 geologických vrtů a relativního datování stáří hornin s využitím Schmidt hammeru.

2 Stávající znalosti svahové deformace

Úpatí elevace Šibeniční hůrky byla předmětem zájmu geologů a geomorfologů od druhé poloviny 50. let 20. století (tab. 1). Charakter a atypický rozsah akumulace původně vedly k názoru, že Šibeniční hůrka je tektonickou hrástí. Až rozvoj povrchové těžby byl spojen s rozsáhlým mapováním a průzkumem předpolí lomu ČSA. Na základě nových poznatků Váně (1960) nastínil předpoklad, že rulové výchozy Šibeniční hůrky jsou velké bloky skalních bloků sesutých ze svahů Krušných hor, akumulace měla charakter rulového koluvia s převahou zvětralých rezavěhnědých hrubozrnných rul a bělavých

kaolinizovaných rul v nižší horizontech. Dále bylo zmapováno několik starých štol pod Šibeniční hůrkou, procházejících několik metrů mocnými, zvětralými, ale stále kompaktními bloky ruly, rovněž byl zdokumentován fosilní podzolový půdní profil.

Podstatné zpřesnění stávajících znalostí morfologie, rozsahu a morfometrických charakteristik přinesly až práce Špůrka (1974) a Marka (1979). Celková plocha svahové deformace před odtěžením činila 64 ha, délka akumulací části byla zpřesněna na 1 200 m, šířka na 300-350 m a mocnost kolísala od 36 do 70 m. Kubatura transportovaných hmot měla překročit 26 mil. m³ (Rybář 1981). Materiál svahové deformace se od slabě navětralé, hrubozrnné a břidličnaté ruly tvořící okolní kvartérní sedimenty výrazně lišil jak stupněm zvětrání horniny, tak rozpadavostí a kaolinizací (Špůrek 1974).

Výsledná akumulace byla zřejmě tvořena minimálně „dvěma suťovými proudy, vzniklými zřícením (resp. sesutím), z nichž severní je pravděpodobně starší“ (Špůrek 1974, s. 231). Odlučné oblasti se nacházely na svazích Jezeří a Jánského vrchu, kde je dodnes patrná výrazná deprese.

K destrukci svahu mělo docházet opakovaně (Rybář 1981), podle Marka (1979) možná již od miocénu. Deformace bývá nejčastěji datována do pleistocénu (Váně 1960, Špůrek 1974, Marek 1979). Rybář in: Kalvoda et al. (1994) nověji zpřesnili dobu vzniku na Würm, přičemž svahový pohyb měl být iniciován seismickou aktivitou.

Zatímco v otázce stáří sesuvu panuje v odborné literatuře vzácná shoda, nejednoznačná je otázka genetické klasifikace diskutované svahové deformace. Zatímco Váně (1960) se přiklání ke konsekventnímu sesuvu po predisponované ploše, Špůrek (1974) uvádí dokonce termín suťový proud vzniklý zřícením nebo sesouváním, což jsou tři zcela odlišné mechanismy pohybu (ve smyslu Němčok et al. 1972). Ani novější práce (Marek 1979, Zmítko 1983) problém přesného zařazení nevyřešily. Obecně panuje shoda v tom, že došlo k pohybu roz-

Tab. 1: Hlavní morfometrické charakteristiky svahové deformace dle jednotlivých autorů.

	Váně (1960)	Špůrek (1974)	Marek (1979)	Rybář (1981)	Růžicková et al. (1984)
Kubatura	-	17 - 20 mil. m ³	> 20 mil. m ³	26,9 mil m ³	17-20 mil. m ³
Plocha	-	635 000 m ²	-	-	635 000 m ²
Délka	~ 1 000 m	1 000 a 500 m	1 150 m	-	-
Šířka	~ 1 200 m	350 a 300 m	~ 950 m	-	-
Mocnost	70,2 m	70 m (Ø 47 m)	až 75 m	70 m	70 m (Ø 47 m)
Nadm. výška odluč. oblasti	706 m n. m.	684 m n. m.	738,4 m n. m.	730 m n. m.	-
Klasifikace	Skalní sesuv	Dva suťové proudy	Skalní sesuv	Skalní řícení	Skalní řícení
Mechanismus pohybu	Sesouvání bloků krystalinika podél ploch vrstevnatosti	Sesouvání bloků podél ploch vrstevnatosti přecházející ve valivý pohyb	Gravitační rozsedání skalních bloků přecházející do jejich sesouvání	-	Odvalové řícení celého bloku (překlopení)
Stáří	Pleistocén	Pleistocén	Pleistocén	Pleistocén (Würm)	Pleistocén (stadiál)

volněných rulových bloků po svahu a akumulovaný materiál byl následně ještě rozvlečen směrem do pánve. Špůrek (1974) usuzuje, že pohyb hmot byl primárně valivý, což mělo umožnit transport největších bloků (větších než 1 m^3) až na vzdálenost 1 200 m směrem do pánve.

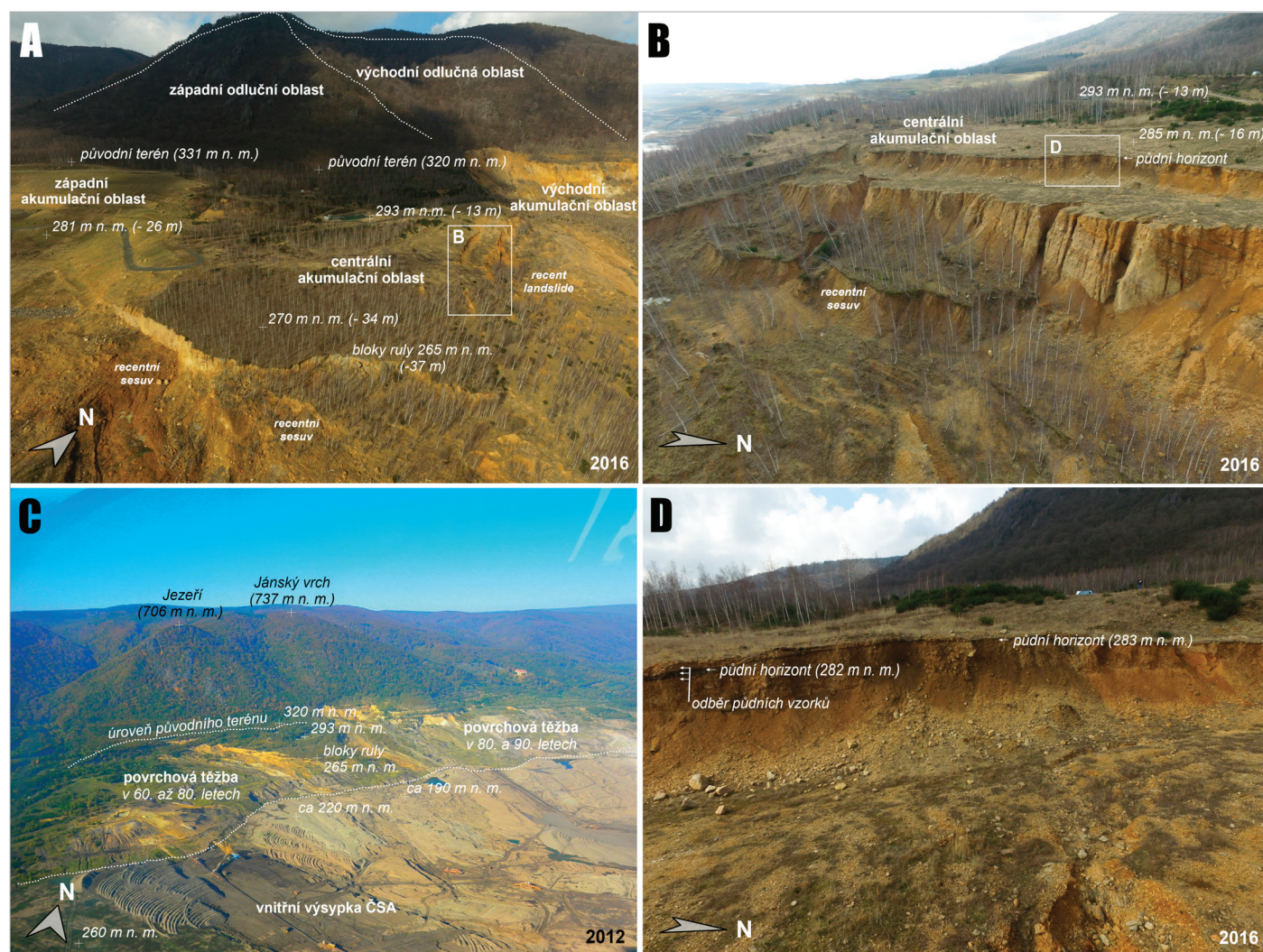
Zcela odlišný pohled uvádí Růžicková et al. (1987), studie se opírá o terénní průzkum během těžebních prací v 80. letech 20. století a popisuje rozhraní třetihorních a čtvrtohorních sedimentů, které má charakter smykové plochy. Dále si všimá, že největší bloky kaolinizované ruly jsou situovány ve frontální části sesuvu a úroveň jejich zvětrání klesá s rostoucí nadmořskou výškou. Část popsané akumulace má dokonce charakter koluviálních sedimentů bez známek jakéhokoliv přesunu hmot. Na základě těchto indicií vznikla hypotéza, že akumulace je výsledkem oddělení masivních skalních bloků od horského svahu a jejich následného překlopení. Ideální podmínky pro takto mohutné odvalové řízení měly nastat během období stadiálu, kdy měl půdní led fungovat jako pojivo pohybujícího se materiálu, což mělo umožnit zachování celistvosti kaolinizovaných rul v průběhu pohybu (odvalování). Podle této hypotézy má být ostré rozhraní akumulovaných hmot vlastně původním skalním svahem překlopeným do pánve.

3 Metodika

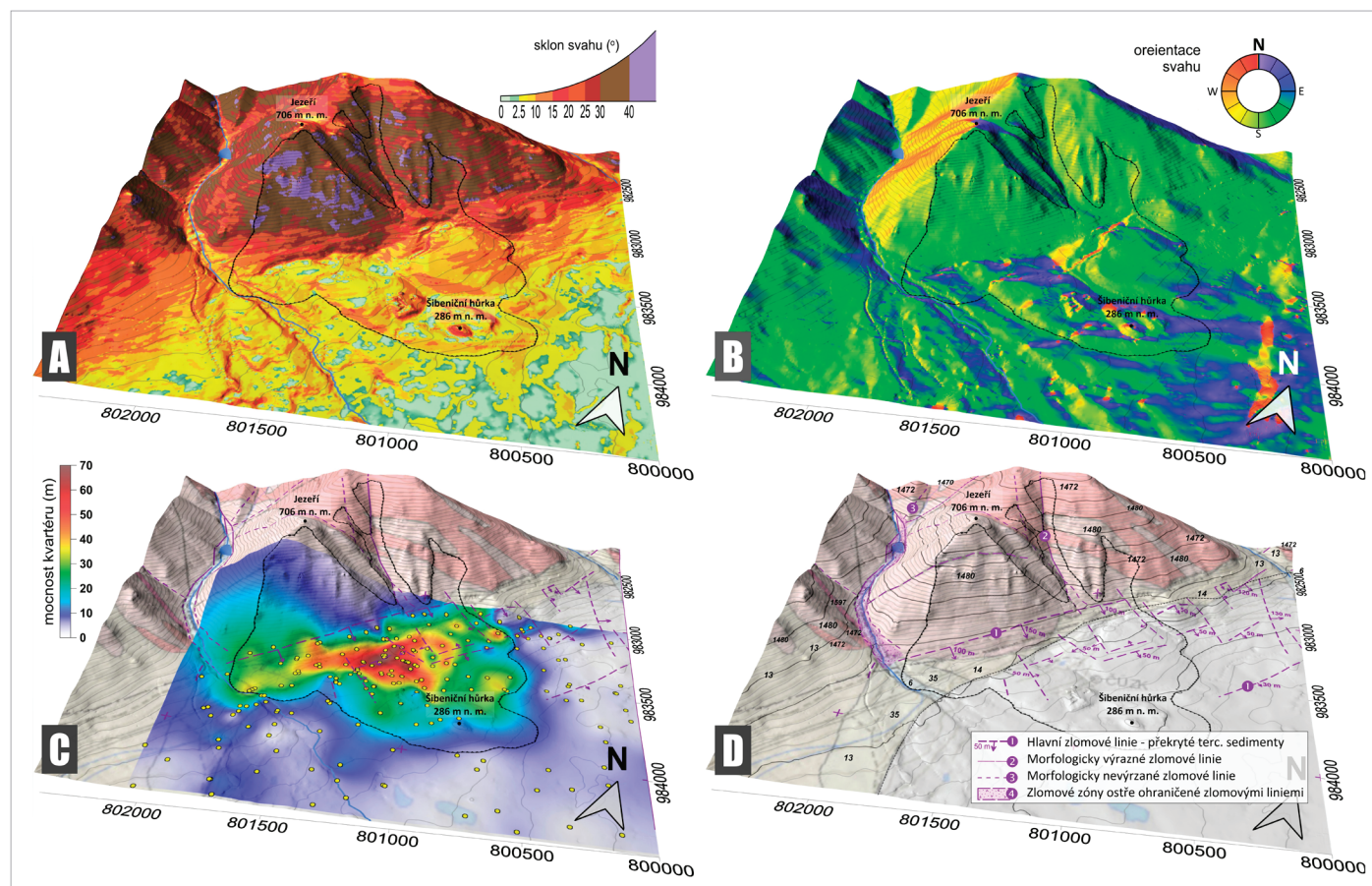
Prvním krokem byla rešerše publikované literatury, inženýrsko-geologických studií, posudků a výzkumných zpráv.

Pro rekonstrukci původního terénu před začátkem povrchové těžby byly georeferencovány a digitalizovány vojenské topografické mapy území z roku 1952. Mapy v měřítku 1 : 5 000 byly georeferencovány, digitalizovány v programovém prostředí Microstation a jejich obsah byl tedy ručně překreslován do digitální podoby pro co největší přesnost a minimální chybovost výsledného vektorového modelu. Klíčovou část podkladů této práce tvoří vrtný průzkum prováděný v letech 1941 až 2008, kdy bylo v zájmovém území odvrtáno 216 vrtů. Zvláštní pozornost byla pak věnována vrtům s podrobným popisem zastížených kvartérních sedimentů.

Na základě tohoto postupu byl vytvořen digitální geologický model původního terénu z 50. let, který byl dále analyzován pomocí nástrojů GIS s cílem lépe určit rozsah i mocnost akumulace sesuvu, vytvořit podélné a příčné geologické řezy a určit sklony a orientace svahů (obrázek č. 3).



Obr. 2: A a C – letecký pohled na relikty původní akumulace obnažené povrchovou těžbou při úpatí vrchu Jezeří a Jánského vrchu – mocnost odtěženého nadloží je uvedena v závorce. B a D – písčité půdní horizont obnažený ve stěně skryvkového svahu (Foto: J. Burda 2012 a 2016).



Obr. 3: 3D digitální model zájmového území před odtěžením, sklonitostí mapa (A), mapa expozice svahů (B), mapa mocnosti kvartéru (C) a geologická mapa s hlavními tektonickými liniemi (D).

Legenda geologické mapy: Kvartér: 6 – nerozlišené fluvialní sedimenty, 13 – kamenitá až hlinito-kamenitá koluvia, 14 – hlinito-kamenitá, balvanitá až bloková koluvia, 35 – proluvialní písky a štěrky; Saxothuringikum: 1470 – metagranit, 1472 – hrubozrnné okaté ortoruly, 1480 – pláštěvnaté ortoruly, 1597 – granitový porfyr (upraveno podle: Burda et al. 2018).

3.1 Terénní výzkum

Využití Schmidt hammer testu k určení mechanických vlastností hornin je metodou relativního geomorfologického datování stáří hornin (Goudie 2006). Metoda spočívá v určení tvrdosti povrchu horniny, reprezentované pevností v prostém tlaku, která je nepřímou úměrnou délce vystavení horniny povětrnostním vlivům, přičemž rychlost zvětvávání horniny se v průběhu času mění, nejčastěji se zmenšuje (White et al., 1998). Schmidt hammer test je možné kombinovat s dalšími metodami relativního datování nebo s metodami absolutního datování. Na základě toho je pak možné sestavit korelační křivky umožňující převod průměrné R hodnoty na její přibližné stáří, např. kdy došlo k odlomení velkého bloku v důsledku svahových pohybů. Kalibrace korelačních křivek stáří s R hodnotou je docílena kombinací s jinými metodami datování. Z metod relativních je využívána např. lichenometrie či mocnost zvětvávací kůry a z metod absolutních nuklidové, radiokarbonové nebo luminescenční datování.

V rámci terénního průzkumu se u kamenných bloků a skalních stěn in-situ zjišťovala R-hodnota definující geomorfologickou hodnotu hornin. Pro tento účel bylo použito speciální kladivo Schmidt hammer typ N s energií úderu 2,207 Nm. Kladivo zaznamenává R-hodnotu, relativní velikost odrazu (R) v rozsahu 10-100, která je přímo úměrná tvrdosti testované hor-

niny. Na základě převodní tabulky, která je součástí každého kladiva, je proveden převod mezi R-hodnotou a pevností v tlaku, která zároveň zohledňuje různý sklon kladiva (v závislosti na sklonu testovaného povrchu) při testování.

Pro vyhodnocení byla zvolena metodika zohledňující geologické a klimatologické prostředí Českého masivu (Engel 2007). Při testování musí být kladivo vůči kamenné ploše vždy orientováno kolmo. Testovaná místa byla volena na základě analýzy digitálního modelu terénu a terénního průzkumu. Kritériem pro vhodnost byly:

- dostupnost místa,
- četný výskyt skalních výchozů s potenciálními odlučnými plochami,
- reprezentativní prostorové pokrytí celé odlučné oblasti, reliktu sesuvné akumulace a také referenčních oblastí mimo konturu sesuvného území.

V odlučné oblasti byly vybrány pevné skalní výchozy a skalní stěny (obrázek č. 4), solitérní balvany a kamenné bloky zřetelně oddělené od podloží byly z výzkumu vyřazeny. V akumulační oblasti byly vybrány dostatečně velké odkryté (těžbou nebo svahovými pohyby) kamenné bloky, u kterých lze vyloučit případnou relokaci, a tedy případný pozdější obrus a rejuvenaci horniny. V každé lokalitě byla konečná R-hodnota vypočítána až po odstranění 20 % extrémních hodnot z deseti

provedených měření (Engel 2007). Rozdíly mezi R-hodnotami byly testovány Studentovým nepárovým t-testem, porovnávajícím vzájemně výsledné hodnoty jak v odlučné oblasti, tak v akumulaci i mimo ně v referenčních oblastech.

Průměrná R-hodnota pak byla použita pro přibližný odhad stáří na základě srovnání s kalibračními křivkami ze studií z Krkonoš, popsány Engelem (2007) a Černou a Engelem (2011), dále z oblasti Lake Superior v Kanadě (Betts a Latta 2000), z oblasti Serra de Quixá ve Španělsku (Snachéz a kol. 2009) a z oblasti Jostedalsbreen-Sunnmore a Jotunheimen-Sognefjell v Norsku (Shakesby et al. 2006). Tyto korelační křivky byly upraveny na základě testovaných vzorků známého stáří (přibližně 100 let) tak, aby odpovídaly příslušné R-hodnotě. Jako nejvhodnější se ukázala kalibrační křivka Engela (2007) sestavená na základě korelace R-hodnot s výsledky absolutního datování vzorkovaných míst pomocí poločasu rozpadu radioaktivního izotopu ^{10}Be . Nepřesnost výsledků korelačních křivek se u obdobných studií pohybuje v rozmezí 700 až 1 600 let (Shakesby et al. 2006).

4 Výsledky

4.1 Morfologie, morfometrie a struktura sesuvu

Jednoduchá geomorfologická mapa vytvořená na základě digitálního modelu terénu z r. 1952 a doplněná a upravená o údaje inženýrsko-geologických a geomorfologických map (Špůrek 1974, Rybář 1981) zobrazuje základní konturu svahové deformace (obrázek č. 4).

Celá svahová deformace zabírala plochu 939 000 m² při celkové délce 1 650 m. Původní akumulační oblast (před odtěžením) byla 1 180 m dlouhá, až 1 200 m široká s relativním převýšením 110 m. Celkový objem akumulace, vypočtený z DEM a geologického modelu pomocí nástrojů GIS, byl stanoven na 25,4 a 27,4 mil. m³ a plocha akumulační oblasti na 778 000 m². Max. mocnost akumulovaného materiálu dosahovala 72,1 m a byla zjištěna ve vrtu KU 299 z roku 1985.

Odlučnou oblast sesuvu lze rozdělit na dvě části – západní a východní. Západní pod horou Jezeří (706 m n. m.) má charakter morfologicky členitého facetového svahu, s množstvím rulových skalních výstupů a stěn. Tyto skalní výchozy jsou soustředěny od 400–450 m n. m. až k vrcholu Jezeří (obrázek č. 4), jedná se o nestrmější část svahu v celém území. Nad úrovní 400 m n. m. vzrůstá sklon svahu z průměrných 20 až 25° na více než 30°, lokálně na více než 40° (obrázek č. 3). Jednotlivé skalní stěny a výchozy jsou charakterizovány velmi strmými plochami se sklonem až 90°. Východní část odlučné oblasti je obecně méně členitá a má tvar amfiteátru. Ten obklopuje morfologicky výraznou rýhu uprostřed (550 m dlouhou a 50 až 120 m širokou), která se v horní části svahu větví do dvou menších odlučných oblastí, jež jsou zde morfologicky velice dobře zřetelné. Zmíněná rokle je tektonicky predisponovaná a je ve spodní části vyplněna proluvialními sedimenty. Horní okraj sahá až do výškové úrovně 730 m n. m. V okolních svazích se nachází několik skalních výchozů, které jsou zde, ve srovnání se západní odlučnou oblastí, méně četné.

Akumulaci lze morfologicky rozdělit na tři hlavní oblasti (obrázek č. 1) – na západní, centrální (obě pod západní odlučnou oblastí) a na východní. Západní oblast zasahuje až k údolí

Vesnického potoka, centrální a východní oblast akumulace pak odděluje mělké široké údolí. Povrch západní části akumulace je geomorfologicky nevýrazný, bez zřetelných akumulačních forem. Maximální mocnost kvartérních sedimentů dosahuje 38,5 m v ploché části Vesnického potoka (obrázek č. 4). Tok Vesnického potoka byl díky akumulaci odkloněn a mírně meandroval. Akumulace má charakter rulové kamenité sutě (podíl balvanů o velikosti 100–300 mm je až 20%), pod ní leží několik metrů mocná vrstva zahliněných písků, která zastupuje původní dejekční kužel potoka. Potok akumulací protékal v mělkém údolí.

Centrální akumulační oblast byla z velké části odtěžena při povrchové těžbě v 70. a 80. letech. Z digitálního modelu terénu vytvořeného z mapových podkladů z 50. let je však zřejmé, že tato oblast byla na západě jasně ohraničena přibližně 10 m vysokou hranou (10–15°) a na východě širokou depresí. Právě pro tuto oblast byl charakteristický zřetelný proudový tvar, popsán již dříve Špůrkem (1974), nepravidelný a členitý povrch se dvěma výraznými elevacemi (viz obrázek č. 5: Šibeniční hůrka 286 m a bezejmenný pahorek 304 m). Tyto vyvýšeniny byly tvořeny jedním nebo několika velkými bloky z pevné hrubozrnné ruly o objemu tisíců m³ (Špůrek 1974, Rybář 1981). Obě elevace byly pozůstatkem poslední fáze sesuvu a charakterizovaly je 15–30° strmé svahy orientované na jihovýchod, na jejich temeni pak byly zmapovány drobné suché deprese. Vyvýšenina Šibeniční hůrky byla od úpatí hor vzdálena 950–1 000 m, ale čelo celé akumulace vybíhalo až do vzdálenosti 1 180 m. Mocnost akumulace v okolí Šibeniční hůrky byla až 27 m, maximální mocnost 72,1 m však byla zjištěna ve vrtu KU 299 (obrázek č. 4). Souvislá mocnost kvartérních sedimentů přesahující 40 m vyplňovala depresi zřejmě z geologického modelu (obrázky č. 4 a 5). Tato deprese je zřetelná v podélném i příčném řezu územím A-A' a B-B' a dle Marka (1979) je predisponována tektonicky (obrázek č. 3). Z řezu A-A' je zřejmé, že rozhraní třetihorních a čtvrtohorních sedimentů je víceméně horizontální, ale bezprostředně u úpatí hor má sklon 2–3°.

Charakter akumulace byl dobře popsán např. ve vrtu DN 2 z roku 1958, kde mocnost kvartérních sedimentů dosahovala 36,6 m. Svrchních 7,5 m tvořilo rulové kolumium s bohatou příměsí hlíny a větších zvětralých rulových fragmentů. Následujících 29,5 m tvořily kaolinizované a zvětralé úlomky měkké ruly, nebo pevné rulové bloky přecházející do 0,6 m mocné vrstvy tmavě šedého jílu, vzájemně prohněteného s pevnými fragmenty ruly a zvětralými zbytky rulového skeletu. Tento, pro centrální akumulační oblast charakteristický sled hornin, byl dokumentován v mnoha dalších geologických vrtech (např. vrty ER 68 a ER 69 v obrázku č. 4) a vyznačoval se netříděnými a silně zvětralými rulovými zbytky, často kaolinizovanými, s bohatou hlinitou příměsí a ostrohrannými rulovými fragmenty do 30 mm (až 30 %), tvořícími základní hmotu (matrix) akumulace. Prostupovaly ji větší rulové bloky mírně zvětralé hrubozrnné ruly nebo migmatitů, velikosti od 20 cm až do bloků o velikosti v řádech několika metrů. Kontakt kvartérní akumulace a neogenních sedimentů byl tvořen tmavě šedými jíly, silně proklouzanými a prohnětenými s úlomky pevné ruly.

Převážná část centrální akumulační oblasti byla sice odtěžena, ale právě vlivem těžby, sesuvů a následných sanací bylo

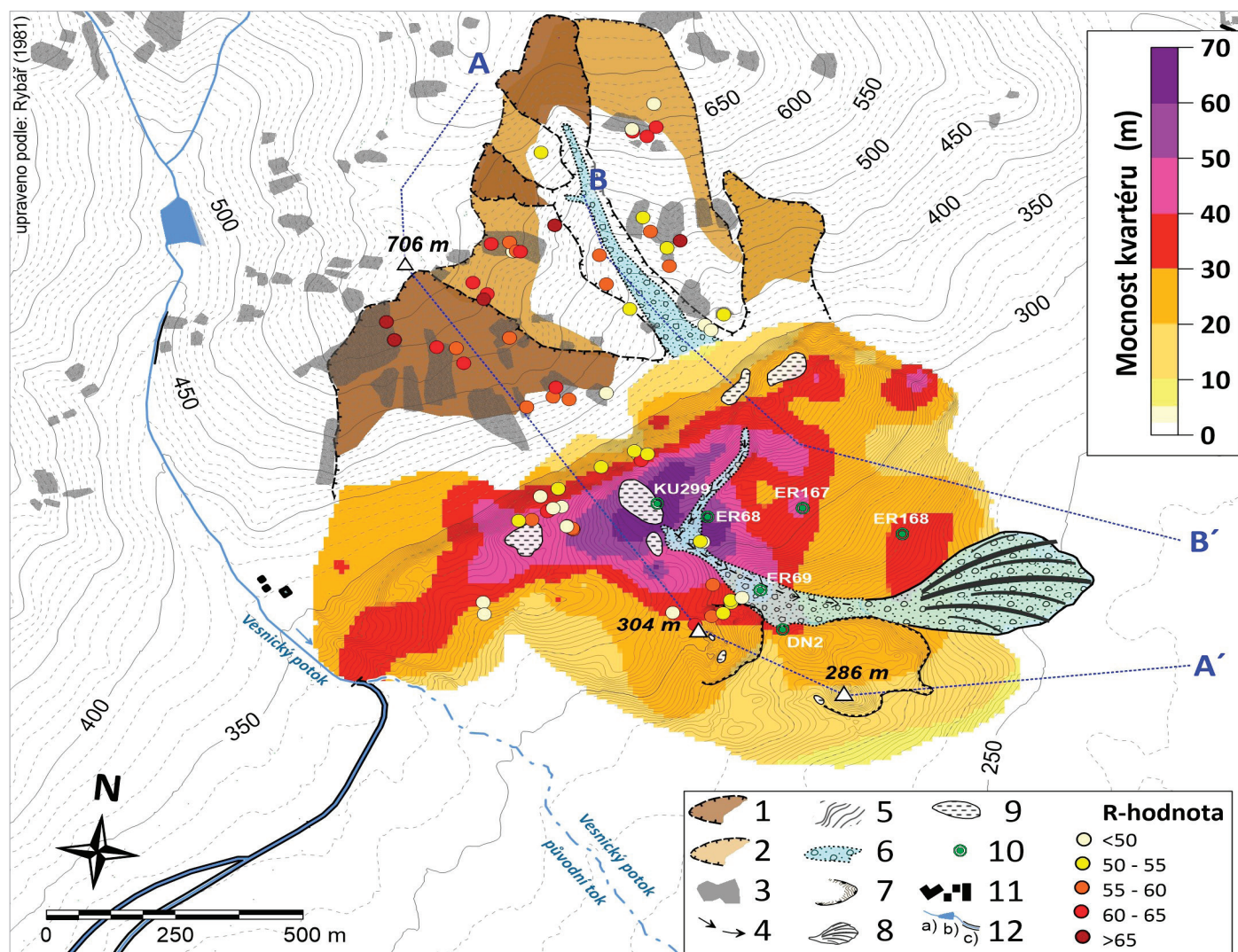
několik rulových bloků nově exponováno (obrázek č. 2). Velký rulový blok (cca 60 m široký a 5 až 9 m vysoký) je odkryt přibližně 37-42 m pod bývalým bezejmenným pahorkem (původně 304 m). Terénním průzkumem se nepodařilo určit, zda se jedná o velký jednolitý blok nebo několik bloků. Nicméně tento blok (bloky) je tvořen pevnou rulou a nachází se přibližně 10 m nad kvartérním podloží. Podobné velké pevné rulové bloky byly popsány i v nedalekém vrtu ER 69 (obrázek č. 4), kde byly zjištěny dokonce v několika úrovních: 274,8–273,8 m n. m., 257,8–254,8 m n. m. a 250,8–240,8 m n. m. Mocnost těchto rulových akumulací oddělených vrstevami rulového šterku s písčito-hlinitou příměsí se pohybovala mezi 1 a 10 m.

Střední a východní část akumulace sesuvu byly morfologicky odděleny 120-130 m širokým údolím, orientovaným k jihovýchodu a pravděpodobně tvarovaným občasnými vodními toky. Jeho délka přesahovala 500 m a průměrná hloubka 10 m.

Údolí bylo vyplněno netříděnými klasty (Špůrek 1974) a přecházelo morfologicky do hůře zřetelného (spíše předpokláda-

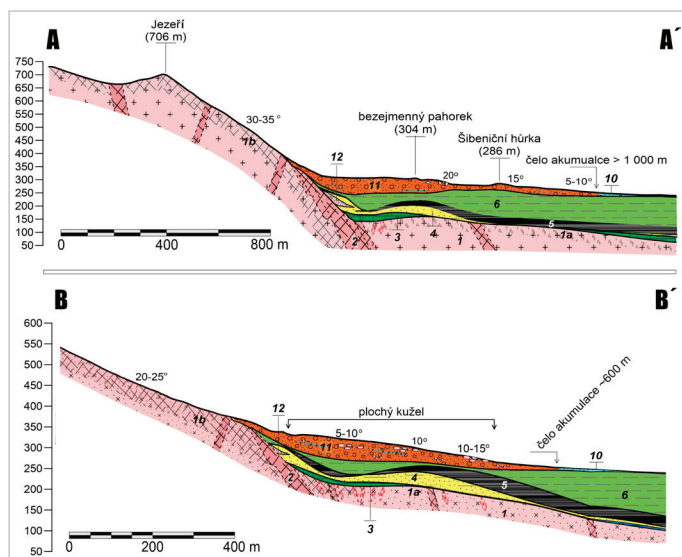
ného) plochého dejekčního kuželu. Osa údolí přibližně kopírovala depresi v kvartérním a předkvartérním podloží; údolí tedy procházelo oblastí s nejvyšší mocností akumulace (obrázek č. 4). Východní akumulací oblast byla v minulosti téměř kompletně odtěžena, původně však měla tvar plochého kužele, 630 m dlouhého se sklonem povrchu 10-15° v čelní části a 5-10° v koruně (obrázek č. 5).

Struktura východní akumulací oblasti se lišila od té centrální, což je patrné například z geologického profilu vrtu ER 168. Velké bloky zvětralých rul zde zcela chybí; materiál má charakter mírně šedé, nebo hnědé písčité hlíny s relativně malými (do 50 cm) ostrohrannými úlomky z rul nebo migmatitů (podílem do 10-20 %). V hloubce 6,4 m (267 m n. m.) byla ve vrtu zdokumentována tmavě hnědá, velmi písčité a mírně slídivitá fosilní půda. Podobně tmavé písčité půdní horizonty lze najít v antropogenních svazích (279 a 269 m n.m.) obnažených v průběhu zemních prací v roce 2013. Nacházejí se 290 m západně od vrtu ER 168 (obrázek č. 2). Stejně jako ve vrtu DN 2 je kontakt kvartérního materiálu akumulace s terciérem tvořen horizontem tmavě šedých hlín, prohnětených



Obr. 4: Geomorfologická skica svahové deformace.

Legenda: 1 – odlučné oblasti morfologicky výrazné; 2 – odlučné oblasti morfologicky nevýrazné (podle Rybáře 1981); 3 – skalní výchozy, věže a sruby; 4 – erozní rýhy občasných toků; 5 – vrstevnicový model povrchu akumulace (ZIV 1 m); 6 – aluviální a proluviální sedimenty; 7 – morfologicky výrazné čelo sesuvu se zvlněným povrchem; 8 – dejekční kužele; 9 – mělké koluvní deprese; 10 – vrty uvedené v textu; 11 – budovy a domy; 12a – vodní tok, b – přehrada, c – umělý tok (podle: Burda et al. 2018).



Obr. 5: Idealizované geologické řezy.

Legenda: 1a – kaolinozované ruly a ortoruly; 1b – rozpukané ruly; 2 – tektonické brekcie; 3 – reliktů Oligocenní a křídových sedimentů; 4 – miocenní klasty; 5 – uhelná sloj; 6 – miocenní prachovité jíl; 10 – fluvialní a proluviální sedimenty; 11 – svahová deformace; 12 – reliktů terciérních svahových deofrmací (upraveno podle: Burda et al. 2018).

a proklouzaných, s množstvím pevných rulových fragmentů. Podobný geologický profil, včetně vrstvy směsi jílu s rulovými úlomky, byl zjištěn např. i ve vrtu ER 167 (obrázek č. 4) a řadě dalších vrtů.

4.2 R-hodnoty testovaných hornin

Měření R-hodnot pomocí Schmidt hammeru proběhlo celkem na 72 lokalitách, u nichž byl předpoklad, že jde o potenciální reliktů odlučných ploch s morfologicky nejmladšími povrchy (obrázek č. 4). Pro srovnání bylo vybráno 12 referenčních lokalit mimo konturu svahové deformace. Rozdíly R-hodnot z akumulační a odlučné oblasti a z referenčních oblastí byly statisticky významné s $p < 0,05$.

Výsledek t-testu ukázal statisticky velmi významný rozdíl ($p = 0,0008$) mezi vzorky z referenčních oblastí a z oblasti kontury svahové deformace. Rovněž rozdíly R-hodnot z akumulační a odlučné oblasti se ukázaly statisticky významné ($p = 0,0073$). Statisticky méně významný pak byl rozdíl mezi vzorky z akumulačních oblastí a referenčními vzorky ($p = 0,0329$).

V odlučné oblasti se zjištěné R-hodnoty pohybovaly v rozmezí od 43,5 do 69,9, s průměrnou R-hodnotou 57,8 a střední směrodatnou odchylkou 4,0 (obrázek č. 6). V akumulační oblasti leží zjištěné R-hodnoty v rozmezí od 44,5 do 68,7, průměrná R-hodnota je 53,9 a střední hodnota směrodatné odchylky je 4,2.

Skalní útvary v odlučné zóně mají výrazně vyšší R-hodnoty než rulové bloky a balvany v akumulační oblasti. Z osmi nejvyšších R-hodnot (nad 65) byly jen dvě změřeny na balvanech v akumulační zóně a více než 70 % testovaných lokalit z akumulační oblasti spadá do spodní poloviny celého statistického souboru (obrázek č. 6).

Skalní výchozy v západní odlučné oblasti vykazují vyšší R-hodnoty (43,5–69,9; průměr 59,2) než ve východní části (47,0–65,1; prům. 54,8). Rovněž jsou zde svahy více strmé (30° a u exponovaných skalních stěn až 90°), s většími a četnějšími skalními výchozy (obrázek č. 4) než ve východní odlučné oblasti. Lokality s nejvyššími R-hodnotami (> 60) byly zjištěny zejména v horních partiích západní odlučné oblasti, zatímco zbylé části svahu jsou charakterizovány R-hodnotami v rozmezí 50 a 60. Tato výšková závislost nebyla zjištěna ve východní odlučné oblasti, kde jsou R-hodnoty rozloženy nepravidelně po celém svahu, s mírně klesajícím trendem směrem na východ.

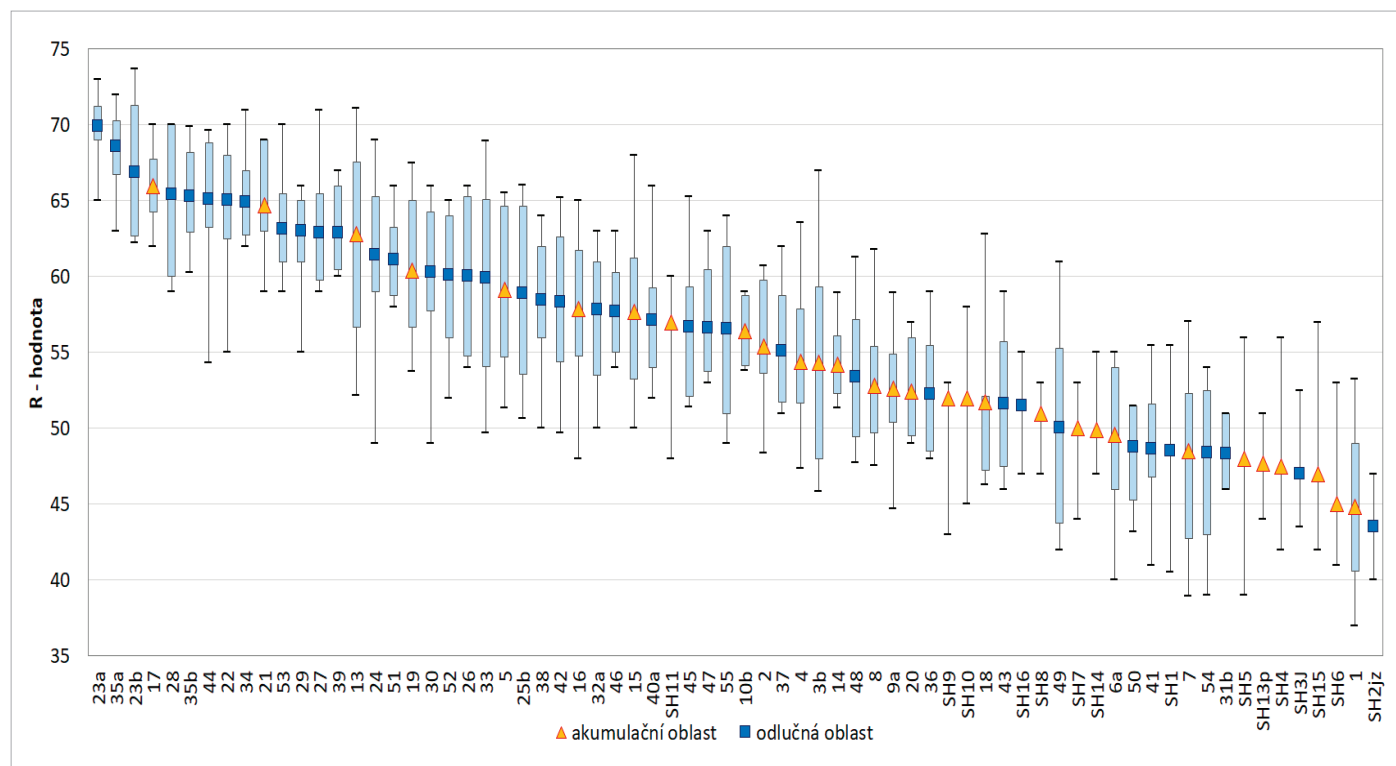
Původní reliéf akumulační oblasti byl modifikován povrchovou těžbou, značná část akumulace byla odtěžena – zejména její nejmladší (nejsvrchnější) vrstvy. Naopak, akumulace starších svahových pohybů byly těžbou odkryty, včetně několika velkých rulových bloků (obrázek č. 2). Pět testovaných lokalit se nachází právě na takto obnaženém rulovém bloku/blocích pod dřívějším bezejmenným vrchem (304 m n.m.). Zjištěné R-hodnoty se pohybují v rozmezí od 49,6 do 55,4.

V akumulační oblasti bylo celkem vybráno 24 lokalit – menších, zcela nebo zčásti odkrytých rulových bloků a balvanů. Zjištěné R-hodnoty se pohybovaly v rozmezí od 44,9 do 66,0, přičemž různé R-hodnoty reprezentují akumulace různých generací svahových pohybů, zdánlivě náhodně rozmístěných v akumulačním prostoru. Nejnížší R-hodnoty (< 50) byly detekovány blíže k úpatí hor, přičemž shluk nejpodobnějších R-hodnot (střední směrodatná odchylka 1,5) je soustředěn v místě výše zmíněného těžbou obnaženého rulového bloku (obrázek č. 2). Nejvyšší R-hodnoty (> 60) byly prokázány u balvanů střední velikosti, z nichž jeden se nachází poblíž zmíněného obnaženého rulového bloku a dva jsou při úpatí hor.

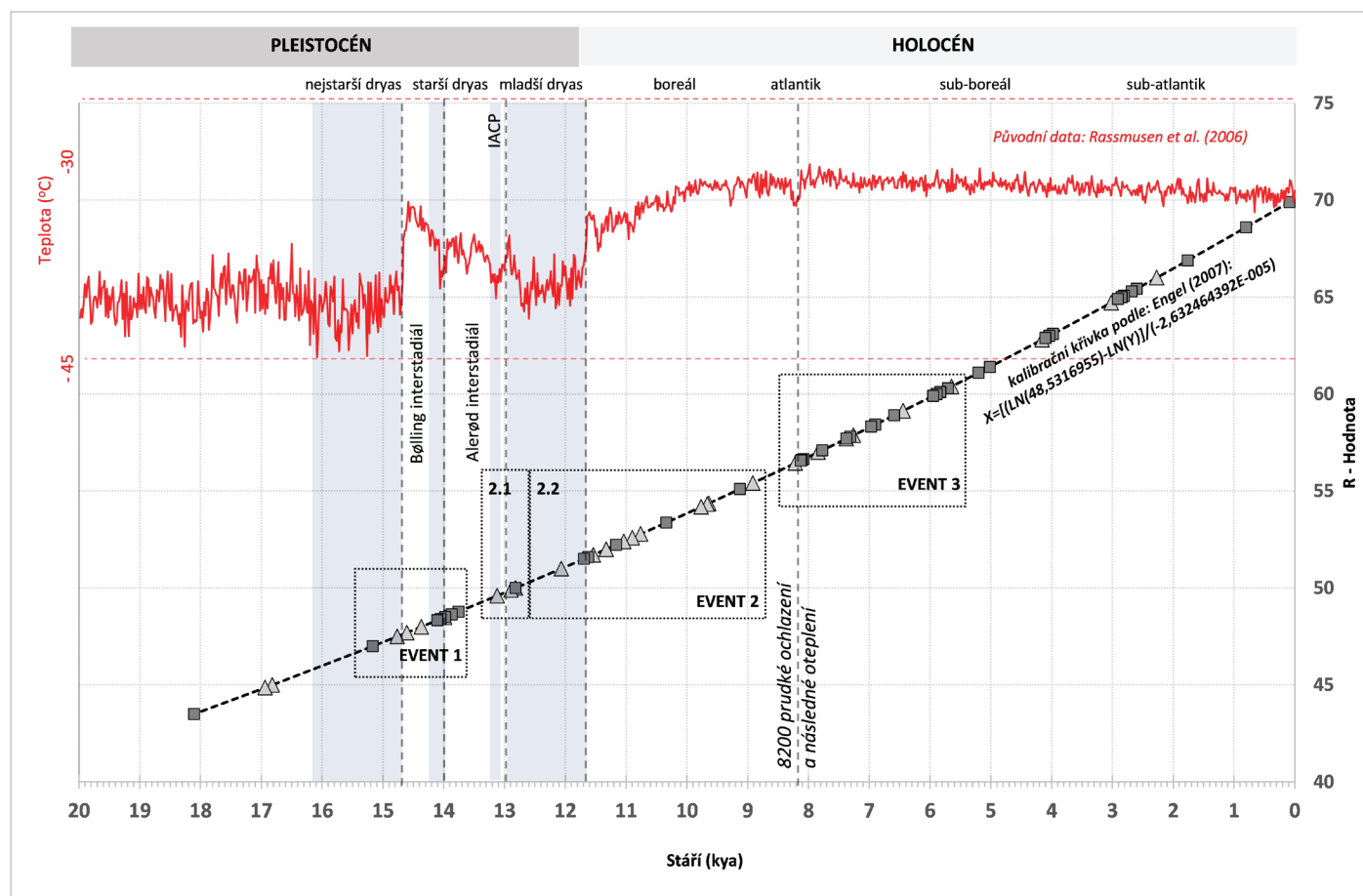
4.3 Klasifikace svahové deformace

Revize stávajících poznatků a implementace nových poznatků vedou k hypotéze, že svahová deformace (nebo alespoň její západní část) je skalní lavina (ve smyslu Dikau in: Goudie 2004). Ty jsou popisovány jako náhlý a velmi rychlý pohyb netřídných hornin a zemin vlivem zemské tíže, často vznikají z rozsáhlých skalních sesuvů a konsekventních sesuvů po predisponované ploše, resp. rozpadem horninových mas během jejich pohybu (Schuster a Crandell 1984). Výsledkem tohoto procesu je základní hmota (matrix) různé frakce (od šterkopísku až po balvany o rozměrech desítek metrů), která, je-li dostatečně saturována vodou, pokračuje formou proudu i několik kilometrů od odlučné oblasti (Hoblitt et al. 1987, Miller 1989), a to i při minimálním sklonu svahu (Hsü 1975). V řadě případů je voda, dodatečně mobilizující zřícené/sesuté hmoty, do matrixu “injektována” ze sedimentů uložených pod odlučnou oblastí (často aluviálních nebo proluviálních sedimentů) v důsledku jejich náhlého zatížení zřícenými/sesutými hmotami (Crandell 1989). Svahové deformace tohoto typu patří k plošně nejrozsáhlejším a kubaturou běžně přesahují 1 mil. m³ (Dikau in: Goudie 2004).

V tomto konkrétním případě předpokládáme, že rozsedání skalních bloků přecházející do jejich sesouvání podél ploch nespojitosti (viz Váně 1960, Špůrek 1974, Marek 1979 a další) zřejmě bylo první fází svahového pohybu, a že materiál sesuvu/zřícení byl s největší pravděpodobností mobilizován vodou



Obr. 6: Výsledné R-hodnoty (max., min, Q_{25} a Q_{75}) zjištěné v jednotlivých lokalitách v odlučné i akumulční oblasti, značky (trojúhelník, čtverec) udávají průměrnou R-hodnotu očištěnou o 20 % extrémních hodnot (Burda et al. 2018).



Obr. 7: Odhad stáří zkoumaných lokalit na základě časové kalibrace R-hodnot podle Engela (2007), ilustrující předpokládané události (eventy) ve vztahu ke klimatickým trendům na přelomu pleistocénu a holocénu stanovené na základě klimatické rekonstrukce dle vrtného jádra z grónského ledovce (upraveno podle: Burda et al. 2018 a Rasmussen et al. 2006).

bud': 1. důsledkem tání sněhu nebo permafrostu, nebo 2. vodou z nasycených sedimentů při úpatí hor.

5 Diskuze

Na základě R-hodnot, zjištěných Schmidt hammerem, lze potvrdit dřívější předpoklady, že svahový pohyb byl opakovaný a akumulace je výsledkem několika událostí (eventů), což koresponduje např. se závěry Rybáře (1981). R-hodnoty oscilují od 43,5 do 69,9 a lze tudíž také konstatovat, že odpovídají horninám s vysokou nebo velmi vysokou pevností, tedy méně zvětralé a pevné horniny (Selby 1980).

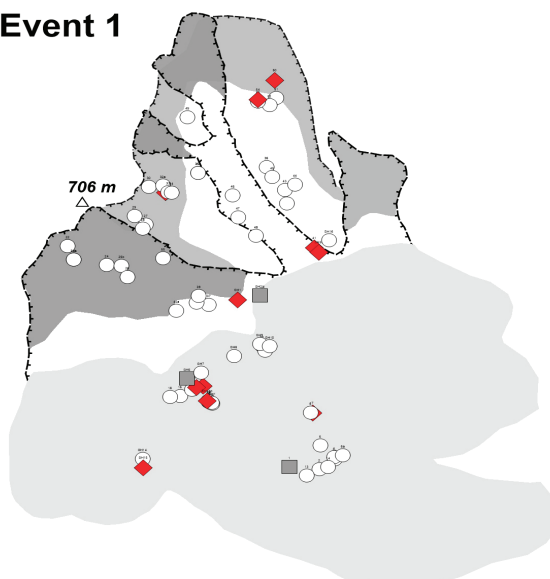
Skalní výchozy a balvany s R – hodnotami <60 nebo <50 představují starší, a tudíž více zvětralé plochy. Obecně se tak jako starší jeví východní odlučná oblast, což je v souladu se závěry Špürka (1974).

Rozsah R-hodnot v akumulačních oblastech se pohybuje od 44,9 do 66, což opět ukazuje na různá stáří několika generací svahových pohybů. U řady lokalit jsou zde R-hodnoty nižší než u lokalit výše, v odlučné oblasti, což naznačuje jejich vyšší stáří. Předpokládáme, že to může být způsobeno „omlazováním“ západní odlučné oblasti klimatickými vlivy a mladšími (možná až recentními) svahovými pohyby, jejichž akumulace však často chybějí, neboť byly z velké části v 80. letech odtěženy. Naopak, těžbou byly exhumovány akumulace starších generací svahových pohybů. I u východní odlučné oblasti předpokládáme její „omlazování“ klimatickými vlivy a mladšími svahovými pohyby, nicméně východní akumulační oblast byla zcela odtěžena, a není tak možné porovnat výsledné R-hodnoty z východní odlučné oblasti s ekvivalentem v akumulační oblasti.

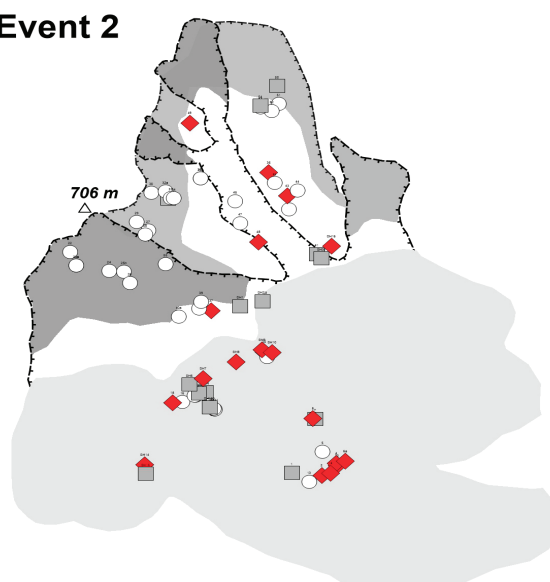
Ačkoliv dřívější studie věnovaly struktuře, morfologii i morfometrii svahové deformace velkou pozornost (tab. 1), stáří, mechanismus pohybu a klasifikace svahové deformace byly popsány velmi vágně. Jedním z cílů studie proto také bylo odhadnout přibližné stáří hlavních událostí (eventů), během nichž mohlo docházet k pohybům. Pro tento účel bylo přibližné stáří testovaných lokalit stanoveno ze zjištěných R-hodnot na základě kalibrační křivky popsané ve studii Engela (2007). Uvedená regresní rovnice byla vybrána z několika dalších studií (Betts and Latta 2000; Shakesby et al. 2006; Sánchez et al. 2009), neboť je založena na exaktním datování v Krkonoších, tedy regionu geologicky, geomorfologicky a klimaticky podobném Krušným horám (v porovnání s regiony z dalších studií). R-hodnoty odrážejí pevnost horniny, stupeň jejího zvětrávání, stejně jako rozpukání, vrstevnatost atd. Ne všechny tyto vlivy mají stejnou důležitost, ale všechny dohromady ovlivňují stabilitu skalního svahu (Goudie 2004). Kvůli variabilitě výsledků a jasně daným limitům metody Schmidt hammeru (Viles et al. 2011; Goudie 2006) je nutné předpokládat, že každý námi zdokumentovaný event, který je ve skutečnosti rychlým epizodickým svahovým pohybem, může být ve výsledcích rozprostřen do horizontu stovek až několika tisíců let.

Na základě použité metodiky byl stanoven rozptyl stáří jednotlivých lokalit přibližně od 15 200 let až po recent (obrázek č. 7). Dále byly vymezeny tři hlavní události (eventy), nebo období několika menších událostí následujících v rychlém sledu za sebou. Pro jednotlivé eventy byly nalezeny jejich ekvivalenty v lokalitách jak v odlučné, tak v akumulační oblasti (obrázek č. 8).

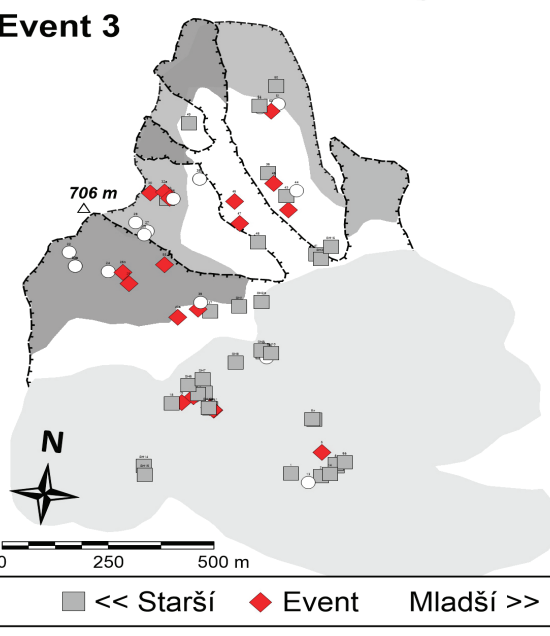
Event 1



Event 2



Event 3



Obr. 8: Lokality testované Schmidt hammerem přiřazené dle stáří k jednotlivým událostem (eventům).

Jednotlivé události (eventy) jsou vždy reprezentovány shluky 11 až 20 testovaných lokalit a oscilují okolo významných klimatických změn na konci pleistocénu a v holocénu (Rasmussen et al. 2006). Například eventy 1 a 2 lze dávat do souvislosti s oteplováním při interstadiálu Bølling, mezi nejstarším a starším dryasem, a s oteplením na konci mladšího dryasu (cca před 11 700 lety), tedy s koncem posledního stadiálu. Event 3 je pak zřejmě již čistě holocenního stáří a jeho vznik lze spojit s klimatickým výkyvem v atlantiku (cca před 8 200 lety).

U eventů 2 a 3 předpokládáme, že se může jednat o několik epizod svahových pohybů následujících v relativně krátkém časovém sledu. Možným příkladem vyčlenění jedné dílčí epizody by mohl být event označený 2.1 (obrázek č. 7), který osciluje okolo chladného výkyvu IACP (Intra-Allerød Cold Period), k němuž došlo v průběhu posledního interstadiálu Allerød. Předpokládáme, že vznik svahového pohybu mohl být spojen s prudkým oteplením na konci studeného období IACP. Jednalo se o krátké období trvající v řádech prvních stovek let. Vzhledem k rozptylu zjištěných hodnot (obrázek č. 6), který je dán vlastními limity metody nepřímého datování Schmidt hammeru (Goudie 2006), nelze však tento předpoklad exaktně prokázat.

Období konce posledního glaciálu před 12 000 a 10 000 lety je však v Evropě obecně spojeno se vznikem rozsáhlých skalních lavin, avšak v některých případech docházelo k jejich vzniku až s velkým zpožděním po deglaciaci. Příkladem je např. skalní lavina v Německých Alpách o kubatuře cca 400 mil. m³ datovaná do období před 3 700 lety (Dikau in: Goudie 2004). Skalní laviny datované v této studii tedy spadají do časového rámce, v jehož průběhu byly podobné geomorfologické jevy typické v celé Evropě. Dle předpokladu mají všechny postulované události (eventy 1 až 3) značné časové rozpětí, jejich spojení s klimatickými výkyvy je však logické, neboť právě v průběhu prudkých nástupů teplých a vlhkých období interstadiálů nastávaly příznivé klimatické podmínky pro vznik velkých skalních lavin.

Průměrná roční teplota většiny pánve byla v mladším dryasu 4 °C, v horských oblastech byla průměrná roční teplota 0 °C a svahy byly bez stromové vegetace, pokryty pouze tundrou (Jankovská 1987). Na konci pleistocénu se v Mostecké pánvi pod svahy Jezeří a Janského vrchu začalo rovněž formovat velké Komořanské jezero (Jankovská 1983), jehož maximální plocha se odhaduje na 52–57 km², délka na 13 km a šířka na 9,5 km (Schlesinger 1871; Zapletal 1954), hladinu podzemní vody v celé pánvi tak lze předpokládat mělce pod povrchem. Podle předpokládaného scénáře docházelo v důsledku rychlého oteplování (v průběhu výše popsaných období) k rychlému tání sněhové pokrývky a permafrostu. Jelikož jsou polohy tektonických brekcií v krystaliniku tvořeny kaolinizovanou rulou a vytvářejí v masívu nepropustné polohy (Marek 1983), došlo k rychlému nastoupaní hladiny podzemní vody a nárůstu pórových tlaků. To mohlo být samo o sobě spouštěcím mechanismem pohybu – sesouvání po predisponované ploše (Sartori et al. 2003), nebo jen vytvořit ideální podmínky, aby byl pohyb následně iniciován např. seismickou aktivitou (Kalvoda et al. 1994). V pánevní oblasti pak impakt až několika miliónů m³ transportovaných hmot s největší pravděpodobností způsobil prudké zatížení plastických miocenních sedimentů a v důsledku

vysoké hladiny podzemní vody i jejich ztekucení, nikoliv však zatlačení, ale vytlačení směrem od hor (jak částečně naznačil již Hurník 1986). Takto plasticky se chovající materiál spolu s vytlačenou vodou zapracovaný do původní matrix mohl fungovat jako mobilní vrstva vynášející balvanitou akumulaci v podobě skalní laviny daleko od úpatí hor (Okada a Uchida 2014), což dokládají polohy prohnětených jílu zjištěné na bázi akumulace (Marek 1979).

Tento scénář nejlépe vystihuje vznik centrální akumulární části, která měla výrazný proudový tvar. V otázce klasifikace svahové deformace se proto přikláníme ke komplexní svahové deformaci (kde se u stejného typu horniny/zeminy mění mechanismus pohybu), tvořené z větší části skalními lavinami. I přes jisté značnou pohybovou energii přemísťovaných hmot není pravděpodobné, že by jiný mechanismus pohybu umožnil transport hmot na vzdálenost 1 200 m, což je téměř čtyřnásobek délky odlučné oblasti. Vzhledem k relativně vysokým hodnotám úhlu vnitřního tření je pro akumulace svahových pohybů typu řícení nebo sesouvání po predisponované ploše charakteristické vytvoření rozsáhlého osypového kužele při patě svahu nebo v místě zmírnění jeho sklonu. Ke zbrzdění pohybujících se hmot a jejich akumulaci dochází již v místech, kde sklon reliéfu klesá pod hodnotu 30° (Buwal et al. in: Stoffel 2005). V případě svahu Jezeří činil sklon odlučného svahu 30–35° (Rybář 1981) a materiál byl akumulován v rovinném reliéfu Mostecké pánve (bezprostředně při úpatí horského svahu styčná, plocha mezi miocenními jíly a kvartérní akumulací dokonce upadá pod úhlem 1–2° směrem do svahu, viz obrázek č. 5). Z výše uvedených faktů lze usuzovat, že se při vzniku popisované svahové deformace musel uplatnit takový mechanismus pohybu, který umožnil transport hmot z odlučné oblasti na vzdálenost až 1 200 m do pánve.

U východní akumulární oblasti nelze vyloučit složitější genezi. Celková morfologie oblasti (plochý akumulární kužel pod dlouhou a hlubokou erozní rýhou) je charakteristická spíše pro suťové proudy, popř. suťové laviny (Goudie 2004). I v této oblasti však byly ve vrtech dokumentovány rulové bloky, avšak ve srovnání s centrální akumulární oblastí menší a s nižší četností. Ostře vymezená vrstva prohnětených jílu byla dokumentována např. ve vrtech ER 168 a ER 167 a může naznačovat, že starší sedimenty byly opět v podobě skalní laviny transportovány až na vzdálenost 650 m od horského svahu. Následně mohly být překryty mladšími generacemi suťových proudů, které pod přírodní dráhou (erozní rýhou) vytvořily charakteristický plochý akumulární kužel.

Charakter sedimentů západní akumulární je odlišný, na mnoha místech se svahové suť prolínají s fluvialními sedimenty, balvany a bloky jsou méně časté, méně zaoblené a celkově menší (Špůrek 1974). Proto předpokládáme, že rozsah svahových pohybů zde byl menší a spíše lokálního charakteru.

Jelikož byla akumulace z větší části odtěžena, je prakticky nemožné zpětně rekonstruovat a datovat celou svahovou deformaci jako celek, můžeme pouze na základě analogií z jiných lokalit zjištěné fragmenty extrapolovat pro celou oblast. Kupříkladu v akumulární oblasti je dodnes morfologicky nejvýraznější lokalitou 60 m široký blok ruly, obnažený 37 až 42 m pod úrovní původního terénu. Podle hrubého odhadu stáří na základě zjištěných R-hodnot (hodnoty R 50–52) náleží blok

k události č. 2 (přesněji z jeho druhé epochy – event 2.2). Na základě parametrů tohoto bloku pouze přepokládáme, že hlavní a největší zaznamenanou událostí mohl být event 2, spojený s prudkým oteplováním na konci mladšího dryasu. Ale například akumulace již odtěžené Šibeniční hůrky (286 m n.m.) mohla být starší, ale i mladší. Podobně nejmladší sedimenty blízko původního povrchu byly odtěženy v 70. a na počátku 80. let 20. století, a proto nejmladší skalní výchozy v západní odlučné oblasti nemají ekvivalent v akumulaci zóně (obrázek č. 8). Právě tyto skutečnosti komplikují případné datování a interpretaci svahové deformace jako celku.

6 Závěr

Digitalizací 216 geologických vrtů a státních map z roku 1952 vznikl model rozsáhlé komplexní svahové deformace pod svahem vrchu Jezeří v místě bývalé Šibeniční hůrky (286 m n. m.), která je nejrozsáhlejší zdokumentovanou svahovou deformací na úpatí Krušných hor. Morfometrie skalní laviny byla analyzována v prostředí GIS a pro hrubý odhad jejího stáří byl v 72 lokalitách proveden Schmidt hammer test.

Celkový objem akumulace je v rozmezí 25,4 a 27,4 mil. m³, což je v souladu se závěry dřívějších studií ze 70. a 80. let. Před odtěžením pokrývala akumulace plochu 778 000 m² a byla tvořena sedimenty opakovaných svahových pohybů s různým mechanismem pohybu (skalních lavin, suťových lavin i prostých skalních řícení) a přecházejících do vrstev několika (6–8) generací koluviálních sedimentů na úpatí Krušných hor. Odlučná oblast (přibližně 161 000 m²) se nachází na 20°–40° strmých zlomových svazích vrchu Jezeří (706 m n. m.) a Jánského vrchu (738 m n. m.). Svahová deformace vznikla v místě tektonicky a strukturně predisponovaném, kde je krušnohorský zlomový svah jednodušší, nejvyšší a nejstrmější a při úpatí je rovněž doprovázen poklesem pánevního dna – celková výška skoku zde činí 150 m (obrázek č. 3).

Předpokládáme, že vlivem klimatických změn akcelerovaly gravitační procesy ve svahu (rozsedání skalních bloků přecházející do jejich sesouvání podél ploch nespojitosti), v iniciální fázi měl pohyb charakter řícení či spíše sesouvání. Následně byl transportovaný materiál ve formě rozsáhlé skalní laviny vynešen až 1 200 m od horského úpatí. K takovéto mobilizaci materiálu přispěla s největší pravděpodobností voda zapracovaná do původní matrix nejen ve zdrojové oblasti, ale s největší pravděpodobností také z prostoru pánve.

Kalibrací R-hodnot dle regresní křivky (Engel 2007) byly vymezeny tři hlavní události (eventy) svahových pohybů. Tyto eventy chápeme jako období jednotlivých pohybů s různým rozsahem následujících krátce po sobě. Nejstarší událost (event 1) spojujeme s oteplením na konci nejstaršího dryasu. Nejlépe zdokumentovaná událost (event 2) pak spadá na období konce mladšího dryasu (před 11 700 lety), avšak k pohybům nejpravděpodobněji docházelo během celého období interstadiálů Bølling a Allerød. Nejmladší zdokumentovaná událost (event 3) je čistě holocenního stáří, pravděpodobně spojená s klimatickou oscilací během atlantiku (před 8 200 lety). Všechny tři dokumentované události (eventy) oscilovaly kolem významných období globálních klimatických změn s rychlým oteplováním.

Celkově se tak nepotvrdil předpoklad, že k pohybům mělo docházet během stadiálů (Růžičková et al. 1987) a datované

pohyby jsou mladšího data, než se dříve předpokládalo (tab. 1). Důkazy o starších pohybech nebyly prokázány, ale rozhodně je nelze vyloučit, protože většina akumulace byla dříve odtěžena a odlučné oblasti byly omlazovány mladšími geomorfologickými procesy.

Obdobná situace platí pro pohyby mladší, pro něž jsou sice doklady v odlučných oblastech, nikoliv však v oblastech akumulacích – i zde pravděpodobně došlo k jejich odtěžení.

Literatura

- [1] BETTS, M. W., LATTA, M. A.: Rock surface hardness as an indication of exposure age: an archaeological application of the Schmidt hammer. *Archaeometry*, 42, s. 209–223, 2000.
- [2] BURDA, J., VESELÝ, M., ŘEHOŘ, M., VILÍMEK, V.: Reconstruction of a large runout landslide in the Krušné hory Mts. (Czech Republic). *Landslides*, 15 (3), s. 423–437, 2018.
- [3] ČERNÁ, B., ENGEL, Z.: Surface and sub-surface Schmidt hammer rebound value variation for a granite outcrop. *Earth Surf. Process. Landf.*, 36, s. 170–179, 2011.
- [4] COPONS, R., VILAPLANA, J. M., LINARES, R.: Rockfall travel distance analysis by using empirical models (Solà d' Andorra la Vella, Central Pyrenees). *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 9, s. 2107–2118, 2009.
- [5] CRANDELL, D. R.: Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta Volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *USGS Bulletin*, 1861, 32 s., 1989.
- [6] DIKAU, R.: Sturzstrom in Goudie A. S. (ed) *Encyclopedia of geomorphology*. Vol. 1. Routledge, London, s. 1009, 2004.
- [7] ENGEL, Z.: Measurement and age assignment of intact rock strength in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Z Geomorphol*, 51, s. 69–80, 2007.
- [8] GOUDIE, A. S. (ed): *Encyclopedia of geomorphology*. Vol. 1. Routledge, London, 1184 s., 2004.
- [9] GOUDIE, A. S.: The Schmidt hammer in geomorphological research. *Prog Phys Geogr*, 30, s. 703–718, 2006.
- [10] HOBLITT, R. P., MILLER, C. D., SCOTT, W. E.: Volcanic Hazards with Regard to Siting Nuclear-Power Plants in the Pacific Northwest [online]. U.S. Geological Survey, Open-File Report, s. 87–297, 1987 [cit. 2012-1-25], <http://vulcan.wr.usgs.gov/>.
- [11] HSÜ, K. J.: Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfall. *Geological Society of America Bulletin*, 86, s. 129–140, 1975.
- [12] HURNÍK, S.: Geologická problematika Velkolomu Československé armády. *Zpravodaj SHR*, 3, s. 28–49, 1986.
- [13] JANKOVSKÁ, V.: Palynologische Forschung am ehemaligen Komořany-See (Spätglazial bis Subatlantikum).

Věstník Ústředního ústavu geologického, 58 (2), s. 99–107,

- 1983.
- [14] JANKOVSKÁ, V.: Vývoj vegetace na Mostecku na základě pylových analýz sedimentů Komofanského jezera. In: Severočeská příroda, 20, 113 s., 1987.
- [15] KALVODA, J., VILÍMEK, V., ZEMAN, A.: Earth's surface movements in the hazardous area of Jezeří kastle, Krušné hory Mts. *GeoJournal*, 32(3), s. 247-252, 1994.
- [16] MAREK, J.: Šibeniční hůrka u Dřínova před odtěžením. *Uhlí*, 27(11), s. 498-501, 1979.
- [17] MAREK, J.: Inženýrsko-geologický průzkumu stability zámku Jezeří v předpolí uhelného velkolomu. *Geolog Průzk.*, 25, s. 234-236, 1983.
- [18] MILLER, C. D.: Potential Hazards from Future Volcanic Eruptions in California [online]. USGS Bulletin 1847, 1989 [cit. 2012-1-25], <http://vulcan.wr.usgs.gov/>.
- [19] NĚMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J.: Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mech.*, 4, s. 71-79, 1972.
- [20] OKADA, Y., UCHIDA, I.: Dependence of runout distance on the number of rock blocks in large-scale rock-mass failure experiments. *J For Res.*, 19(3), s. 329-339, 2014.
- [21] RASMUSSEN, S. O., ANDERSEN, K. K., SVENSSON, A.M., STEFFENSEN, J.P., VINTHER, B.M., CLAUSEN, H.B., SIGGAARD-ANDERSEN, M-L., JOHNSON, S.J., LARSEN, L.B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M.E., RUTH, U.: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J Geophys Res Atmos*, 111(6), s. 2156-2202, 2006.
- [22] RŮŽIČKOVÁ, E., ZEMAN, A., HURNÍK, S.: Vývoj jihovýchodního okraje Krušných hor a Mostecké pánve v mladším kenozoiku. *Sbor Geol Věd, Ř A*, 18, s. 9-72, 1987.
- [23] RYBÁŘ, J.: Inženýrsko-geologické hodnocení stabilitních poměrů předpolí povrchových velkolomů při úpatí Krušných hor. Stabilitní řešení svahů a jejich zabezpečení, Sborník přednášek semináře, Most, s. 6-93, 1981.
- [24] SÁNCHEZ, S.J., MOSQUERA, D.F., VIDAL ROMANÍ, J.R.: Assessing the age-weathering correspondence of cosmogenic ^{21}Ne dated Pleistocene surfaces by the Schmidt hammer. *Earth Surf Process Landf.*, 34, s. 1121-1125, 2009.
- [25] SARTORI, M., BAILLIFARD, F., JABOYEDOFF, M., ROUILLER, J-D.: Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland). *Nat Hazards Earth Syst Sci.*, 3, s. 423-433, 2003.
- [26] SELBY, M. J.: A rock-mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z Geomorphol*, 24, s. 31-51, 1980.
- [27] SHAKESBY, R.A., MATTHEWS, J.A., OWEN, G.: The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glacial environments. *Quat Sci Rev.*, 25, s. 2846-2867, 2006.
- [28] SCHLESINGER, L.: Festschrift zur Erinnerung an die Feier des 10. Gründungstages im Jahre 1871. *Geschichte des Kummerner Sees bei Brüx, Praha*, 26 s., 1871.
- [29] SCHUSTER, R. L., CRANDELL, D. R.: Catastrophic debris avalanches from volcanoes. *Proceedings IV Symposium on Landslides, Toronto*, v. 1, s. 567-572, 1984.
- [30] SMOLAŘ, Z.: Závěrečná zpráva Jezerka. MS Geofond, Praha, 1985.
- [31] STOFFEL, M.: Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests—results from tree-ring and tree analysis. *University of Fribourg. GeoFocus*, 12, 188 s., 2005.
- [32] STROM, K. E., ABDRAKHMATOV, K. E.: Rock slides and rock avalanches of the Kokomeren River basin (Central Tien Shan). *ICL Summer School Guidebook, IPL project*, <http://iplhq.org/icl/>, p 131, 2016.
- [33] ŠPŮREK, M.: Sesuvné jevy u Dřínova na Mostecku. *Věst. Ustř. Úst. Geol.*, 49, s. 231-234, 1974.
- [34] VÁNĚ, M.: Debris and landslides at the foot of the krušné hory Mts. *Čas Min Geol.*, 5(2), s. 174-177, 1960.
- [35] VILES, H. A., GOUDIE, A. S., GRAB, S., LALLEY, J.: The use of the Schmidt hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surf Process Landf.*, 36(3), s. 320-333, 2011.
- [36] WHITE, K., BRYANT, R., BRAKE, N.: Techniques for measuring rock weathering: application to a data fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surface and Landforms*, 23, 1031-1043, 1998.
- [37] ZAPLETAL, L.: Zbytky Komofanského jezera. *Ochrana přírody*, 9(2), s. 57-58, 1954.
- [38] ZMÍTOKO, J.: Fosilní sesuvy při podkrušnohorském výchozu pánve. *Zpravodaj Hnědé uhlí*, 6, s. 12-24, 1983.