

## FENOMENI DI ROTTURA PER FLESSIONE IN DEPOSITI CONTINENTALI PLEISTOCENICI LUNGO FALESIE COSTIERE (CROAZIA)

### FLEXURAL FAILURE PHENOMENA AFFECTING CONTINENTAL PLEISTOCENE DEPOSITS ALONG COASTAL CLIFFS (CROATIA)

PAOLO PARONUZZI(\*)

(\*)Università degli Studi di Udine - Dipartimento di Georisorse e Territorio - Via Cottonificio, 114 - 33100 Udine (Italy)  
e-mail: paolo.paronuzzi@uniud.it; tel. (+39) 0432-558718; fax. (+39) 0432-558700;

#### RIASSUNTO

Questo lavoro descrive i processi di crollo che interessano alcune falesie costiere di modesta lunghezza (30-50 m) e altezza (30-50 m), formate da alternanze di sedimenti sciolti e di materiali cementati (breccie calcaree) datate al Pleistocene Superiore e presenti lungo la costa occidentale dell'isola di Lussino (Adriatico orientale, Croazia). I fenomeni di crollo sono dovuti al collasso di strati spessi mediamente 20-70 cm e costituiti da conglomerati calcarei a supporto di matrice che danno luogo a lastre rocciose aggettanti. Lo sbalzo delle lastre di roccia aumenta nel tempo a causa dei processi erosivi costieri esercitati dall'azione delle onde che impattano contro la base della scarpata rocciosa. I crolli, che determinano il collasso di lastre orizzontali di dimensioni significative (volume dei blocchi: 0.1-2.5 m<sup>3</sup>), sono causati da un tipico meccanismo di rottura per flessione che coinvolge le mensole rocciose aggettanti. Sono stati esaminati numerosi modelli geomeccanici per simulare il processo di rottura dovuto a flessione, considerando le dimensioni reali e la geometria delle lastre crollate. I risultati di questi modelli, basati sullo schema della trave di roccia, dimostrano che al momento della rottura solamente una piccola parte (28%, in media) della sezione di incastro risulta costituita da roccia intatta (ponte di roccia) mentre la parte restante è caratterizzata da una frattura o da un giunto che interseca parzialmente la lastra. La presenza della frattura ha una grande influenza sullo stato tensionale agente sul ponte di roccia. Infatti i valori calcolati delle sollecitazioni di trazione risultano in buon accordo con la resistenza caratteristica misurata in laboratorio mediante la prova di carico puntuale ( $T_0=3.8$  MPa) solamente nei modelli che considerano un incastro parzialmente resistente. Pertanto il processo di fratturazione progressiva è un fenomeno decisivo nella fase di preparazione delle frane di crollo.

**TERMINI CHIAVE:** crollo di roccia, falesia costiera, isola di Lussino/Lošinj, lastra aggettante, Pleistocene Superiore, rottura per flessione, Croazia

#### INTRODUZIONE

Processi di crollo interessano frequentemente i tratti di costa alta con caratteristiche di falesia sub-verticale o strapiombante, favoriti dalle condizioni lito-stratigrafiche e/o di giacitura. I fenomeni di crollo che avvengono in corrispondenza degli ambienti costieri possono risultare amplificati da locali fenomeni di erosione accelerata causa-

#### ABSTRACT

This note describes the rockfall processes involving some coastal cliffs with moderate lengths (30-50 m) and elevations (4-5 m), constituted by alternating loose sediments and cemented levels (calcareous breccias) dating to Upper Pleistocene and widespread along the western coast of Lussino/Lošinj Island (eastern Adriatic Sea, Croatia). The rockfall phenomena are due to the collapse of thick layers (20-70 cm, essentially) made of angular matrix-supported calcareous breccia forming overhanging rock slabs. The cantilever of rock slabs increases with time owing to the coastal erosion processes caused by the wave action impacting against the base of the rock scarp. Rockfalls, provoking the collapse of horizontal slabs of considerable size (block volumes: 0.1-2.5 m<sup>3</sup>), are caused by a typical flexural failure mechanism involving cantilevered rock beams. Many geomechanical models, considering the real size and the geometry of failed slabs, have been carried out. The results of these analyses, based on the rock beam model, demonstrate that at rupture only a small part (28%, on average) of the restrained cross-section of the slab is constituted by intact rock (rock bridge), whereas the remaining part is characterised by a fracture or a joint partially crossing the slab. The presence of the fracture strongly influences the stress state acting on the rock bridge. The calculated values of tensile stresses agree very well with characteristic intact rock strength ( $T_0=3.8$  MPa) measured by means of PLT laboratory tests only for models considering a partially resisting cross-section (i.e. a fractured rock beam). Therefore, fracturing process is a decisive phenomenon in preparing rockfall-type slope failures.

**KEY WORDS:** cantilevered slab, coastal cliff, flexural failure, Lussino/Lošinj Island, rockfall, Upper Pleistocene, Croatia

#### INTRODUCTION

Rockfall processes often occur on areas of high coastline with sub-vertical cliffs or overhanging features, promoted by the litho-stratigraphic characteristics and/or by the joint orientation. Rockfall phenomena which occur in coastal environments can be amplified by accelerated local erosion phenomena caused by particular weath-

ti da particolari condizioni meteo-marine, da peculiari condizioni di esposizione della costa nei confronti dei venti dominanti oppure da specifiche caratteristiche di sismicità (CALISTA *et alii*, 2008). L'innescò vero e proprio degli eventi di crollo è indotto spesso da episodi di pioggia intensa e/o prolungata (PARONUZZI, & GNECH, 2007) ma in realtà esso rappresenta la conclusione di una lunga fase preparatoria.

I cinematismi di rottura specifici di queste frane di crollo possono essere assai variabili, dipendendo soprattutto dalle condizioni geometriche di intersezione dei sistemi di giunti con la scarpata rocciosa. A causa dell'estrema variabilità morfologica e lito-stratigrafica delle coste alte presenti sul territorio italiano, possono essere identificati diversi tipi dei tradizionali meccanismi di rottura (NORRISH & WYLLIE, 1996) quali la rottura piana e la rottura a cuneo. In tutti questi casi la maggiore o minore propensione al crollo viene in genere valutata attraverso le tradizionali verifiche di stabilità (PARONUZZI & SERAFINI, 2003). Meno frequente, ma non trascurabile, risulta la rottura per flessione (PARONUZZI, 2006). La rottura per flessione rappresenta un caso abbastanza particolare di cinematismo di rottura nel quale assume un ruolo determinante la resistenza a trazione offerta dai ponti di roccia (EINSTEIN *et alii*, 1983; GEHLE & KUTTER, 2003; PARONUZZI & SERAFINI, 2005; PARONUZZI & SERAFINI, 2008). Lo schema di calcolo tradizionalmente adottato per analizzare la rottura per flessione di una mensola rocciosa aggettante è quello della trave di roccia incastrata ad un estremo (TIMOSHENKO, 1974; AYDAN & KAWAMOTO, 1992; ADHIKARY *et alii*, 1996; CRAVERO & IABICHINO, 2004).

L'esistenza di fenomeni di erosione differenziata indotti da materiali con caratteristiche geomeccaniche più scadenti può essere all'origine della formazione di volumi rocciosi a sbalzo. Mensole rocciose aggettanti possono determinarsi per effetto dei processi erosivi localizzati alla base della falesia e indotti dal moto ondoso e dai frangenti di tempesta. La formazione dei volumi rocciosi a sbalzo in corrispondenza della falesia tende a favorire dei movimenti di progressiva rotazione dei blocchi dando origine in alcuni casi, a veri e propri fenomeni di toppling che possono precedere il crollo finale. I fenomeni di crollo che interessano le falesie costiere possono determinare pericolosi eventi improvvisi di distacco, anche di volumi cospicui, con conseguenze assai negative e spesso mortali per le persone che frequentano le spiagge sottostanti, soprattutto durante la stagione estiva.

Le tipiche situazioni di crollo presenti negli ambienti costieri italiani riguardano ammassi rocciosi di origine sedimentaria, con assetto stratificato o massiccio, oppure successioni vulcaniche e/o vulcano-clastiche localizzate soprattutto negli ambiti vulcanici plio-quadernari dell'Italia insulare. Meno frequenti risultano quei casi in cui i processi di crollo interessano particolari successioni stratificate formate da depositi quaternari, prevalentemente continentali, di età sostanzialmente pleistocenica.

Questo lavoro descrive i processi di crollo che hanno interessato, a più riprese, una caratteristica successione di breccie calcaree e di Terre Rosse presenti sull'isola di Lussino, a breve distanza dall'importante centro turistico di Lussinpiccolo (isole del Quarnero: Croazia). Il caso analizzato, pur riferito a crolli di modeste dimensioni (0.5-5 m<sup>3</sup>, per lo più), risulta particolarmente interessante per com-

er-marine conditions, by distinctive coastal exposure conditions as far as dominating winds or specific seismic features are concerned (CALISTA *et alii*, 2008). The real trigger for rockfall events is often induced by episodes of intense and/or prolonged rainfall (PARONUZZI, & GNECH, 2007) but in reality this often represents the conclusion of an extended preparatory period.

Specific failure mode of these coastal rockfalls can be very variable. This especially depends on the geometric conditions of the intersections of the joint systems with the rock scarp. Due to the extreme morphological and lithostratigraphic variability of the coastal rock scarps in Italy, different types of the traditional failure mechanisms (NORRISH & WYLLIE, 1996) as the plane and the wedge failure, can be identified. In all these cases, the greater or lower tendency of the slope to fail is generally estimated by the traditional slope stability analyses (PARONUZZI & SERAFINI, 2003). Less frequent, but not negligible, is the flexural failure (PARONUZZI, 2006). Flexural failure represents quite a particular type of failure where the tensile strength offered by rock bridges takes a decisive role (EINSTEIN *et alii*, 1983; GEHLE & KUTTER, 2003; PARONUZZI & SERAFINI, 2005; PARONUZZI & SERAFINI, 2008). The traditionally adopted calculation scheme for the analysis of flexural failure of a cantilevered rock bracket refers to the rock beam model restrained at one end (TIMOSHENKO, 1974; AYDAN & KAWAMOTO, 1992; ADHIKARY *et alii*, 1996; CRAVERO & IABICHINO, 2004).

The existence of differential erosion phenomena caused by materials with poorer geomechanical characteristics may be the cause of the formation of suspended rock volumes developed locally. In the same way, cantilevered rock brackets can be caused by localised erosive processes at the base of the cliff induced by wave impacts or storm waves. The formation of suspended rock volumes on the cliff walls tends to favour movements of progressive rotation of the unstable blocks provoking, in some cases, true toppling phenomena which can precede the final rockfall. Rockfall phenomena which involve coastal cliffs can create sudden dangerous block detachments, even of considerable size, with extremely negative and often mortal consequences for the people who are on the underlying beaches, especially during the summer season.

The typical rockfall situations present in Italian coastal environments concern rock masses which are sedimentary in origin, with a stratified or massive structure, or localised volcanic and/or volcanoclastic successions, especially in the Plio-Quaternary volcanic areas of Insular Italy. Less frequently, rockfalls involve stratified sequences formed by continental deposits dating to the Pleistocene period.

This paper describes the rockfall processes which have more than once involved a typical succession of calcareous breccias and Terra Rossa soils which outcrop on the island of Lussino (Lošinj), just a short distance from the important tourist area of Lussinpiccolo/Mali Lošinj (Quarnero Islands, Croatia). The area analysed, even if referring to rockfalls of limited dimensions (0.5-5 m<sup>3</sup> mainly), is particularly interesting in order to understand the specific failure kinematism due to flexure which provokes the col-

prendere il caratteristico cinematismo di rottura dovuto a flessione che provoca la rottura delle mensole rocciose aggettanti. Lo studio approfondito geomorfologico-geomeccanico ha consentito inoltre di evidenziare il ruolo determinante dei processi di fratturazione nella fase che precede il collasso finale.

### I DEPOSITI PLEISTOCENICI DELLA BAIJA DI TISNA

Lungo le coste dell'Adriatico orientale (Istria, isole del Quarnero e della Dalmazia, in particolare) sono presenti dei caratteristici depositi continentali formati da successioni di età pleistocenica (Pleistocene superiore, per lo più) con alternanze di depositi sciolti (Terre Rosse, colluvi di suoli, löss e/o colluvi di löss) e cementati (breccie calcaree). Le breccie, *matrix-supported*, presentano un notevole grado di cementazione e tendono a formare dei banchi aggettanti con spessori variabili da 15 a 70 cm. Queste successioni sedimentarie, di modesto spessore complessivo (4-5 m) formano localmente piccole falesie costiere di modesta rilevanza altimetrica, ma che possono dare origine a pericolose situazioni di rischio di crollo quando sormontano piccole baie con spiagge, frequentate da turisti durante la stagione estiva.

La baia di Tisna è una piccola insenatura rocciosa con un modesto lembo di spiaggia a ciottoli localizzata a SW dell'aeroporto di Lussinpiccolo, circa 5 chilometri ad WNW dell'importante centro turistico dell'isola (Fig. 1). La piccola baia si è formata in corrispondenza di una modesta incisione torrentizia che ha determinato l'erosione del substrato roccioso calcareo e della soprastante successione pleistocenica (Fig. 2). La baia, di forma sub-rettangolare, presenta una larghezza media di 20 m ed ha uno sviluppo massimo di circa 40 metri secondo una direttrice WSW (240). Questo andamento è determinato da un sistema locale di fratture sub-verticali che condiziona nettamente il margine orientale dell'insenatura (150/85).

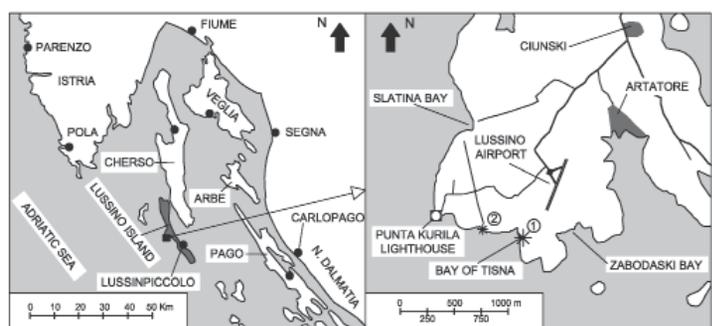


Fig. 1 - Inquadramento geografico della baia di Tisna nell'ambito della regione costiera del Quarnero (Isola di Lussino, Adriatico nord-orientale). Gli asterischi indicano i siti con affioramenti di breccie pleistoceniche: 1) Tisna, 2) Kurila  
 - Geographical setting of the Bay of Tisna in the framework of the coastal region of Quarnero (Lošinj Island, north-eastern Adriatic Sea). Asterisks indicate the sites with Pleistocene breccias: 1) Tisna, 2) Kurila

lapse of cantilevered rock brackets. The detailed geomorphological and geomechanical study has allowed us to highlight the determining role of the progressive fracturing processes in the phase preceding the final collapse.

### PLEISTOCENE DEPOSITS OF TISNA BAY

Along the eastern Adriatic coast (Istria, the Quarnero and the Dalmatian islands, in particular) some characteristic continental deposits dated to Pleistocene period are present (Upper Pleistocene, mainly) and are made up of loose deposits (Terra Rossa soils, reworked soils, löss and/or colluviated löss) alternated with cemented ones (calcareous breccias). Calcareous breccias are often matrix-supported, show a notable level of cementation and tend to form cantilevered slabs with variable thicknesses ranging from 15 to 70 cm. These sedimentary successions are characterised by moderate thickness (4-5 m, on average) and locally form small coastal cliffs, modest in height, but which can cause dangerous situations with high rockfall risk when they hang over little bays with beaches, used by tourists during the summer season.

Tisna bay is a small rocky inlet with a modest area of pebble beach to be found SW of Lussinpiccolo/Mali Lošinj airport, about 5 km WNW from the important tourist centre of the island (Fig. 1). The little bay corresponds to a small stream gully which caused the erosion of the limestone bedrock and of the above-lying Pleistocene succession (Fig. 2). The bay, sub-rectangular shaped, has an average width of 20 m and the maximum length is around 40 m along a mean WSW direction (240). This orientation is determined by a local system of sub-vertical fractures which condition absolutely the eastern margin of the inlet (fracture set KK: 150/85).



Fig. 2 - Veduta generale, da ovest, della baia di Tisna con la piccola insenatura ciottolosa in primo piano (area bianca). Sedimenti rielaborati di Terra Rossa sono visibili sullo sfondo mentre le breccie calcaree stratificate del Pleistocene formano la falesia costiera presente al margine meridionale (sulla destra)  
 - General view, from west of Tisna Bay with the small gravely inlet in the foreground (white area). Reworked Terra Rossa sediments are visible in the background whereas stratified calcareous breccias of Pleistocene Age form the coastal cliff occurring on the southern margin (on the right)

I depositi quaternari formano una complessa sequenza di piccole conoidi incastrate, di età variabile dal Pleistocene inferiore-medio al Pleistocene superiore. La geometria sedimentaria complessiva di questi depositi può venire ricondotta a piccole conoidi aggradanti, spesso con evidenze di re-incisione, formatesi nell'ambito di distinti cicli sedimentari successivi (conoidi incastrati o "telescopici") ripetutisi soprattutto nel corso del Pleistocene superiore. Successioni pleistoceniche di questo tipo sono piuttosto diffuse lungo i litorali rocciosi della costa adriatica orientale e si rinvengono anche poco più a Ovest della baia di Tisna, procedendo verso il faro di Punta Kurila. Depositi con caratteristiche analoghe sono riconoscibili anche nelle isole circostanti l'isola di Lussino, come ad esempio a Cherso, Veglia e Pago.

La successione più caratteristica della baia di Tisna, databile al Pleistocene superiore, raggiunge uno spessore totale massimo di 5-6 metri e affiora lungo il margine meridionale dell'insenatura. La sequenza, messa bene in luce dall'erosione costiera, forma una piccola falesia sub-verticale, direttamente soprastante il substrato calcareo, con altezza progressivamente decrescente da E (4-5 m) verso W (1-2 m). La successione stratigrafica del Pleistocene superiore può venire suddivisa in quattro unità fondamentali (Fig. 3) che sono, dal basso verso l'alto: unità 1) orizzonte basale di Terre Rosse che origina tasche e riempimenti localizzati entro il substrato calcareo, passando verso l'alto a ghiaie angolose calcaree frammiste ad abbondante matrice argilloso-limosa bruno-rossastra (spessore 0.2-0.7 m); unità 2) alternanze di livelli di breccie calcaree ben cementate con straterelli discontinui di ghiaio angoloso a supporto di matrice limoso-argillosa bruno rossastra (spessore 1.5-2 m); unità 3) alternanze di strati sottili di breccie (5-15 cm) con andamento marcatamente lenticolare (spessore 1.5-2 m); unità 4) copertura discontinua (0.1-0.7 m), con presenza di tasche localizzate, di depositi di loess costituiti da sedimenti limoso-sabbiosi bruno giallastri massivi.

The quaternary deposits form a complex sequence of small fans with a cut and fill structure of various ages varying from lower-middle Pleistocene to upper Pleistocene. The complex sedimentary geometry of these deposits can be attributed to small coalescing fans, often with evidence of re-incision, occurred within subsequent distinct sedimentary cycles (cut and fill or "telescopic" fans) and repeated many times during Upper Pleistocene. Pleistocene sequences of this type are rather widespread along the rock cliffs of eastern Adriatic coasts and can also be found a little to the west of Tisna bay, proceeding on towards Punta Kurila lighthouse. Deposits with analogue characteristics are also recognisable in the islands around the island of Lussino/Lošinj, for example Cherso/Cres, Veglia/Krk and Pago/Pag.

The most characteristic succession of Tisna bay, dated to Upper Pleistocene, reaches a total maximum thickness of 5-6 meters and outcrops along the southern margin of the inlet. The sequence, on display thanks to coastal erosion, forms a small sub-vertical cliff, directly above the limestone bedrock, with a progressively diminishing height from E (4-5 m) towards W (1-2 m). The Upper Pleistocene stratigraphical succession can be subdivided in four basic units which are, from the bottom to the top (Fig. 3): unit 1) basal unit of Terra Rossa horizon forming localised pockets filled in the bedrock, passing upwards to layers of small-sized angular gravel with an abundant silty-clayey matrix of a brown-reddish colour (thickness: 0.2-0.7 m); unit 2) well cemented calcareous breccias alternated with discontinuous thin layers made up of calcareous small-sized gravel supported by abundant brown-reddish silty-clay matrix (thickness: 1.5-2 m); unit 3) alternations of thin layers of breccias (5-15 cm) with a marked lenticular feature (thickness: 1.5-2 m); unit 4) discontinuous surface cover (thickness: 0.1-0.7 m), with localised pockets of loess deposits made up of massive silty-sandy sediments of a brown-yellowish colour.

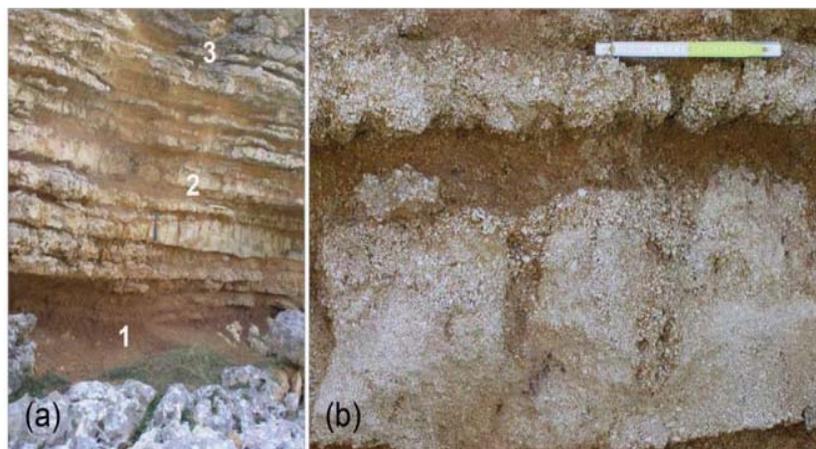
The extremely accentuated stratification, if observed in detail,



Fig. 3 - Caratteristiche litostratigrafiche della sequenza del Pleistocene Superiore presente nella baia di Tisna: a) dettaglio del margine orientale della falesia con diverse lastre rocciose sottostanti, dovute ai processi di crollo; b) dettaglio della parte centrale della falesia con un blocco isolato appoggiato sul substrato calcareo. Per i simboli: 1, 2, 3 e 4 sono le unità litostratigrafiche descritte nel testo  
- *Litho-stratigraphical features of the stratified Upper Pleistocene sequence of Tisna Bay: a) detail of the eastern margin of the cliff with many underlying collapsed slabs due to rockfall processes; b) detail of the central part of the cliff with an isolated fallen block resting on the limestone bedrock. For symbols: 1, 2, 3 and 4 are the stratigraphical units described in the text*

Fig. 4 - Dettaglio delle caratteristiche della stratificazione nella parte inferiore della successione di Tisna: a) orizzonte basale di Terra Rossa (unità 1) coperto dagli strati cementati di breccie calcaree (unità 2 e 3); b) giunti di strato e caratteristiche pedogenetiche delle breccie calcaree (micro-conglomerati). Si notino i livelli più deboli corrispondenti ai sedimenti sciolti con abbondante matrice (ghiaio calcareo frammisto a colluvio di Terra Rossa)

- Close-up of stratification characteristics of lower Tisna sequence: a) bottom Terra Rossa horizon (unit 1) covered by overlying cemented layers of calcareous breccias (units 2 and 3); b) stratification joints and pedogenetic features affecting the layers constituted by small-sized breccias (micro-conglomerates). Note the weaker levels corresponding to matrix-supported loose sediments (small-sized angular gravels mixed to colluviated Terra Rossa)



La stratificazione, sempre molto accentuata, se osservata nel dettaglio evidenzia geometrie di strato piano-convesse o bi-convesse (Fig. 4a), marcatamente lenticolari con frequenti tasche dovute a fenomeni erosivi. I giunti di strato principali corrispondono ai contatti tra i livelli di breccie ed i sedimenti sciolti formati da ghiaio calcareo angoloso *matrix-supported* (Fig. 4b). I livelli di breccie calcaree dell'unità b), stratigraficamente sottostanti, tendono ad essere più spessi (20-50 cm) e sono contraddistinti da un maggiore grado di cementazione. La cementazione non risulta comunque sempre omogenea e taluni livelli, particolarmente nella parte superiore della successione, risultano saldati in modo irregolare con gli strati sottostanti di breccie. Ciò provoca la formazione di orizzonti cementati di breccie che possono raggiungere, localmente, anche 80-100 cm di spessore ma che sono sempre associati a geometrie estremamente irregolari e discontinue.

Dal punto di vista genetico, questa successione di depositi continentali può essere attribuita ad una rapida fase di aggradazione di piccoli conoidi torrentizio-alluvionali avvenuta durante le fasi più umide che hanno caratterizzato i diversi picchi climatici freddi del Pleistocene superiore. Questo tipo di sedimentazione, ripetutosi nell'ambito di più cicli sedimentari, ha coinvolto inizialmente i suoli formati durante la precedente fase di stabilità del paesaggio. Successivamente sono stati mobilizzati altri tipi di sedimenti, quali i pietrischetti calcarei ed i löss, riconducibili alle fasi climatiche più fredde che hanno consentito la produzione, per gelifrazione, di materiale clastico calcareo di ridotte dimensioni e particolarmente selezionato dal punto di vista granulometrico (1-5 mm, per lo più).

Breccie calcaree di questo tipo (micro-conglomerati) rappresentano i materiali sedimentari tipici dei "detriti di falda stratificati" (*Eboulis ordonné*) che si sono formati, a più riprese, durante le fasi fredde del Pleistocene superiore e, come tali, si rinvengono frequentemente alla base dei versanti presenti nell'areale alpino e circum-mediterraneo. Nel caso della baia di Tisna essi danno luogo al riempimento di un'incisione torrentizia, a geometria globale concavo-convessa, con una distribuzione laterale valutabile intorno ai 50-60 m. Al di fuori di questa fascia i depositi pleistocenici tendono ad assottigliarsi progressivamente sino ad esaurirsi.

shows flat-convex or bi-convex strata geometry (Fig. 4a), markedly lenticular with frequent pockets due to erosive phenomena. The main stratification joints correspond to the interfaces between breccias and loose sediments made up of matrix-supported calcareous gravel (Fig. 4b). The layers of calcareous breccias belonging to unit b), stratigraphically underlying, tend to be thicker (20-50 cm) and have a stronger cementation grade. The cementation does not always result as homogeneous however and these layers, particularly in the upper part of the succession, are irregularly cemented with underlying breccias. This provokes the formation of cemented horizons which can even reach a thickness of 80-100 cm locally but which are always associated with extremely irregular and discontinuous geometries.

From the genetic view point, this succession of continental deposits can be attributed to a rapid coalescence phase of small stream fans which took place during the wetter phases characterising the different cold climatic peaks occurred during Upper Pleistocene. This type of sedimentation, repeated over various sedimentary cycles, initially involved the soils formed during the previous phase of landscape stability. Subsequently, other types of sediment were mobilised, like the small-sized calcareous gravel (micro-conglomerate) and löss. These sediments were formed in the colder climatic phases which allowed for the production of small-sized gravel induced by alternate frost-thaw fracturing and characterised by well sorted angular fragments (diameter of coarser elements: 1-5 mm mainly).

These characteristic small-sized breccias (micro-conglomerates) represent the typical sedimentary support of "stratified slope deposits" (*Eboulis ordonné*) which were formed at different times during the cold phases of Upper Pleistocene and, as such, are often found at the base of rock scarps present in Alpine areas and the circum-Mediterranean environment. The Tisna bay deposits fill a stream incision and have a global concave-convex geometry and a lateral extent of about 50-60 m. Outside of this sedimentary belt, the Pleistocene deposits tend to be progressively shallower until they disappear.

**I FENOMENI DI CROLLO**

La presenza sulla falesia di materiali con caratteristiche geotecniche e geomeccaniche profondamente diverse è la causa principale della formazione di mensole rocciose aggettanti in corrispondenza dei livelli di breccie più resistenti. Queste mensole, sub-rettangolari, sporgono nettamente rispetto ai livelli formati dai materiali sciolti e tendono attualmente a formare aggetti variabili da 10-20 cm a 50-80 cm. La formazione delle mensole rocciose è favorita dall'azione erosiva prodotta dal moto ondoso e dai frangenti di tempesta che tende ad asportare i materiali sciolti (Terre Rosse) presenti alla base della falesia.

L'importanza dei processi di crollo avvenuti in passato nella piccola baia di Tisna risulta ampiamente documentata dall'elevato numero di lastre crollate accumulate sulla spiaggia presente al piede della scarpata (Fig. 2 e 3a). Altre mensole crollate di breccie giacciono, isolate, sul substrato calcareo (Fig. 3b). Per effetto del procedere dell'erosione, l'entità dello sbalzo della mensola tende ad incrementare nel tempo sino a quando raggiunge un valore critico che determina la rottura per flessione (Fig. 5). La "freschezza" delle numerose superfici di distacco ancora visibili sulla falesia, insieme alla modesta rielaborazione dei blocchi crollati da parte dei processi erosivi costieri, sono indizi importanti per attribuire questi fenomeni ad episodi di franamento piuttosto recenti (ultimi 50-500 anni).

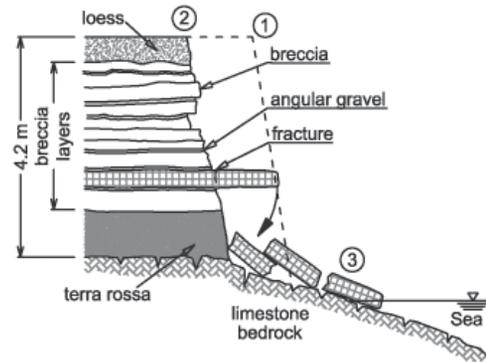


Fig. 5 - Schema litostatigrafico che illustra la sequenza del Pleistocene Superiore di Tisna ed i relativi fenomeni di crollo che interessano le mensole rocciose aggettanti. Per i simboli: 1=profilo pre-esistente, 2=profilo attuale e 3=lastre crollate  
 - Litho-stratigraphical scheme illustrating the Tisna Upper Pleistocene sequence and the related rockfall phenomena involving the cantilevered rock slabs due to coastal erosion and weathering processes. For symbols: 1=pre-existing scarp profile, 2=actual profile and 3=collapsed slabs

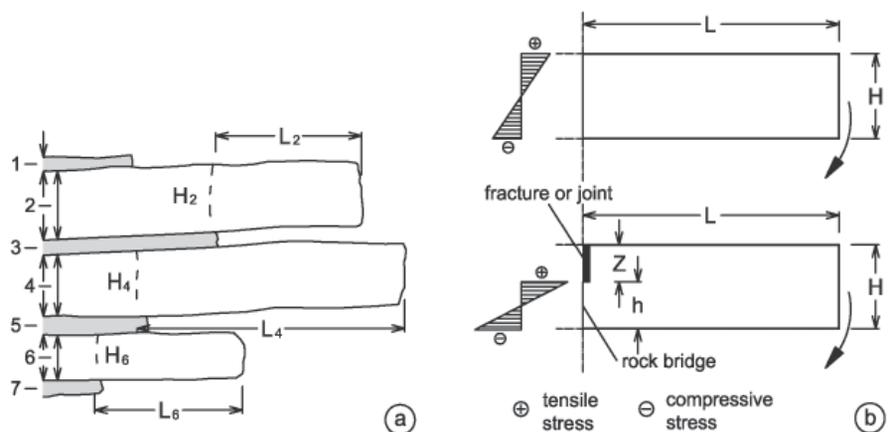
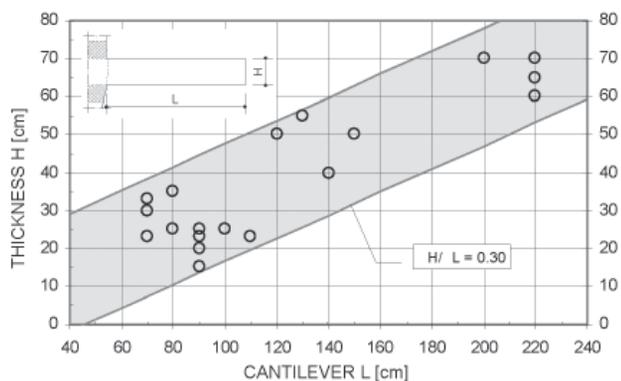


Fig. 6 - Fratturazione progressiva e rottura per flessione delle lastre rocciose aggettanti della falesia di Tisna: a) schema delle alternanze di strati cementati e di livelli con sedimenti sciolti; b) tipica distribuzione delle sollecitazioni per una mensola rocciosa intatta e per una mensola rocciosa fratturata  
 - Progressive fracturing and flexural failure affecting the overhanging rock slabs of Tisna cliff: a) scheme of alternating loose sediments and cemented layers; b) typical stress distribution for an intact cantilevered rock slab and for a cantilevered rock slab having a fracture (z) in the upper part

Fig. 7 - Caratteristiche geometriche delle lastre rocciose crollate alla base della falesia di Tisna: H=spessore, L=sbalzo  
 - Geometrical features of collapsed rock slabs resting at the base of Tisna cliff: H=thickness, L=cantilever



I crolli della baia di Tisna possono venire attribuiti ad una classica rottura per flessione. In simili circostanze, le caratteristiche geometriche delle mensole rocciose crollate dipendono dalla resistenza a trazione del materiale, dal suo peso di volume  $\gamma$  e dalla geometria della sezione effettivamente resistente. Per cercare di ricostruire lo stato tensionale gravante sulle mensole nel momento immediatamente precedente la rottura per flessione, è stato eseguito il rilievo geometrico delle lastre crollate presenti al piede della falesia di Tisna. Delle 19 lastre più grandi (volume: 0.1-2.5 m<sup>3</sup>), sono state misurate le tre dimensioni principali: aggetto (L), larghezza (D) e spessore o altezza (H) (Fig. 6).

Le lastre mobilizzate dai crolli hanno una forma geometrica abbastanza regolare, riconducibile a volumi rocciosi prismatici a base rettangolare. Lo spessore delle lastre crollate risulta compreso tra 15 e 70 cm mentre lo sbalzo varia tra 70 e 220 cm, con un valore medio del rapporto H/L pari a 0.32 (0.32 ± 0.08) (Fig. 7). Il rapporto tra spessore e sbalzo risulta sempre compreso nell'intervallo 0.17-0.47. Questi dati geometrici confermano che le mensole rocciose formate dalle breccie calcaree subiscono la rottura per flessione quando raggiungono dei rapporti dimensionali critici (in particolare H/L), in funzione della resistenza a trazione caratteristica della roccia intatta e della presenza di eventuali fratture preesistenti. La relativa costanza dei rapporti geometrici riscontrati sulle lastre crollate dimostra comunque che il processo di crollo tende a ripetersi con caratteristiche piuttosto simili e su materiali con caratteristiche geomeccaniche "medie" abbastanza omogenee.

**LA ROTTURA PER FLESSIONE**

La rottura per flessione si verifica quando la sollecitazione di trazione agente sulla sezione di incastro supera la resistenza caratteristica di trazione della roccia provocandone la rottura. Questo fenomeno, riconducibile al classico schema di una trave di roccia incastrata ad un estremo (AYDAN & KAWAMOTO, 1992), si presta ad una trattazione semplificata, ma notevoli difficoltà possono insorgere nel caso in cui siano presenti fratture che riducono la superficie effettivamente resistente dell'incastro (EINSTEIN *et alii*, 1983; GEHLE & KUTTER, 2003). In questa situazione la sezione dell'incastro comprende sia parti formate

From a point of view of kinematism, the Tisna bay rockfalls can be attributed to a classic flexural failure. In similar circumstances, the geometrical characteristics of the collapsed rock brackets are directly influenced by the tensile strength of the material, by its density  $\gamma$  and by the geometry of the section effectively resistant. To try and reconstruct the stress state acting on the rock brackets immediately before the flexural failure, the geometrical survey of the collapsed slabs at the foot of the Tisna cliff was carried out. On the 19 larger slabs (volume: 0.1-2.5 m<sup>3</sup>), the three principal dimensions were measured: cantilever or overhang (L), width (D) and thickness or height (H) (Fig. 6).

The slabs mobilised by the rockfalls have quite a regular geometrical shape, assimilable to prismatic rock volumes with rectangular base. The thickness of the collapsed slabs is always between 15 and 70 cm while the cantilever varies between 70 and 220 cm with an average value of the H/L ratio equal to 0.32 (0.32 ± 0.08) (Fig. 7). The relationship between thickness and cantilever is always between 0.17-0.47. This geometrical data confirms that the rock brackets formed by the calcareous breccias suffer flexural failure when they reach a critical size ratio (in particular H/L), depending on the tensile strength of the intact rock and the presence of any pre-existing fractures. The relative constancy of the geometrical relationships found for the collapsed slabs demonstrates however that the rockfall process tends to repeat itself with rather similar characteristics involving material with relatively "constant" properties and quite homogeneous geomechanical characteristics.

**FLEXURAL FAILURE**

Flexural failure occurs when the tensile stress acting on the restrained cross-section exceeds the characteristic tensile strength of the intact rock so provoking the failure. This phenomenon, going back to the classic scheme of a rock beam restrained at one end (AYDAN & KAWAMOTO, 1992), lends itself to quite a simplified mathematical treatment but considerable difficulties can arise if fractures are present reducing the effectively resistant surface of the restrained section (EINSTEIN *et alii*, 1983; GEHLE & KUTTER, 2003). In this situation the clamped cross-section is made up of parts formed by intact

da roccia intatta (ponti di roccia) che discontinuità preesistenti (Fig. 6b) le quali modificano sostanzialmente lo stato di sollecitazione inducendo locali concentrazioni di sforzo che si rivelano determinanti ai fini della rottura (PARONUZZI & SERAFINI, 2008).

Per i crolli dovuti a flessione possono quindi venire differenziati due casi tipo: mensola rocciosa con incastro a sezione piena (completamente resistente) e mensola rocciosa con incastro interessato da fratture preesistenti (parzialmente resistente). A seconda della situazione, la distribuzione dello stato tensionale in corrispondenza dell'incastro può risultare profondamente differente. Quindi la presenza di un giunto o di un sistema di fratture preesistenti, in corrispondenza della sezione di incastro, ha una notevole influenza sullo stato tensionale effettivamente presente prima del crollo (Fig. 6b).

A prescindere dallo schema di calcolo utilizzato (incastro resistente pieno, incastro resistente con giunto), l'analisi a posteriori di un processo di rottura dovuto a flessione presuppone la determinazione della resistenza a trazione caratteristica della roccia intatta. Si è pertanto proceduto ad una caratterizzazione geomeccanica delle breccie calcaree basata sulla determinazione in laboratorio dell'indice di resistenza  $I_{S(50)}$  ricavato mediante la prova PLT (Point Load Test). La prova PLT è stata eseguita su 24 provini di forma irregolare (*lump tests*) secondo la procedura standard e in accordo ai requisiti dimensionali previsti dalle specifiche norme ISRM (1985). Le prove PLT sono state eseguite su 10 campioni diversi di breccie calcaree, con dimensioni variabili da un minimo di 20 mm ad un massimo di 66 mm (Tab. 1). In particolare gli assi principali dei campioni sono risultati compresi nell'intervallo 27-66 mm (larghezza W) e 20-49 mm (altezza D). Sugli stessi provini è stato determinato un peso per unità di volume  $\gamma$  pari a  $25.36 \pm 0.16 \text{ kN/m}^3$  (Media  $\pm 1\sigma$ ). Le prove a rottura hanno permesso di determinare dei valori dell'indice di resistenza  $I_{S(50)}$  compresi tra 1.47 e 5.38 MPa, con un valore medio prossimo a 3 MPa ( $3.06 \pm 1.14 \text{ MPa}$ : Media  $\pm 1\sigma$ ) (Fig. 8).

rock (rock bridges) as well as pre-existing discontinuity (joints and/or fractures) (Fig. 6b) which substantially modify the stress state, inducing local stress concentration which are decisive in inducing the failure (PARONUZZI & SERAFINI, 2008).

For rockfalls caused by flexure two typical cases can be differentiated: a rock bracket wholly made up of intact rock (fully resisting case) and a rock bracket characterised by a cross-section with pre-existing fractures (partially resisting case). Depending on the situation, the stress state distribution can be extremely different. Therefore, the presence of a joint or a system of pre-existing fractures, in correspondence with the restrained section, has a considerable influence on the stress state effectively present before the rockfall (Fig. 6b).

Regardless of the calculation scheme used (cross-section wholly constituted by intact rock, cross-section with a joint), the back analysis of the failure due to flexure presupposes the determination of the characteristic tensile strength of intact rock. Consequently, a geomechanical characterisation of the calcareous breccias based on the determination in the lab of the strength index  $I_{S(50)}$  was taken through the PLT test (Point Load Test). The PLT test was carried out on 24 samples, irregular in shape (*lump tests*), according to the standard procedure and in accordance with the dimensional requirements indicated by ISRM technical specifications (1985). The PLT tests were carried out on 10 different samples of calcareous breccias, ranging in size from a minimum of 20 mm to a maximum of 66 mm (Tab. 1). In particular the main axis of the samples were between 27.66 mm (width W) and 20.49 mm (height D). On the same rock samples a dry density value  $\gamma$  of  $25.36 \pm 0.16 \text{ kN/m}^3$  (Mean  $\pm 1\sigma$ ) was measured. The failure tests allowed for the determination of strength index values  $I_{S(50)}$  between 1.47 and 5.38 MPa, with an average value around 3 MPa ( $3.06 \pm 1.14 \text{ MPa}$ : Mean  $\pm 1\sigma$ ) (Fig. 8).

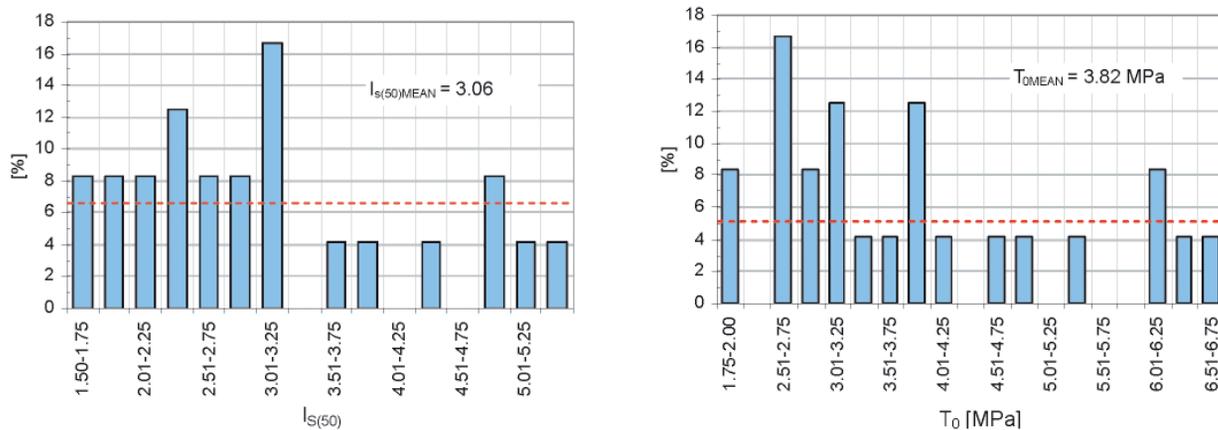


Fig. 8 - Indici di resistenza  $I_{S(50)}$  determinati in laboratorio dalla prova PLT (Point Load Test) e corrispondenti valori calcolati della resistenza a trazione  $T_0$  caratteristica della roccia intatta (breccia calcarea). I valori ottenuti sono presentati come istogrammi di frequenza per specifiche classi di resistenza  
 - Strength index  $I_{S(50)}$  determined by means of Point Load Test (PLT) in the laboratory and corresponding calculated values of the tensile strength  $T_0$  of the intact rock (calcareous breccias). The values obtained are presented as frequency histograms for specific strength classes

n°	H [cm]	L [cm]	H/L	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	M [kN m]	$\sigma_x$ [kPa]	T <sub>0</sub> [kPa]	Z [cm]	h [cm]	h/H
1	33	70	0.47	25	2.02	111	3820	27.4	5.6	0.17
2	70	200	0.35	25	35.00	429	3820	46.5	23.5	0.34
3	20	90	0.22	25	2.03	304	3820	14.4	5.6	0.28
4	15	90	0.17	25	1.52	405	3820	10.1	4.9	0.33
5	23	110	0.21	25	3.48	395	3820	15.6	7.4	0.32
6	65	220	0.30	25	39.33	558	3820	40.1	24.9	0.38
7	35	80	0.44	25	2.80	137	3820	28.4	6.6	0.19
8	25	90	0.28	25	2.53	243	3820	18.7	6.3	0.25
9	23	70	0.33	25	1.41	160	3820	18.3	4.7	0.20
10	23	90	0.26	25	2.33	264	3820	16.9	6.1	0.26
11	40	140	0.29	25	9.80	368	3820	27.6	12.4	0.31
12	55	130	0.42	25	11.62	230	3820	41.5	13.5	0.25
13	60	220	0.27	25	36.30	605	3820	36.1	23.9	0.40
14	23	70	0.33	25	1.41	160	3820	18.3	4.7	0.20
15	25	100	0.25	25	3.13	300	3820	18.0	7.0	0.28
16	25	80	0.31	25	2.00	192	3820	19.4	5.6	0.22
17	23	90	0.26	25	2.33	264	3820	16.9	6.1	0.26
18	50	150	0.33	25	14.06	338	3820	35.1	14.9	0.30
19	70	220	0.32	25	42.35	519	3820	44.2	25.8	0.37
20	30	70	0.43	25	1.84	123	3820	24.6	5.4	0.18
21	50	120	0.42	25	9.00	216	3820	38.1	11.9	0.24
22	70	220	0.32	25	42.35	519	3820	44.2	25.8	0.37
Media / Mean			0.32	25	12.21	311	3820	27.3	11.5	0.28
St. Dev.			0.08	---	15.39	148	---	11.48	7.95	0.07

Tab. 1 - Caratteristiche geometriche delle lastre crollate alla base della falesia di Tisna e analisi delle sollecitazioni critiche a rottura (mensola integra e mensola con frattura Z). Per i simboli: H = spessore della mensola, L = sbalzo della mensola,  $\gamma$  = peso di volume della roccia intatta, M = momento flettente,  $\sigma_x$  = massima sollecitazione di trazione agente sull'incastro, T<sub>0</sub> = resistenza a trazione della roccia intatta determinata dalla prova PLT, Z = lunghezza della frattura, h = lunghezza del ponte di roccia.

- Geometrical features of the collapsed slabs resting at the foot of Tisna cliff and calculated stresses at rupture. Calculations were carried out for two cases: bracket wholly constituted by intact rock and bracket with a fracture Z. For symbols: H = bracket thickness, L = bracket cantilever,  $\gamma$  = intact rock density, M = flexural moment,  $\sigma_x$  = maximum tensile stress acting on the restrained cross-section, T<sub>0</sub> = characteristic tensile strength as determined by PLT laboratory tests, Z = fracture length, h = rock bridge length

L'indice di resistenza  $I_{S(50)}$  viene considerato pari approssimativamente a 0.8 volte la resistenza a trazione uniassiale T<sub>0</sub> della roccia intatta (ISRM, 1985). A partire dai valori di  $I_{S(50)}$  è stata calcolata una resistenza a trazione media (T<sub>0</sub>) di circa 3.8 MPa (3.82 ± 1.43 MPa: Media ± 1σ), con valori prevalentemente compresi nell'intervallo 2-6 MPa (Tab. 1). Nell'elaborazione dei risultati non si è tenuto conto del rapporto dimensionale tra i clasti e la grandezza delle punte coniche né dell'indentamento delle punte, anche perché sono stati misurati sempre valori di indentamento inferiori ai 2 mm. I valori di resistenza dedotti dalla prova PLT corrispondono ad una resistenza a compressione uniassiale (UCS) pari a circa 60-75 MPa, essendo in genere UCS = 20÷25 I<sub>S(50)</sub> (ISRM, 1985). Tali indicazioni confermano le discrete caratteristiche meccaniche delle breccie calcaree pleistoceniche.

La prima verifica a posteriori dello stato tensionale che ha determinato la rottura per flessione delle varie mensole rocciose è stata eseguita ipotizzando un incastro di forma rettangolare completamente resistente, assumendo per le breccie un peso di volume  $\gamma$  pari

The strength index  $I_{S(50)}$  is considered more or less equal to 0.8 times the uniaxial tensile strength T<sub>0</sub> of the intact rock (ISRM, 1985). Starting from the  $I_{S(50)}$  values, an average tensile strength was calculated (T<sub>0</sub>) of about 3.8 MPa (3.82 ± 1.43 MPa: Mean ± 1σ), with values prevalently between 2-6 MPa (Tab. 1). The calculations were made without considering either the size ratio between the limestone granules and the size of the conical points or the indentation effects, as the measured indentation values were always lower than 2 mm. The strength values deduced from the PLT test correspond to a uniaxial compressive strength (UCS) equal to about 60-75 MPa, being in most cases UCS = 20÷25 I<sub>S(50)</sub> (ISRM, 1985). Such indications confirm the discrete mechanical characteristics of Pleistocene calcareous breccias.

The first back-analysis of the stress state which determined the flexural failure of the various rock brackets was carried out by hypothesising a completely resisting rectangular constraint, assuming a dry density  $\gamma$  equal to 25.36 kN/m<sup>3</sup> for the breccias material, on the

a 25.36 kN/m<sup>3</sup>, sulla base del valore di  $\gamma$  determinato sui provini utilizzati per la prova PLT. Secondo questo schema di calcolo semplificato (trave di roccia incastrata ad un estremo) le tensioni, nella sezione di incastro, assumono il classico andamento bi-triangolare o “a farfalla”, con le massime tensioni di trazione localizzate nella fibra superiore dell’incastro (Fig. 6b).

Il modello con incastro completamente resistente ha permesso di calcolare dei valori massimi delle sollecitazioni di trazione variabili essenzialmente tra 0.1 MPa e 0.6 MPa, con un valore medio di circa 300 kPa ( $311 \pm 148$  kPa: Media  $\pm 1\sigma$ ), in rapporto alle diverse geometrie di mensole analizzate (Fig. 9). Questi valori di sollecitazione, calcolati con il modello della trave incastrata, sono notevolmente più bassi rispetto alla resistenza caratteristica a trazione  $T_0$  della roccia intatta determinata in laboratorio ( $3.82 \pm 1.43$  MPa: Media  $\pm 1\sigma$ ). L’utilizzo della procedura PLT per la determinazione della resistenza a trazione delle breccie è stato motivato anche dalla difficoltà di prelievo di campioni di forma regolare dalle lastre crollate, per lo stato di intensa fratturazione e per i ridotti spessori. Le stesse dimensioni dei campioni sottoposti alla prova PLT sono spesso confrontabili con le dimensioni dei ponti di roccia (5-10 cm, frequentemente) effettivamente riscontrati in molti casi reali di crollo. Inoltre la disponibilità dei risultati forniti da un numero significativo di campioni testati (N=24) permette di valutare anche la variabilità delle caratteristiche di resistenza. Questa valutazione non è possibile quando le proprietà di resistenza sono determinate in laboratorio su un numero limitato di provini, come spesso avviene mediante le tradizionali prove di rottura per trazione.

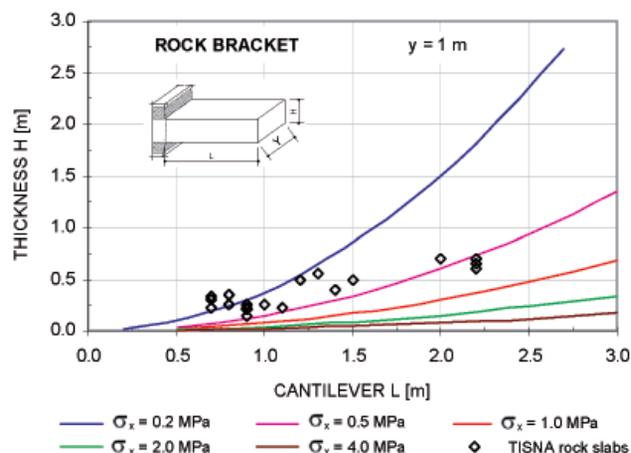
Una simile discrepanza può essere spiegata se nella fase che precede la rottura finale hanno luogo importanti fenomeni di fratturazione progressiva, i quali determinano una riduzione significativa della sezione effettivamente resistente. La comparsa delle fratture in corrispondenza dell’incastro determina infatti l’incremento, anche assai rilevante, dello stato tensionale agente sulle parti di roccia intatta. Questo aspetto è strettamente connesso all’esistenza dei ponti di roccia, ampiamente riconosciuti e descritti in letteratura ma che di norma vengono trascurati nelle tradizionali analisi di stabilità nell’ottica di favorire un approccio più conservativo. In realtà le connessioni tra il blocco instabile e la parete rocciosa sono assolutamente determinanti nel garantire la condizione di stabilità, almeno sino al momento del collasso indotto dalla rottura improvvisa dei ponti di roccia. Nei processi di rottura dovuti a flessione, le mensole rocciose aggettanti risultano infatti caratterizzate da sezioni resistenti più ridotte rispetto allo spessore totale della mensola, a causa della presenza di fratture interne che isolano ponti di roccia aventi forma e distribuzione irregolare. La conseguenza principale è che le parti dell’incastro effettivamente resistenti sono in realtà meno estese rispetto allo spessore della lastra aggettante. Naturalmente la determinazione, prima del crollo, dei ponti di roccia effettivamente presenti risulta sempre estremamente problematica e può essere eventualmente accertata limitatamente alla parte visibile dell’incastro laterale.

basis of the mean value of  $\gamma$  measured on the samples tested by the PLT laboratory equipment. According to this simplified calculation scheme (rock beams restrained at one extreme) the stresses, on the restrained section, assume the classic bi-triangular or “butterfly” configuration, with maximum tensile stress localised in the upper fibre of the restrained cross-section (Fig. 6b).

The model with a fully resisting cross-section allowed for the calculation of maximum tensile stress values, essentially ranging between 0.1 MPa and 0.6 MPa, with an average value of about 300 kPa ( $311 \pm 148$  kPa: Mean  $\pm 1\sigma$ ), in relation to the different geometries of the brackets analysed (Fig. 9). These stress values, calculated with the restrained rock beam model, are considerably lower compared to the characteristic tensile strength  $T_0$  of intact rock as determined by PLT laboratory testing ( $3.82 \pm 1.43$  MPa: Mean  $\pm 1\sigma$ ). The reasons for the use of the PLT laboratory testing procedure for determining the tensile strength of the breccias are essentially due to the considerable difficulty in obtaining rock samples with a regular shape from collapsed slabs, due to the strong fracturing state and to the reduced slab thickness. On the other hand, the size of the rock samples tested by the PLT procedure has the same magnitude order as the rock bridge size (5-10 cm, very often) identified in many actual rockfall events. Moreover, the availability of many test results obtained from a significant number of rock samples (N=24) also allows us to estimate the variability of the strength properties. This estimation is not possible when the strength properties are determined in laboratory on a limited number of rock samples, as very often occurs when using the traditional testing procedures adopted for measuring the rock tensile strength.

A similar discrepancy can be explained if in the phase which precedes the final failure important progressive fracturing phenomena take place. These determine a significant reduction of the effectively resisting section. The appearance of fractures in correspondence with the restrained cross-section causes the relevant increase of stresses acting on intact rock bridges. This aspect is strongly related to the occurrence of rock bridges, well recognised and described in the technical literature but which are, as a rule, neglected in the conventional stability analyses because this implies a more conservative approach. Actually, the connections between the unstable block and the firm rock wall are absolutely crucial for assuring the stability condition, at least until the instant of collapse caused by the sudden rupture of the rock bridges. In failure processes induced by flexure, the cantilevered rock slabs are characterised by resisting cross-sections which are considerably smaller in size than the total thickness of the rock slab, as a consequence of the occurrence of internal fractures isolating rock bridges which are both irregular in size and location. This results essentially in effective resisting surfaces which are considerably smaller in the reality when compared to the thickness of the overhanging rock slab. The recognition, before the rockfall, of the existing rock bridges is obviously very problematical and this is possible, within certain limits, only for the visible part of the lateral clamped cross-section.

Fig. 9 - Valori calcolati a posteriori della resistenza caratteristica a trazione  $T_0$  della roccia intatta richiesti per la condizione di equilibrio limite, assumendo un modello di mensola rocciosa completamente resistente (cioè un modello di trave in roccia senza frattura preesistente)  
 - Back-calculated values of characteristic tensile strength ( $T_0$ ) of intact rock required for a condition of limit equilibrium assuming a full resisting cantilevered rock slab (i.e. rock beam model without a pre-existing fracture)



Alla luce di queste considerazioni, è stato nuovamente analizzato lo stato tensionale gravante sull'incastro ipotizzando la presenza di una frattura e assumendo una resistenza a trazione caratteristica della roccia intatta pari a quella determinata in laboratorio ( $T_0=3.82$  MPa). Nelle diverse analisi eseguite la frattura considerata, di lunghezza Z, è stata localizzata nella parte superiore dell'incastro (Fig. 6b) riducendo, di fatto, la lunghezza h della parte di roccia intatta che resiste in corrispondenza dell'incastro inferiore (ponte di roccia). Sulla base di queste ipotesi, per ogni sezione analizzata di lastra crollata, è stato calcolato il valore caratteristico a rottura del rapporto h/H.

Le analisi hanno mostrato che la sollecitazione di trazione a rottura, viene raggiunta quando il rapporto h/H (lunghezza del ponte di roccia/spessore della mensola) assume valori compresi tra 0.17 e 0.40, con un valore medio di 0.28 ( $0.28 \pm 0.07$ : Media  $\pm 1\sigma$ ). Gli esiti delle analisi numeriche mostrano quindi chiaramente che al momento della rottura solo una piccola parte (28%, mediamente) risulta ancora costituita da roccia intatta. La parte restante della sezione di incastro, poco meno di 3/4 dell'intero spessore della mensola, è interessata da una superficie di fratturazione che riduce in modo sostanziale l'area della superficie effettivamente resistente, limitando notevolmente il contributo resistente offerto dalla roccia intatta.

Lo schema di calcolo della trave in roccia, pur semplificato, permette dunque un'analisi realistica dello stato tensionale gravante sulla sezione di incastro, sia nell'ipotesi di sezione piena (totalmente resistente) che in presenza di una frattura (parzialmente resistente). Per poter utilizzare questo schema di calcolo bisogna tuttavia fare riferimento, come è stato fatto negli esempi descritti, a mensole e ponti di roccia caratterizzati da geometrie regolari. Bisogna ricorrere invece ad altre tecniche di modellazione, quali ad esempio i modelli 3D agli elementi finiti, se le mensole corrispondono a corpi rocciosi di forma irregolare oppure se i ponti di roccia assumono forme irregolari e sono presenti in numero variabile sulla sezione di incastro. La modellazione 3D agli elementi finiti consente infatti di analizzare anche lo stato tensionale agente su più ponti di roccia diversamente localizzati sulla sezione di incastro (Fig. 10).

In the light of these considerations, the stress state acting on the constraint was analysed again, hypothesising the presence of a fracture and a characteristic tensile strength of intact rock equal to that determined in the lab ( $T_0=3.82$  MPa). In the different analyses performed, the fracture considered - having a length Z - was localised in the upper part of the restrained cross-section (Fig. 6b), practically reducing the length h of the intact rock segment resisting at the lower extremity (rock bridge). Based on this hypothesis, the characteristic value at rupture of the ratio h/H has been calculated for every back-analyzed collapsed rock slab.

The results of the various models carried out (N=22) showed that the critical tensile stress, on failure, is reached when the ratio h/H (rock bridge length/slab thickness) takes on values between 0.17 and 0.40, with an average value of 0.28 ( $0.28 \pm 0.07$ : Mean  $\pm 1\sigma$ ). The results of the numerical analyses clearly show that at the moment of failure only a small part of cross-section (28% on average) results as still constituted by intact rock. The remaining part of the cross-section, a little less than 3/4 of the entire bracket thickness, is involved by a fracture which substantially reduces the area of the effectively resisting surface, considerably decreasing the strength contribution offered by intact rock.

The calculation scheme of the rock beam, even if simplified, allows for the realistic analysis of the tensile stress acting on to the restrained section, both for the hypothesis of a cross-section wholly made by intact rock (fully resisting bracket) as well as in the presence of a fracture (partially resisting bracket). To be able to adopt this calculation scheme, it is necessary however, to consider rock brackets and rock bridges having regular geometries as was carried out in the examples described. It is however necessary to use other modelling techniques, for example the 3D Finite Element models, if the brackets correspond to irregular shaped rock masses or if the rock bridges are distributed differently on the restrained cross-section (Fig. 10).

The presence of important fracture phenomena in the phase

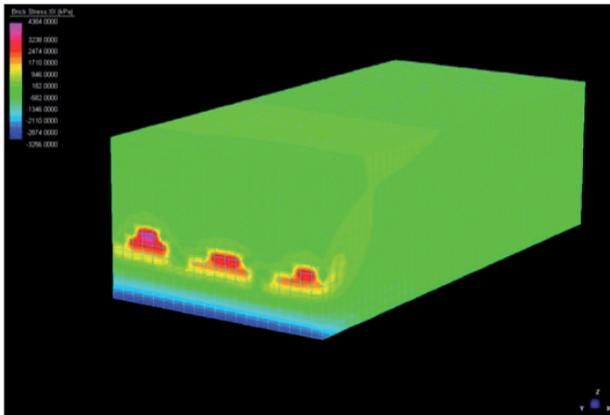


Fig. 10 - Modello 3D agli elementi finiti (Straus7) che mostra la distribuzione delle sollecitazioni per una mensola rocciosa con tre distinti ponti di roccia di forma irregolare

- 3D Finite Element Model (Strand7) showing the stress distribution for a cantilevered rock slab having three distinct rock bridges with irregular shapes

La presenza di importanti fenomeni di fratturazione nella lunga fase di preparazione che precede il crollo, ipotizzata sulla base del confronto tra la resistenza a trazione calcolata a posteriori e quella determinata in laboratorio mediante le prove PLT, è stata chiaramente confermata dalle evidenze in sito che mostrano diversi casi di mensole rocciose già delimitate da fratture millimetriche (1-5 mm) localizzate nella parte posteriore dell'incastro (Fig. 11). Simili fenomeni di fratturazione, in un contesto ambientale quale quello costiero mediterraneo, sono molto verosimilmente riconducibili a processi dovuti a fatica, cioè a carichi statici applicati per lunghi intervalli di tempo, più che a fattori di origine climatica (shock termici, cicli di gelo-disgelo). Un ulteriore contributo alla propagazione delle fratture può essere dovuto agli apparati radicali degli arbusti presenti sulla scarpata ed al coronamento. Lo sviluppo delle fratture rappresenta comunque un processo fondamentale nella preparazione dell'evento di crollo vero e proprio ed è un indizio premonitore assai importante per l'individuazione dei volumi rocciosi instabili prossimi alla condizione critica di rottura.

## CONCLUSIONI

I processi di crollo riscontrati nella piccola baia di Tisna, sull'isola di Lussino (Adriatico orientale), nonostante le modeste dimensioni dei blocchi coinvolti (0.1-2.5 m<sup>3</sup>) sono particolarmente significativi per comprendere il cinematiso di rottura per flessione che contraddistingue le lastre rocciose aggettanti (mensole). I fenomeni di crollo coinvolgono i volumi rocciosi a sbalzo prodotti dall'erosione differenziata sui materiali più resistenti (breccie calcaree) che affiorano in corrispondenza della falesia. L'età relativamente recente dei materiali coinvolti (Pleistocene superiore) e l'assenza dei tradizionali sistemi di giunti che, di norma, caratterizzano gli ammassi rocciosi hanno permesso di verificare l'importanza del processo di formazione di nuove fratture nella lunga fase di sviluppo progressivo della mensola che precede il crollo.

La rottura per flessione può essere efficacemente modellata facendo ricorso al classico schema della trave in roccia incastrata ad un estremo. Questo semplice modello geomeccanico ha consentito di accertare l'importanza dei fenomeni di fratturazione nella fase che precede il crollo della lastra. Infatti solamente con modelli che consi-

which precedes the collapse, hypothesised based on the geomechanical modelling and the PLT laboratory testing, has been clearly confirmed by the on site evidence which shows different cases of rock brackets already delimited by mm-open fractures (aperture: 1-5 mm) localised in the posterior part of the constrained cross-section (Fig. 11). Similar fracture phenomena, in a coastal Mediterranean environment, are quite probably due to processes caused by fatigue, i.e. static loads applied for long intervals, rather than due to factors of climatic origin (thermal shocks, frost-thaw cycles). The roots of the shrubs present on the scarp and at the crown contribute further to the fracture propagation. However, the development of the fractures represents a fundamental process in the preparation of rockfall events and constitutes an extremely important early warning sign for the identification of unstable rock volumes which are close to critical failure condition.

## CONCLUSIONS

The rockfall processes found in the little bay of Tisna on the island of Lošinj (eastern Adriatic), regardless of their moderate size (0.1-2.5 m<sup>3</sup>) are particularly significant to understand the kinematiso of flexural failure characterising the cantilevered rock slabs (brackets). The rockfall phenomena involve cantilevered rock masses produced by the differential erosion of stronger materials (calcareous breccias) which are in relief compared to the mean cliff surface. The relatively recent age of the materials involved (Upper Pleistocene) and the absence of typical joint systems which usually characterise older rock masses have allowed for the analysis of neo-formation fracturing processes preceding the rockfall.

The flexural failure can be efficiently modelled using the classic scheme of the rock beam restrained at one extremity. This simple geomechanical model has permitted us to ascertain the importance of fracturing phenomena in the phase which precedes the slab collapse. In fact, only the models which consider the presence of a fracture in the restrained cross-section allow for the reconstruction of a stress

Fig. 11 - Dettaglio di un volume roccioso aggettante instabile caratterizzato da una evidente frattura beante (apertura: 1-5 mm) che identifica la futura superficie di rottura. La custodia della bussola posta come riferimento è lunga 9 x10 cm

- Detail of an unstable overhanging rock volume characterised by an evident irregular open fracture (aperture: 1-5 mm) delimiting the future failure surface. The compass case for reference is 9 x10 cm long



derano la presenza di una frattura in corrispondenza della sezione di incastro si ottiene uno stato tensionale confrontabile con la resistenza a trazione della roccia intatta ( $T_0=3.82$  MPa) misurata in laboratorio. Un simile risultato dimostra l'importanza dei processi di fratturazione nella fase che precede il collasso, anche perché i livelli di breccie privi di oggetto non mostrano alcuna evidenza di sistemi di giunti preesistenti. Secondo tale interpretazione, la formazione delle fratture avviene in modo progressivo ed evolve con un andamento irregolare concorrendo in modo determinante alla riduzione della superficie resistente e all'incremento delle sollecitazioni agenti sui ponti di roccia intatta. Al momento della rottura solo una piccola parte (28%, mediamente) risulta ancora costituita da roccia intatta.

Le superfici di fratturazione, rappresentate da giunti irregolari e discontinui con aperture millimetriche (1-5 mm), sono chiaramente visibili in diversi settori della falesia di Tisna e permettono di individuare i volumi rocciosi caratterizzati da un più gravoso stato tensionale (Fig. 11). I risultati dei modelli di calcolo trovano quindi una conferma nelle evidenze in sito dimostrando il ruolo determinante dei processi di fratturazione nella lunga fase evolutiva che porta allo sviluppo progressivo delle mensole rocciose. Più complessa risulta la genesi di queste fratture di neo-formazione che derivano, molto verosimilmente, da processi con lunga evoluzione temporale assimilabili a rotture localizzate del materiale roccioso per "fatica". Queste fratture, inizialmente molto piccole, possono venire amplificate nel tempo anche grazie all'azione degli apparati radicali della vegetazione presente sulla falesia.

## OPERE CITATE/REFERENCES

- ADHIKARY D.P., DYSKIN A.V. & JEWELL R.J. (1996) - *Numerical Modelling of the Flexural Deformation of Foliated Rock Slopes*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, **33(6)**: 595-606, London, United Kingdom.
- AYDAN O. & KAWAMOTO T. (1992) - *The stability of slopes and underground opening against flexural toppling and their stabilization*. Rock Mech. and Rock Eng., **25**: 143-165, Wien.
- CALISTA M., SCIARRA N., DI GIANDOMENICO B. & DE GIROLAMO C. (2008) - *Analisi dei fenomeni di crollo in condizioni statiche e dinamiche delle coste gargariche: il caso di Peschici (FG)*. Giornale di Geologia Applicata 2008, **8(2)**: 263-275, Italy.
- CNR-GNDICI/CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DALLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE (1998) - *Progetto AVI (Aree Vulnerate Italiane)*, Catalogo delle informazioni sulle località italiane colpite da frane e da inondazioni. CNR-GNDICI. Pubbl. n. 1799, (1998) Vol. I: 404 pp. e Vol. II: 380 pp.
- CRAVERO M. & IABICHINO G. (2004) - *Analysis of the flexural failure of an overhanging rock slab*. SINOROCK2004 Symposium - Paper 2B 24, Int. J. Rock Mech. & Min. Sci., **41(3)**: 475, London, United Kingdom.

state comparable to the characteristic tensile strength of intact rock ( $T_0=3.82$  MPa) as measured in the laboratory. A similar result demonstrates the importance of the fracturing processes in the phase which precedes the rockfall. The development of the fractures takes place in a progressive way and evolves irregularly provoking a considerable decrease of the resisting surface and the increase of the stresses acting on the intact rock bridges. At the moment of failure only a small part (average value: 28%) is still made up of intact rock.

The fracture surfaces, represented by irregular and discontinuous joints with millimetric openings (aperture: 1-5 mm), are clearly visible in different sectors of the Tisna scarp and allow for the identification of unstable rock volumes close to critical failure condition (Fig. 11). The results of the calculation model therefore find confirmation in the on site evidence, demonstrating the decisive role of the fracturing processes during the preparatory phase of many rock slides, particularly in rockfalls. The origin of these neo-formation fractures is rather complex. They probably derive from long term evolutionary processes that can be assimilated to localised failure of intact rock material due to "fatigue". These fractures, initially very small, can also spread and increase in size owing to the action of the roots of vegetation present on the cliff.

- EINSTEIN H. H., VENEZIANO D., BAECHER G. B. & O'REILLY K.J. (1983) - *The effect of discontinuity persistence on rock slope stability*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **20** (5): 227-236, London, United Kingdom.
- GEHLE C. & KUTTER H.K. (2003) - *Fracture and shear behaviour of intermittent rock joints*. Int. J. of Rock Mech. & Min. Sc., **40**: 687-700, London, United Kingdom.
- ISRM (1985) - *Suggested method for determining point load strength*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **22** (2): 53-60, London, United Kingdom.
- NORRISH N.J. & WYLLIE D.C. (1996) - *Rock Slope Stability Analysis*. In Special Report **247: Landslides Investigation and Mitigation** (A.K. TURNER & R.L. SCHUSTER Eds). TRB Transp. Research Board, National Research Council, 391-425, Washington, D.C.
- PARONUZZI P. & SERAFINI W. (2003) - *Analisi di stabilità per la valutazione del fattore di sicurezza di blocchi interessati da processi di crollo*. Geologia Tecnica e Ambientale, **4**: 21-37, Roma, Italy.
- PARONUZZI P. & SERAFINI W. (2005) - *Influenza dei ponti di roccia nei processi di crollo di massi*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1/2005**: 37-55, Valmontone, Roma, Italy.
- PARONUZZI P. (2006) - *Characteristic processes and classification of rock falls*. Geologia Tecnica e Ambientale, gennaio-giugno 2006, Roma, **1-2**: 5-25, Italy.
- PARONUZZI P. & GNECH D. (2007) - *Frane di crollo indotte da piogge intense: la casistica del Friuli-Venezia Giulia (Italia NE)*. Giornale di Geologia Applicata **6**: 55-64, Italy.
- PARONUZZI P. & SERAFINI W. (2008) - *Analisi a posteriori della rottura per flessione di una lastra rocciosa aggettante: il crollo della Val Cellina (Friuli, 26/01/1999)*. Geingegneria Ambientale e Mineraria - GEAM, Politecnico di Torino, Anno XLV, 2, maggio-agosto 2008, **124**: 23-38, Torino, Italy.
- TIMOSHENKO S.P. (1974) - *Strength of materials. Advanced theory and problems*. 3<sup>rd</sup> Edition, Van Nostrand Reinhold Ed., New York.

*Received August 2009 - Accepted November 2009*