

Foglio 49 – OTRANTO

1. Inquadramento geologico dell'area

Il mare Adriatico fa parte di un dominio di avampaese circondato dalle catene montuose dell'Orogenesi Alpina (Channell et al., 1979; D'Argenio e Horvath, 1984). Il contesto geologico strutturale del bacino di avampaese adriatico è il risultato di una evoluzione geologica di lungo termine che include la transizione da un margine passivo, durante il Mesozoico inferiore, ad un dominio di avampaese collisionale durante la messa in posto delle catene Alpina-Appenninica, Dinaride ed Ellenica (da Eocene-Oligocene a Plio-Pleistocene; Morelli, 2002).

I principali elementi strutturali che caratterizzano l'attuale bacino di avampaese adriatico sono stati riattivati frequentemente durante le fasi collisionale e post-collisionale nel Mesozoico e nel Cenozoico. In particolare, le faglie estensionali del Mesozoico inferiore sono state riattivate come strutture compressive e trascorrenti durante il tardo Cenozoico (Finetti, 1984; Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993). Alcune di queste strutture erano originariamente delle faglie perimetrali che separavano la piattaforma carbonatica dai bacini adiacenti nel Giurassico superiore (Ortolani e Pagliuca, 1987; Colantoni et al., 1990; Morelli, 2002). Le unità della piattaforma carbonatica sono spesse più di 4 km e affiorano al largo del promontorio del Gargano (Ortolani and Pagliuca, 1987). L'assetto strutturale è inoltre influenzato dalla costruzione del margine durante il Plio-Quaternario, quando diversi episodi di progradazione si sono verificati in risposta al sollevamento tettonico e alle variazioni del livello del mare.

Nel Pleistocene Medio-Superiore, la progradazione lungo il margine è avvenuta tramite la deposizione di quattro sequenze deposizionali essenzialmente composte da unità regressive (Trincardi e Correggiari, 2000; Ridente e Trincardi, 2002a,b). Tali sequenze deposizionali registrano l'abbondanza di segnali glacio-eustatici lungo il margine adriatico sud-occidentale. La geometria deposizionale di queste sequenze è influenzata da tassi locali di deformazione e dal sollevamento tettonico regionale (Ridente et al., 2007).

Il margine adriatico meridionale è costituito da una ripida e complessa scarpata continentale che si estende per circa 400 Km da Pelagosa fino al Canale di Otranto. Questo margine è caratterizzato da frane sottomarine pleistoceniche, con scarpate che raggiungono circa 10 km di lunghezza lungo il ciglio della piattaforma (vedi frana di Gondola), un sistema di faglie attive (la fascia deformativa di Gondola), il Canyon di Bari (il principale condotto sedimentario attivo sin dall'ultimo intervallo glaciale) (Trincardi et al., 2007) e un insieme di canyon e di canali minori poco incisi e relativamente lineari, nella porzione più meridionale della scarpata.

Dopo la fine dell'ultimo intervallo di stazionamento basso del livello marino nel nord Adriatico la piattaforma viene progressivamente annegata in risposta all'innalzamento eustatico. Il progressivo annegamento rende la regione nord adriatica una piattaforma continentale poco profonda e uno dei siti chiave in Mediterraneo di formazione di acque dense (NAdDW) attraverso il forzato raffreddamento legato ai venti di bora. Le acque dense che si formano attraverso questo processo si muovono verso sud lungo il lato occidentale dell'Adriatico e raggiungono la scarpata sud adriatica attraverso la quale scendono trasversalmente con velocità che raggiungono i 70 cm/sec (Turchetto et al., 2007), impattando il fondale e generando una miriade di forme deposizionali ed erosive. Tutte queste strutture contribuiscono a rimodellare il margine interagendo con strutture preesistenti. La scarpata continentale dell'Adriatico meridionale è anche interessata dall'attività delle masse d'acqua levantine (LIW) che provengono dal Mediterraneo orientale, procedono verso nord lungo il fianco albanese e verso il Canale d'Otranto lungo il fianco italiano. (Fig.1.1).

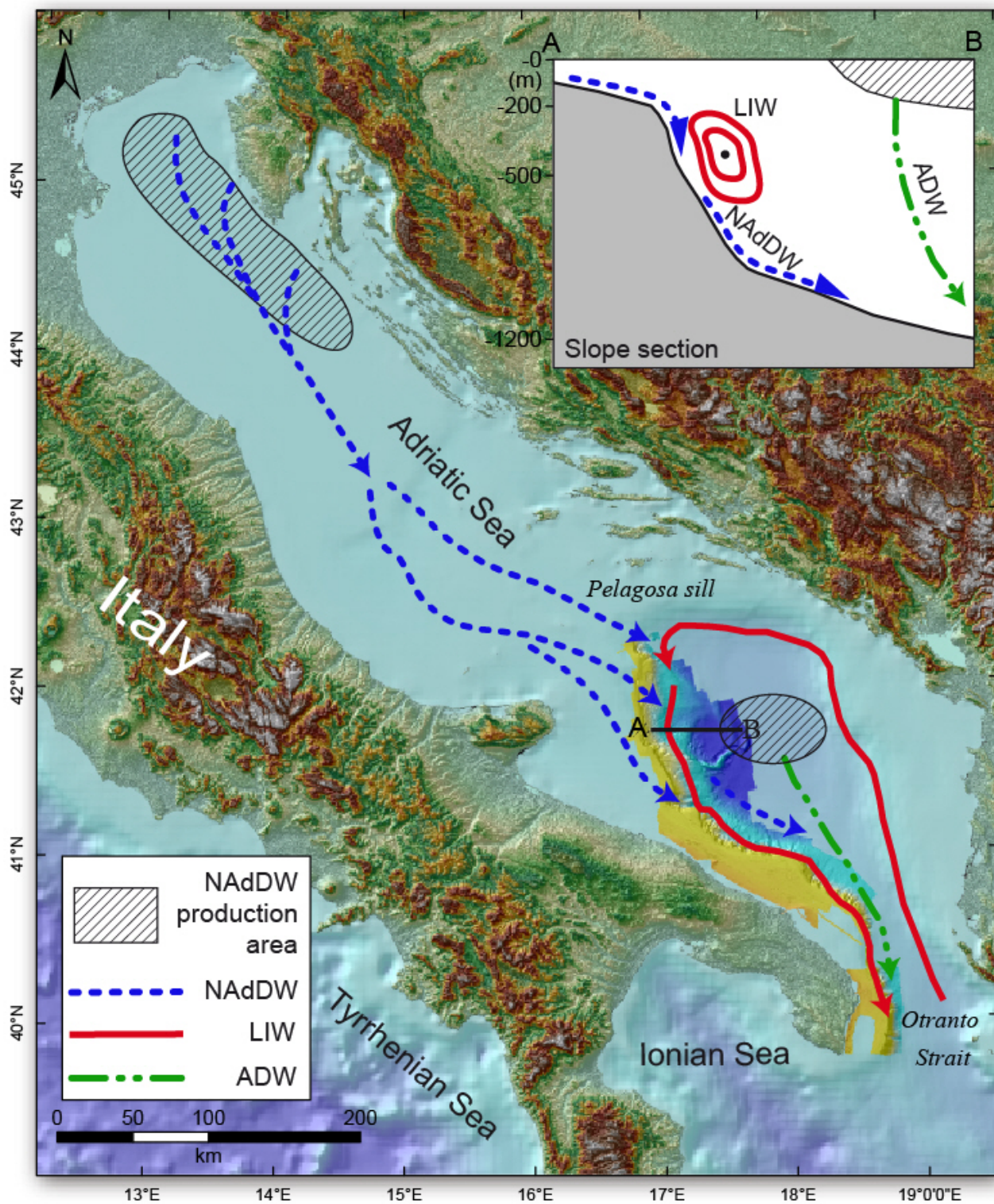


Fig 1.1 - Schema semplificato della circolazione della circolazione profonda in Adriatico. In blu le acque dense nord Adriatiche, in rosso le acque levantine intermedie e in verde le acque dense Adriatiche.

2. Descrizione dei dati geofisici e sedimentologici disponibili nell'area del Foglio

Nell'area sono disponibili i seguenti tipi di dati descritti nel dettaglio nei paragrafi seguenti:

1. Dati batimetrici Multi Beam
2. Dati di sismica a riflessione tipo Chirp

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

L'area è coperta da dati morfobatimetrici per un'estensione di circa 832 km². Tali dati sono stati acquisiti con lo strumento EM710 Kongsberg. Il DTM finale è il risultato dell'elaborazione dei singoli insiemi di dati e della loro successiva integrazione tramite il software CARIS HIPS and SIPS 7.0.

La qualità dei dati batimetrici finali è buona ed adeguata ad ottenere un DTM con una risoluzione di 20 m in scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma tale da identificare gli elementi morfobatimetrici rilevanti in tutta l'area.

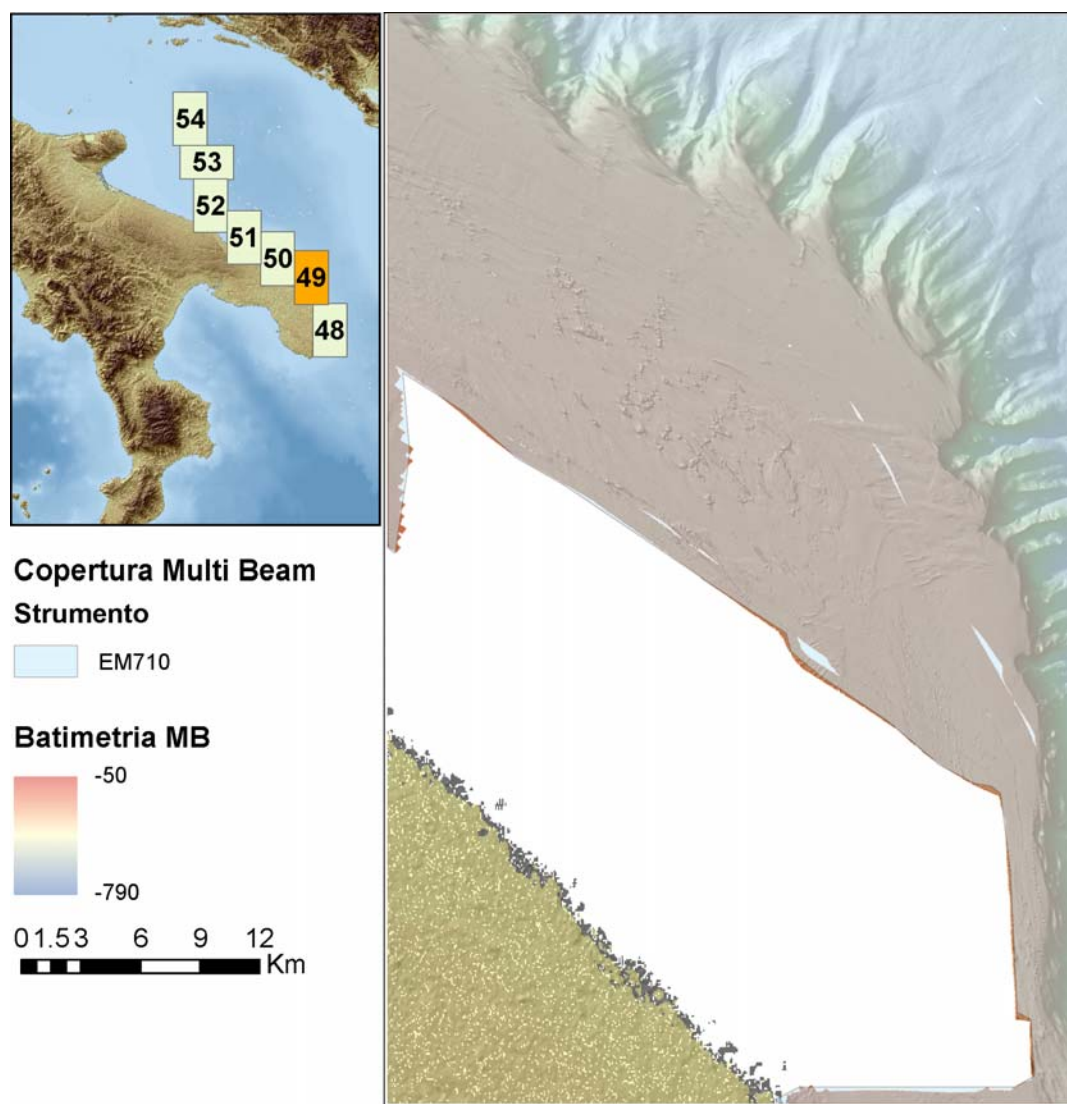


Fig 2.1.1 - Estensione dei dati Multi Beam all'interno del foglio Otranto e poligono rappresentante i rilievi effettuati con il sistema EM710 Kongsberg. (rilievo ombreggiato, DTM con risoluzione 20 m ed esagerazione verticale 10x)

2.2 Dati di riflettività e immagini del fondale (side scan sonar, rov, ecc.)

Sono presenti dati di riflettività estratti dai dati batimetrici acquisiti con il sistema EM710. (tali dati sono eventualmente disponibili ma non ancora utilizzati).

2.3 Dati di sismica a riflessione

L'area di scarpata e piattaforma esterna è coperta da circa 1230 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP acquisiti con un sistema a 16 trasduttori a 3.5 kHz con risoluzione verticale di 0.5 m montato sulla nave oceanografica URANIA ed interfacciato con il software SWAN PRO 2.00 della Communication Technology (Fig. 2.3.1).

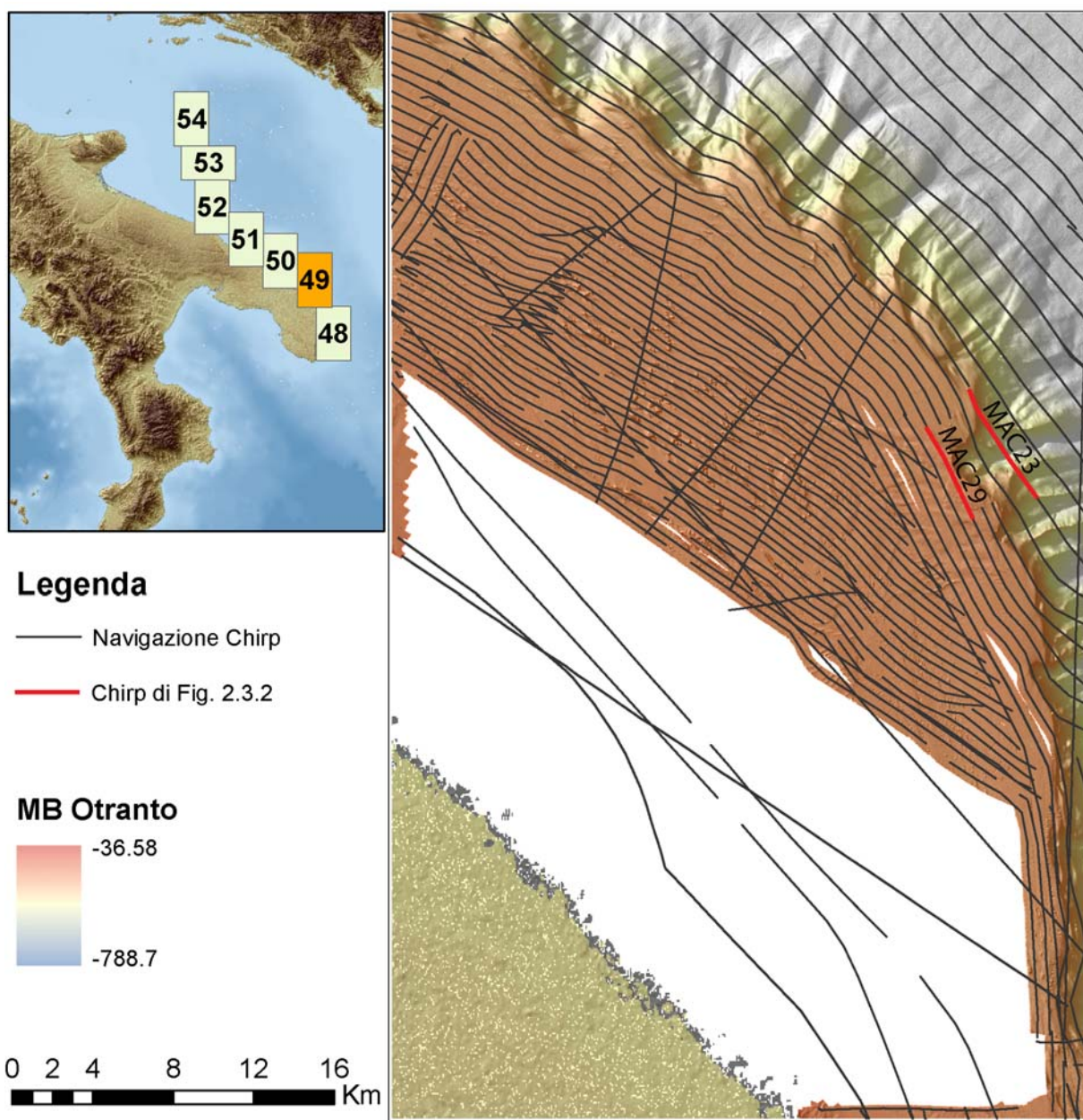


Fig 2.3.1 – Linee di navigazione dei rilievi di sismica a riflessione di tipo CHIRP nel foglio Otranto (rilievo ombreggiato, DTM con risoluzione 20m esagerazione verticale 10x)

I dati CHIRP sono fondamentali per ricostruire la geometria interna degli elementi morfobatimetrici e per classificare le scarpate di frana principali e secondarie distinguendole dalle scarpate erosive. Inoltre permettono di definire gli accumuli di frana esposti e sepolti, ricostruirne la struttura interna e le relazioni geometriche tra eventi di frana successivi. Nell'area di piattaforma permettono di caratterizzare i rilievi e le strutture deformative presenti.

I profili CHIRP del foglio Otranto in particolare hanno permesso di caratterizzare la struttura interna del canyon principale, nella porzione meridionale del foglio, e di definire la natura delle piccole depressioni crateriche localizzate sul ciglio della scarpata del canyon (diametro tra 10 e 30

m e profondità di circa 1 m, Fig 3.1.2). Tali depressioni sono probabilmente legate alla fuoriuscita di fluidi da corpi sabbiosi cliniostratificati di spiaggia/delta formati durante l'ultimo massimo glaciale presso il ciglio della piattaforma. La geometria cliniostratificata è intuibile sui profili a disposizione ma potrebbe essere meglio documentata da profili perpendicolare al ciglio della piattaforma. Le sabbie sono cementate come suggerito dalla forte riverberazione a fondo mare e dall' intrappolamento dell'energia acustica che non permette di risolvere i depositi sabbiosi al di sotto. L'espulsione di fluidi corrisponde alla distribuzione delle facies più sabbiose e si ipotizza che i fluidi provengano dall'interno di questo deposito superficiale e non da depositi più profondi (Fig. 2.3.2).

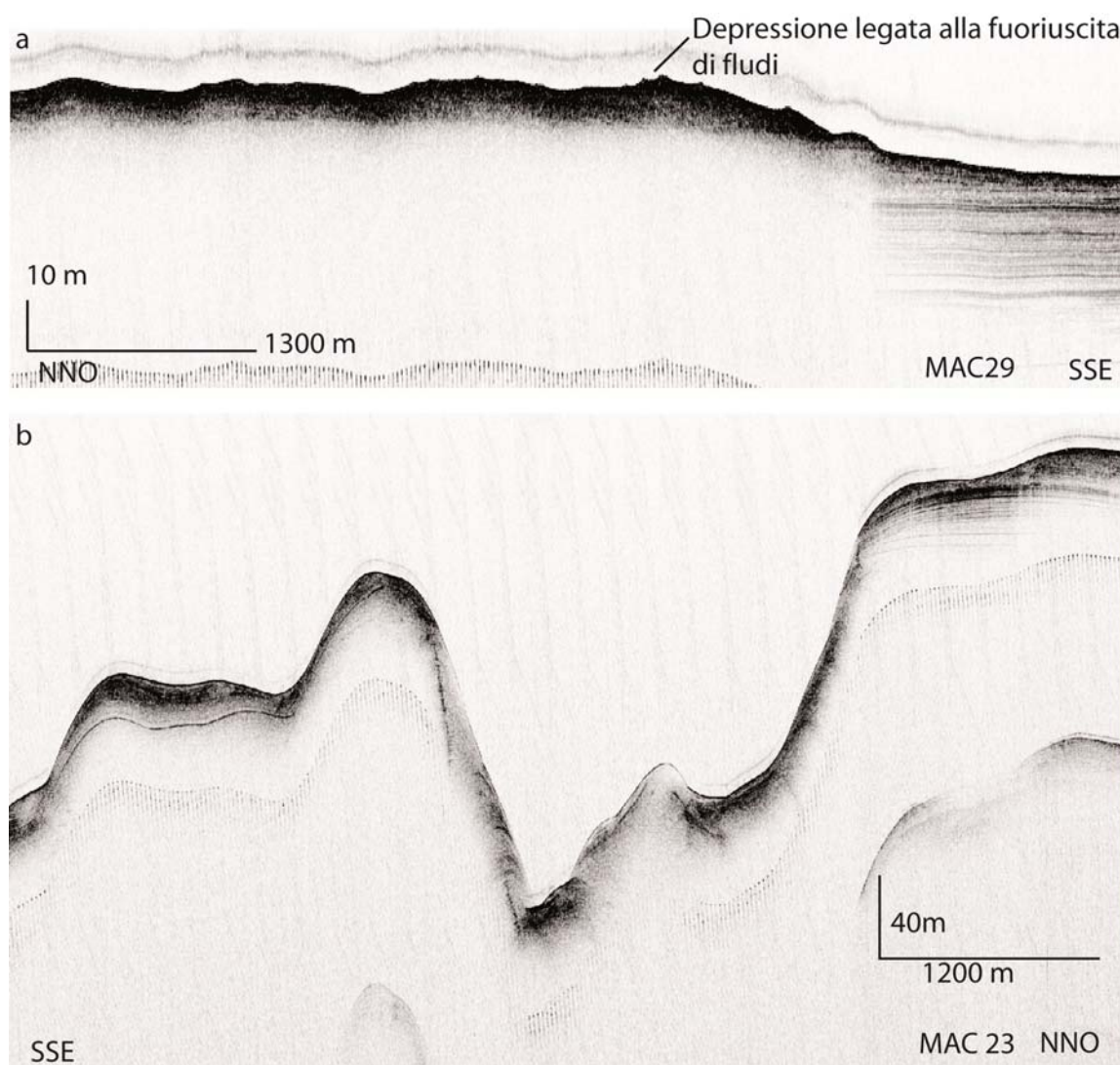


Fig 2.3.2 – Profili CHIRP localizzati in fig. 2.3.1 che mostrano a) piccole depressioni probabilmente legate alla fuoriuscita di fluidi da corpi sabbiosi cliniostratificati di spiaggia/delta. In figura si nota la forte riverberazione a fondo mare in corrispondenza delle depressioni che identifica la presenza di sabbie cementate. b) Struttura interna del canyon.

2.4 Dati di campionamento

Non sono disponibili dati di campionamento

2.5 Altro tipo di dato

Non sono disponibili altri tipi di dato

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Descrizione sintetica degli Elementi Morfobatimetrici (Livello 3):

L'area del Foglio 49 OTRANTO è caratterizzata da fenomeni di erosione diffusa dovuti alle correnti e in particolare, in alcuni periodi, al fenomeno delle *cascading currents* che determinano l'aspetto e la morfologia della piattaforma esterna e della scarpata sia superiore (fig. 3.1.1).

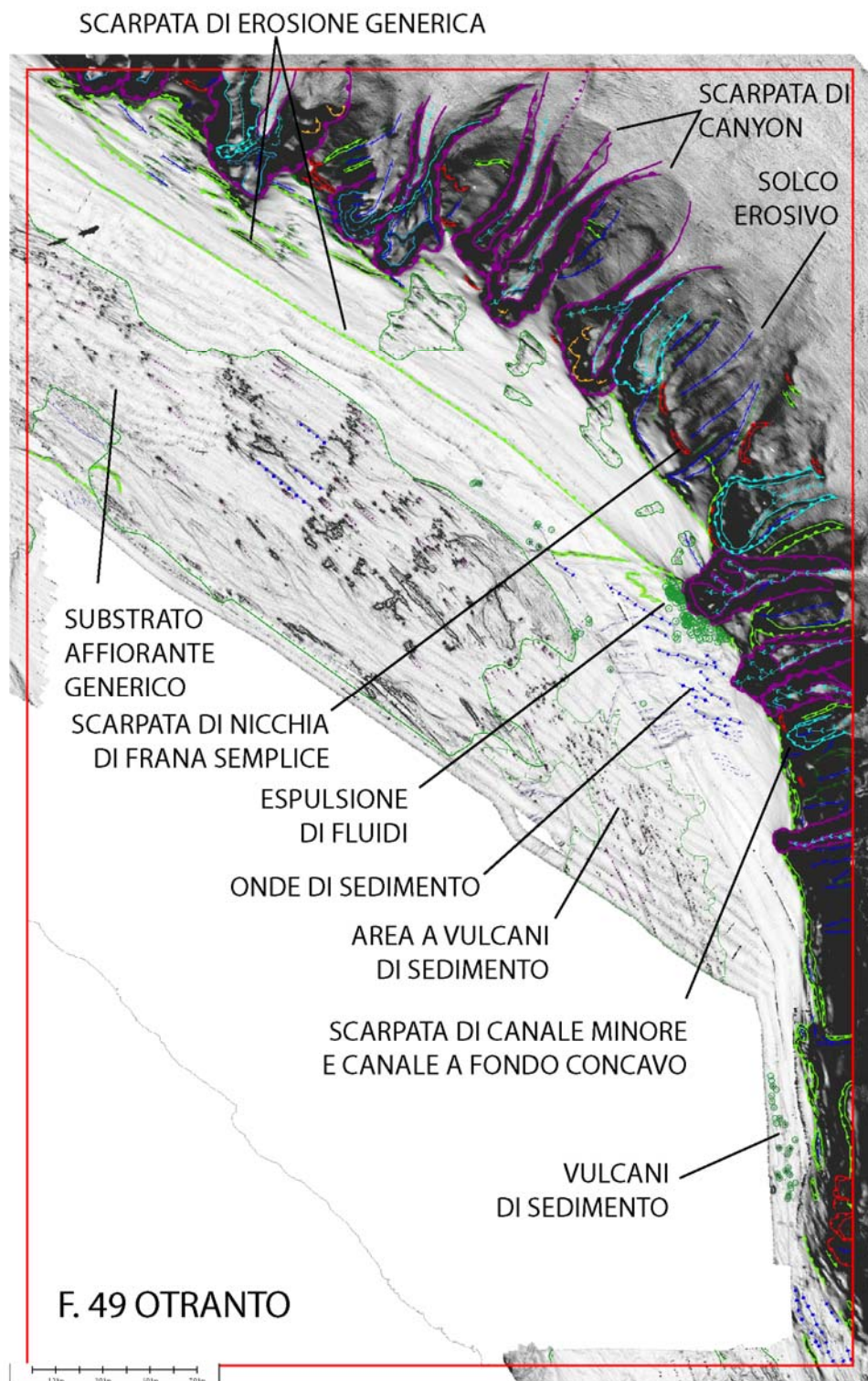


Fig 3.1.1 - Distribuzione degli Elementi Morfobatimetrici nel Foglio 49 OTRANTO.

I principali Elementi Morfobatimetrici cartografati sulla piattaforma continentale si possono riassumere in:

- **“espulsione di fluidi”**: strutture circolari da fuoriuscita di fluidi da corpi sabbiosi clinostratificati di spiaggia/delta, formati durante l’ultimo massimo glaciale, presso il ciglio della piattaforma. Le sabbie sono cementate come suggerito dalla forte riverberazione a fondo mare dovuta all’intrappolamento dell’energia acustica che non permette di risolvere i depositi sabbiosi al di sotto. L’espulsione di fluidi corrisponde alla distribuzione delle facies più sabbiose e si ipotizza che i fluidi provengano dall’interno di questo deposito superficiali e non da depositi più profondi. Le dimensioni di queste depressioni variano da 10 a 30 m, alcune coalescenti raggiungono 60 m e alcune disposte lungo il ciglio della testata del canyon presentano parziali franamenti all’interno di esso; la profondità è in media 0,5 m (Fig.3.1.1 e 3.1.2).

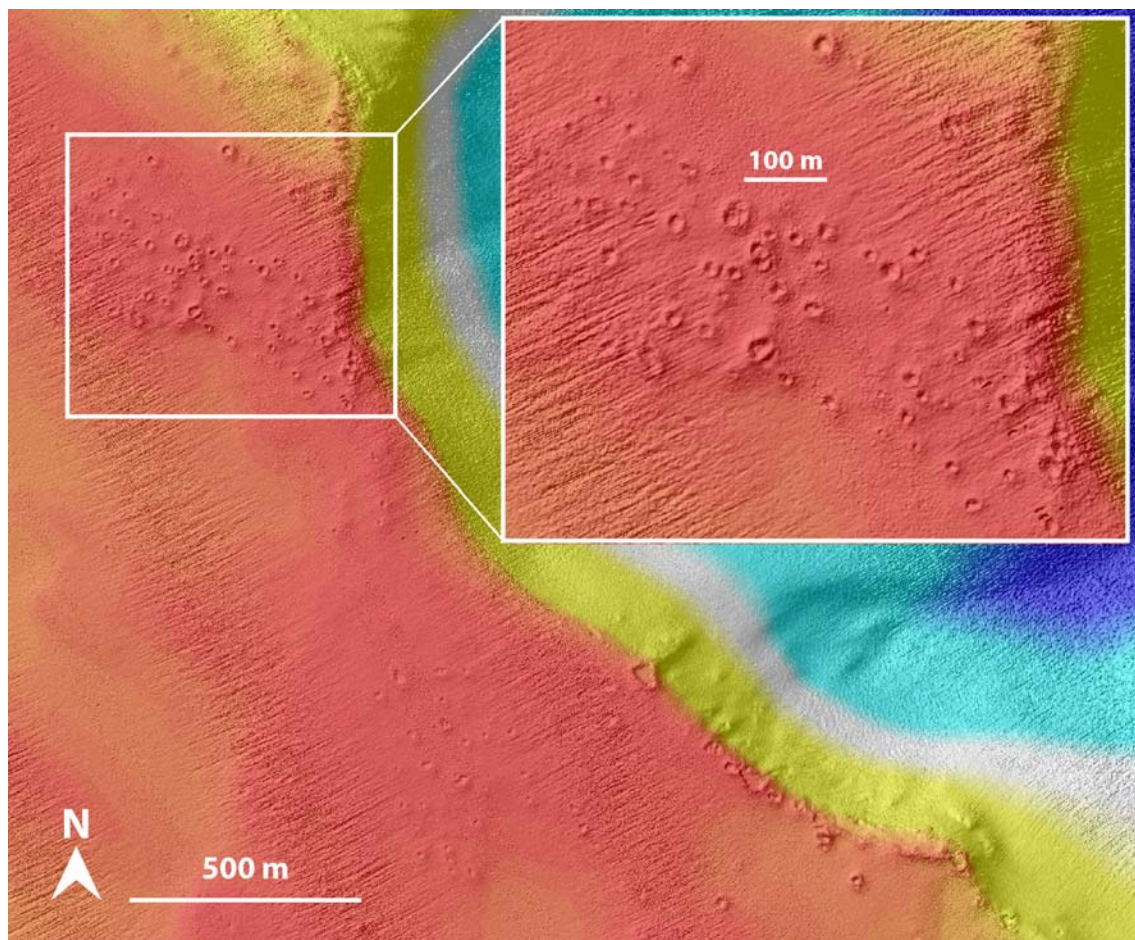


Fig 3.1.2 – Batimetria 3D della piattaforma in prossimità del ciglio di una testata di canyon in cui sono evidenti strutture circolari da espulsione di fluidi.

- **“scarpate di erosione generica”**: il ciglio della piattaforma e la parte superiore della scarpata sono caratterizzati da una serie di scarpate erosive, a volte discontinue, con sviluppo lineare massimo di 10 km e sviluppo verticale variabile da 3 a 40 m. Queste scarpate determinano una morfologia a gradini lungo il ciglio della piattaforma più settentrionale con direzione NO-SE, mentre a sud l’orientamento del ciglio cambia diventando N-S e le scarpate formano un primo gradino più ripido di 20-40 m e altri sottostanti anche di 100 m di altezza (fig. 3.1.1 e 3.1.3);
- **“substrato affiorante generico”**: la piattaforma è, in alcune parti, caratterizzata da una morfologia a “remnants erosivi”. La piattaforma si presenta accidentata da rilievi isolati, di forma tondeggiante, che spesso determinano la formazione di **“impronte a cometa”** allungate in

direzione NO-SE oppure allungati in “**creste**” di lunghezza nell’ordine di qualche metro e altezza da 2-6 m, con direzione sempre NO-SE. (fig. 3.1.1 e 3.1.3);

- “**depressioni erosive**”: lungo il ciglio della piattaforma sono presenti una serie di depressioni allineate in direzione prevalentemente NO-SE, parallele al ciglio, dovute probabilmente all’impatto di acque dense durante il fenomeno di *cascading*. Nella parte a sud, le depressioni erosive hanno direzione N-S e sono sempre parallele al ciglio della piattaforma (fig. 3.1.4).

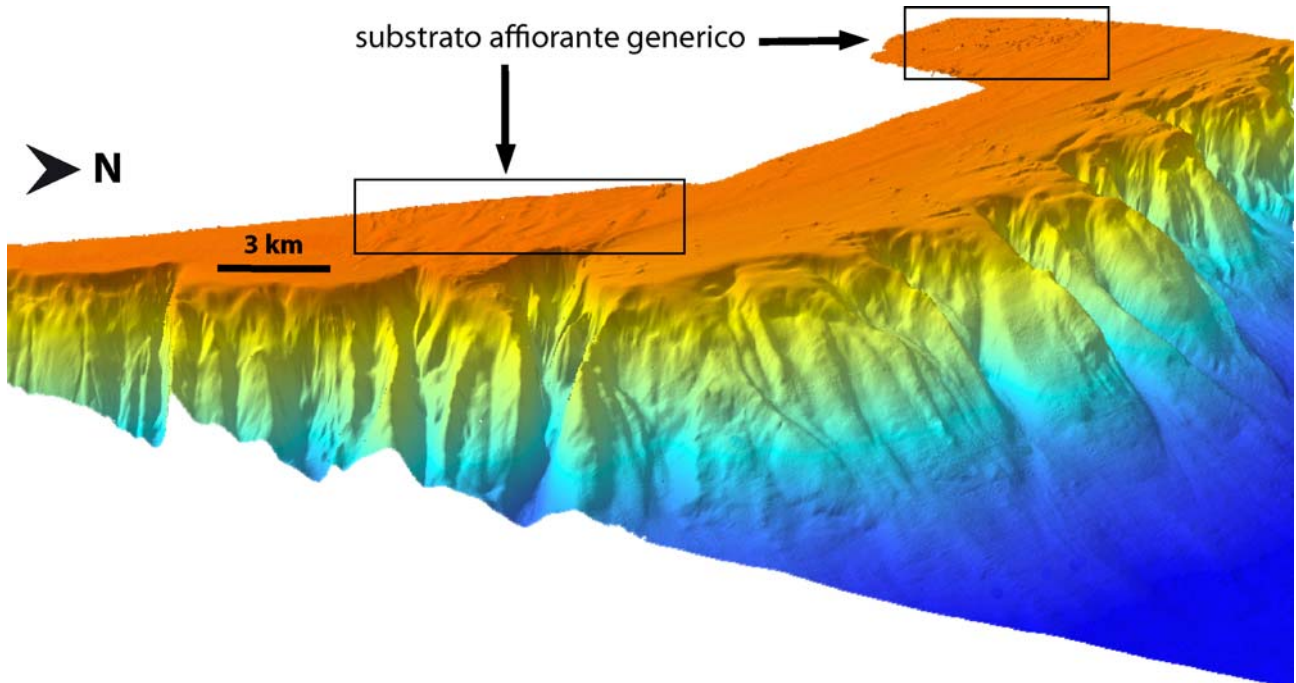


Fig 3.1.3 – Batimetria 3D della piattaforma in cui si evidenziano alcune zone di substrato affiorante, caratterizzate da rilievi isolati tondeggianti o da creste allungate, e panoramica delle profonde incisioni che interessano la scarpata superiore, classificate come canyon e canali minori.

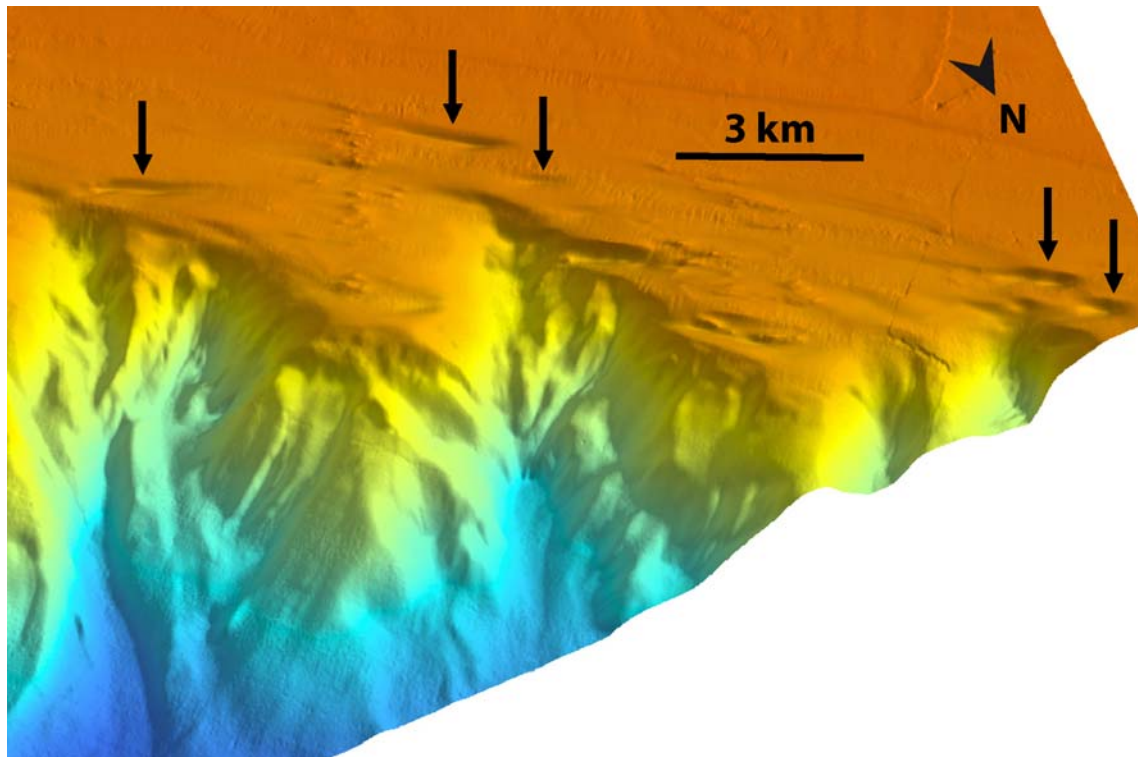


Fig. 3.1.4 – Le “depressioni erosive”, marcate con frecce, che bordano il ciglio della piattaforma, generate dell’impatto delle acque dense.

- **“vulcani di sedimento” e “area a vulcani di sedimento”**: in un’area di circa 120 km², sia nella piattaforma centrale che in prossimità del ciglio, sono presenti numerosi rilievi sub-circolari di altezza che varia da 2 a 10 m e diametro massimo di 150 m, che mostrano allineamenti con direzione NNO-SSE (Fig. 3.1.5). Sui profili CHIRP sonar in corrispondenza dei rilievi l’energia acustica è dispersa e causa un mascheramento acustico dei riflettori sottostanti.

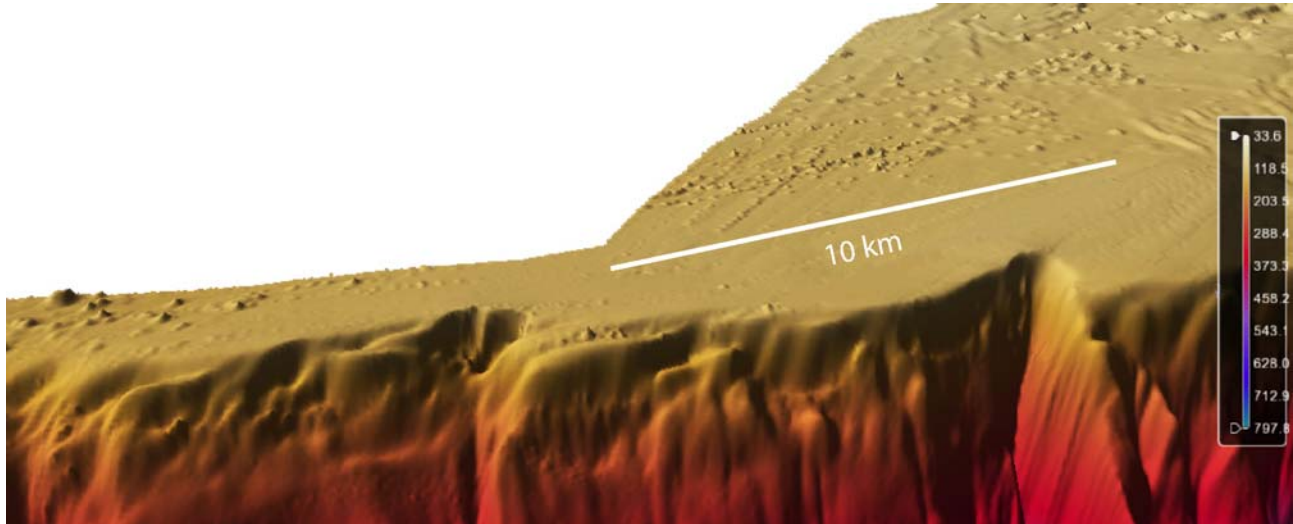


Fig. 3.1.5 – Batimetria 3D che mostra il settore di piattaforma caratterizzata da piccoli rilievi isolati tondeggianti interpretati come vulcanetti di sedimento (sabbia) le cui dimensioni massime raggiungono i 150 m di diametro (risoluzione DTM 20 m, esagerazione verticale 10x).

Nella scarpata superiore si possono riconoscere i seguenti Elementi Morfobatimetrici:

- **“scarpate di canyon”** (ciglio e base): delimitano 12 zone in cui si sviluppano canali erosivi tipo “canyon” con lunghezza dai 4 ai 10 km e ampiezza massima, nella testata sempre ben definita e indentata nella piattaforma, di 5 km (Fig. 3.1.3);
- **“scarpate di canyon con argine”** (ciglio): in uno dei canyon si sviluppa, sul lato destro, un argine con dimensioni lineari di circa 4 km e altezza variabile da 20 a 6 m;
- **“scarpate di canale minore”** (ciglio e base): delimitano 4 zone in cui si sviluppano canali erosivi minori con lunghezza massima di 5 km e ampiezza massima di 3 km nella testata; le testate sono poco sviluppate e collocate nella scarpata superiore (fig. 3.1.3);
- **“scarpata di terrazzo intracanalale”** (ciglio e base): sono presenti in alcuni canali dalla morfologia più complessa e delimitano i terrazzamenti nei fianchi delle pareti del canale con andamento sub parallelo ad esso;
- **“scarpate di gradino intracanalale”** (ciglio e base): delimitano i gradini, perpendicolari alla direzione della corrente, che si originano all’interno delle testate dei canali e complicano la morfologia della scarpata;
- **“scarpata di nicchia di frana intracanalale”**: sono state cartografate all’interno delle testate di 3 canali dalla morfologia più complessa, hanno forma semicircolare o arcuata e ampiezza media di circa 800 m;
- **“canale a fondo concavo”**: è rappresentato il letto, cioè la direzione di massima pendenza, dei canali che incidono la scarpata.
- **“solco erosivo”**; con questa simbologia sono stati cartografate alcune incisioni dovute alla corrente, nella scarpata o all’interno dei canyon, lungo la direzione di massima pendenza.
- **“scarpata di nicchia di frana semplice”** (ciglio e base): sono state cartografate una serie di scarpate di nicchie di frana che bordano il ciglio della piattaforma o interessano la scarpata superiore, di forma arcuata o semicircolare e dimensioni medie di circa 1 km di ampiezza e scarpata di nicchia di 20-30 m di altezza.

3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili attraverso la rappresentazione del Livello 3

Non ci sono aspetti salienti in chiave di pericolosità direttamente esprimibili attraverso la rappresentazione del Livello 3

3.3 Bibliografia citata

Argnani A., Favali P., Frugoni F., Gasperini M., Ligi M., Marani M., Mattiotti G., Mele G., 1993. Foreland deformational pattern in the southern Adriatic sea, *Annali di Geofisica*, 36, 229–247.

Channell J.E.T., D'Argenio B., Horvath F., 1979. Adria, the African Promontory, in *Mesozoic mediterranean paleogeography*. *Earth Sci. Rev.* 15, 213–292.

Colantoni P., Tramontana M., Tedeschi R., 1990. Contributo alla conoscenza dell'avampaese apulo: struttura del Golfo di Manfredonia (Adriatico meridionale). *G. Geol.* 52 (1–2), 19–32.

D'Argenio B. & Horvath F., 1984. Some remarks on the deformation history of Adria, from the Mesozoic to the Tertiary. *Ann. Geophys.* 2, 143–146.

De Dominicis A. & Mazzoldi G., 1987. Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della piattaforma Apula. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 163–176.

Finetti, 1984. Struttura ed evoluzione della micro-placca adriatica. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 2, 115–123.

Minisini, D., Trincardi, F., Asioli, A., 2006. Evidences of slope instability in the South Adriatic Margin. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6 (1), 1–20.

Morelli D., 2002. Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il Promontorio del Gargano e Brindisi. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, Vol. Spec. 57, 343–353.

Ortolani F. & Pagliuca S., 1987. Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le Catene Appenninica e Dinarica. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 38, 205–224.

Ridente D. & Trincardi F., 2002a. Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). *Mar. Geol.*, **184**: 273–293.

Ridente D. & Trincardi F., 2002b. Late Pleistocene depositional cycles and syn-sedimentary tectonics on the central and south Adriatic shelf, *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57, 516–526.

Ridente D. & Trincardi F., 2006. Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late-Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy). *Basin Res.*, **18/2**: 171–188.

Ridente D., Fogliani F., Minisini D., Trincardi F., Verdicchio G., 2007. Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the South-Western Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, **246**: 193–207.

Trincardi, F. & Correggiari, A., 2000. Quaternary forced-regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. (Eds.), *Depositional*

Response to Forced Regression. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, vol. 172, pp. 245–269.

Trincardi, F., Foglini, F., Verdicchio, G., Asioli, A., Correggiari A., Minisini, D., Piva, A., Remia, A., Ridente, D., Taviani, M., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, 246: 208-230.

Turchetto, M., Boldrin, A., Langone, L., Miserocchi, S., Tesi, T., Foglini, F., 2007. Particle transport in the Bari Canyon (southern Adriatic Sea). *Mar. Geol.* 246, 231–247 (this volume). doi:10.1016/j.margeo.2007.02.007.

Verdicchio G. & Trincardi F., 2008. Chapter 20: Shallow water contourites. In: Rebesco & Camerlenghi (Eds.), *Contourites*, Elsevier.