

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI ROMA

"LA SAPIENZA"



Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XVIII CICLO- Anno 2005

Assetto strutturale e neotettonica della Faglia Nord

Anatolica nel Golfo di Izmit

(Mare di Marmara, Turchia)

Dottorando: Valentina Ferrante

Tutore: Prof. Enrico Bonatti

Co-Tutore: Dr. Luca Gasperini

SOMMARIO

1. INTRODUZIONE	1
1.1. LA FAGLIA NORD ANATOLICA	2
1.2. IL MARE DI MARMARA E LA FAGLIA NORD ANATOLICA.....	5
1.3. IL GOLFO DI İZMIT, INQUADRAMENTO GENERALE E STUDI PREGRESSI	10
1.3.1. <i>La geologia del Golfo di İzmit</i>	14
1.3.2. <i>Il terremoto di İzmit</i>	18
1.3.3. <i>La neotettonica del Golfo di İzmit</i>	19
2. MATERIALI E METODI	24
2.1. MULTIBEAM.....	24
2.1.1. <i>Elaborazione dei dati Multibeam</i>	28
2.2. SISMICA A RIFLESSIONE.....	29
2.2.1. <i>Sismica ad alta risoluzione: profili “Chirp”</i>	29
2.2.2. <i>Elaborazione dei dati Chirp</i>	29
2.2.3. <i>Sismica a Riflessione Multicanale: profili MCS</i>	31
2.2.4. <i>Elaborazione dei dati MCS</i>	33
3. DESCRIZIONE DEI DATI	37
3.1. DATI SUPERFICIALI: MORFOBATIMETRIA E PROFILI SISMICI AD ALTA RISOLUZIONE.....	37
3.1.1. <i>Bacino Occidentale</i>	39
3.1.2. <i>Bacino di Karamürsel</i>	49
3.2. DATI PROFONDI: PROFILI SISMICI A RIFLESSIONE MULTICANALE (MCS).....	59
3.2.1. <i>Il profilo sismico IZB-09m e l’alto strutturale</i>	61
3.2.2. <i>Il profilo sismico IZB-07m</i>	65
3.2.3. <i>Profilo sismico IZW-04m</i>	68
4. DISCUSSIONI: ANALISI INTEGRATA DEI DATI	71
4.1. NEOTETTONICA DEL GOLFO DI İZMIT.....	71
4.2. STRUTTURA PROFONDA DEL GOLFO DI İZMIT.....	76
4.2.1. <i>Forma del bacino: mappa del Basamento (Orizzonte-A)</i>	76
4.2.2. <i>Forma del bacino al termine dell’evento compressivo: mappa dell’Orizzonte-C</i>	79
4.3. EVOLUZIONE TETTONICA DEL GOLFO DI İZMIT.....	81
4.4. SPESSORE DEI SEDIMENTI ED ETÀ DEL BACINO.....	83
4.5. TASSI DI DEFORMAZIONE OLOCENICI: CONFRONTO CONI DATI GPS.....	84
4.6. ASSETTO STRUTTURALE E VALUTAZIONE DEL RISCHIO SISMICO.....	85
CONCLUSIONI	87
RINGRAZIAMENTI	89
BIBLIOGRAFIA	91

1. INTRODUZIONE

La tettonica del Mediterraneo orientale e del Medio Oriente è dominata, sin dal Creatacico superiore (i.e. Şengör e Yilmaz 1981) dalla cinematica delle Placche Araba, Africana ed Eurasiatica (Figura 1.1), e comprende una vasta gamma di processi che includono diversi stadi di collisione continentale, subduzione di litosfera oceanica, formazione di bacini di retro arco, estensione ed “estrusione” di crosta continentale.

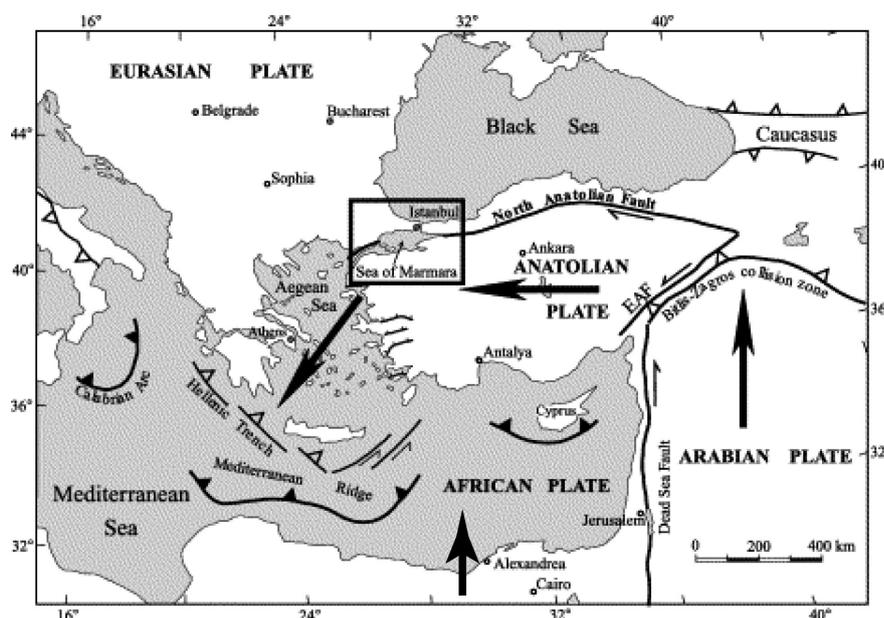


Figura 1.1: schema semplificato della tettonica dell'area del Mediterraneo Orientale e del Medio Oriente..

La convergenza tra la placca Africana e quella Eurasiatica ha portato alla progressiva chiusura dei bacini oceanici della Neotetide. La chiusura di questi bacini, l'amalgamazione di microblocchi continentali unitamente a processi di subduzione e messa in posto di ofioliti sono responsabili della formazione della crosta attualmente esposta in Turchia e a Cipro.

La chiusura del ramo settentrionale della Neotetide si è conclusa nel Miocene inferiore con la collisione tra la placca Eurasiatica, a nord, e la piattaforma Anatolico-Iraniana, a sud lungo la zona di sutura Izmir-Ankara e il Caucaso minore. In questo periodo inizia anche la subduzione, diretta verso nord, dell'Africa a sud di Cipro (Buzkurt, 2001 e riferimenti bibliografici in esso contenuti) che, nel Miocene superiore, fu caratterizzata da un periodo di intensa attività.

La convergenza tra la placca Eurasiatica e la placca Araba ha causato invece la progressiva chiusura del ramo meridionale della Neotetide (Oceano Bitlis) che è terminata nel

Miocene medio con la collisione continente-continente lungo la zona di sutura Bitlis-Zagros (Şengör e Yilmaz 1981). Secondo alcuni autori tale evento è avvenuto in modo diacrono in un lasso di tempo dal Miocene medio, nel settore orientale, al Pliocene superiore-Quaternario, in quello occidentale (Şengör e Yilmaz 1981). Tra il Miocene medio ed il Pliocene inferiore l'Anatolia orientale, a seguito di tale convergenza, è stata soggetta a raccorciamento ed ispessimento crostale terminato con la formazione del Plateau Anatolico-Iraniano (Dewey and Şengör, 1979). A partire dal Pliocene inferiore, invece, il movimento verso nord della placca Araba è stato accomodato attraverso due faglie trascorrenti: la Faglia Nord Anatolica (FNA), trascorrente destra, e la Faglia Est Anatolica (FEA), trascorrente sinistra lungo le quali ha avuto inizio il movimento verso ovest del microblocco Anatolico sulla litosfera oceanica della placca Africana (Buzkurt, 2001 e riferimenti bibliografici in esso contenuti).

Una descrizione della cinematica attuale è stata ricavata da modelli di tettonica delle placche (i.e. NUVEL-1A; DeMets et al., 1994) e da misure GPS (Straub e Kahle, 1995; Straub et al., 1997; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; 2003). Secondo tali modelli il movimento verso N-NO della Placca Araba rispetto alla Placca Eurasiatica, considerata fissa, avviene con un tasso di 18-25 mm/a (mediato negli ultimi 3 Ma) e risulterebbe nella compressione ancora attiva lungo la catena degli Zagros e nell'intensa attività sismica e nell'elevata topografia che caratterizza l'Anatolia centrale. Gli stessi modelli suggeriscono che anche la Placca Africana si muove verso nord, rispetto all'Eurasia, con una velocità di 10 mm/a e che la velocità di subduzione dell'Africa sotto l'arco ellenico è di 30 mm/a. La differenza di velocità lungo il margine di subduzione risulta a favore del movimento verso sud-ovest dell'Egeo che si traduce nell'arretramento, verso sud-ovest, dello "slab" e nell'estensione secondo un meccanismo di bacino di retro-arco (McClusky et al., 2000).

Per quanto riguarda il microblocco anatolico, i vettori GPS, rispetto all'Eurasia fissa, mostrano che la Turchia orientale è caratterizzata da bassi tassi di deformazione interna, mentre quella centro-occidentale da un movimento della placca verso ovest che lungo la FNA è parallelo al limite di placca e devia progressivamente verso sud-ovest (McClusky et al., 2000).

Doglionis et al. (2002) propongono una ipotesi differente sull'estensione nell'Egeo e nella Turchia occidentale, considerando come sistema di riferimento la placca Africana fissa. L'estensione sarebbe dovuta al fatto che la velocità con cui la Grecia sovrascorre sull'Africa, lungo l'arco ellenico, risulta maggiore della velocità con cui la Turchia sovrascorre sulla stessa placca lungo Cipro.

sequenza di 6 terremoti altamente distruttivi, con magnitudo $M_w^1 > 6.7$ (Barka, 1996), ha provocato la progressiva rottura da est verso ovest, di un segmento di circa 900 km della faglia a est di Marmara. I terremoti di İzmit (Agosto 1999, $M_w = 7.4$) e di Düzce (Novembre 1999, $M_w = 7.1$) rappresentano la continuazione di questa successione, ed hanno provocato circa 17000 vittime ed ingenti danni economici. Questi ultimi due eventi hanno causato la propagazione della rottura della FNA fino al limite orientale del Mare di Marmara per una lunghezza complessiva di 150-170 km (Reilinger et al., 2000; Barka et al., 2002; Gökten et al., 2002; Lettis et al., 2002). Sul margine occidentale del Mare di Marmara l'ultimo terremoto con una magnitudo comparabile risale al 1912, in corrispondenza della faglia di Ganos. La porzione sommersa della FNA nel Mare di Marmara rappresenta, dunque, un "gap sismico", che Toksöz et al. (1979) avevano individuato già alla fine degli anni settanta (Figura 1.3). La probabilità che nei prossimi decenni si verifichi un altro terremoto distruttivo è molto alta, e pone come obiettivo prioritario la valutazione del rischio sismico, soprattutto per la città di Istanbul che si affaccia sul segmento settentrionale della FNA, ed è una metropoli ad elevata densità di popolazione (Hubert-Ferrari et al., 2000; Parsons et al., 2000; Atakan et al., 2002).

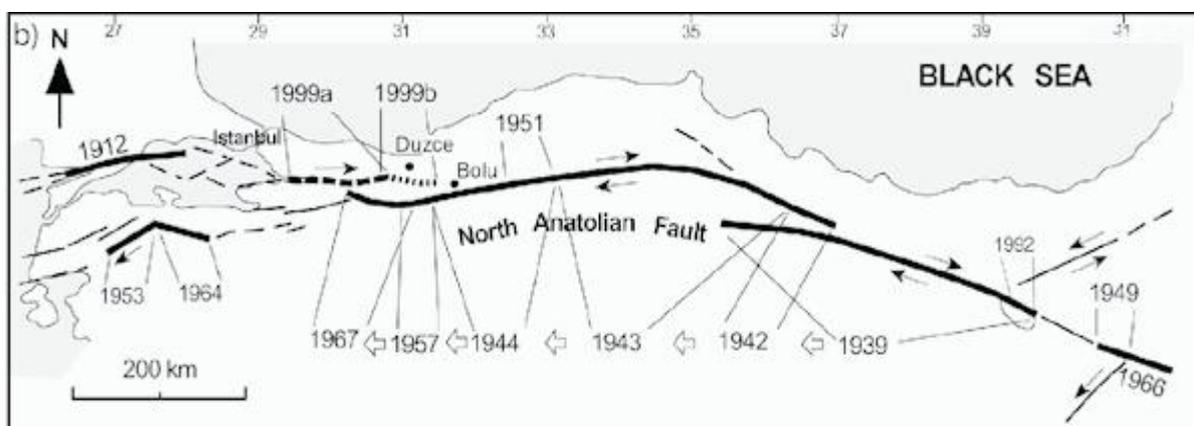


Figura 1.3: progressiva migrazione dell'attività sismica lungo la FNA a partire dal terremoto di Erzincan del 1939; è evidente il "gap sismico" tra gli ultimi eventi del 1999, all'estremità orientale del Mare di Marmara ed il terremoto di Ganos del 1912 (da Akyuz et al 2002).

¹ M_w rappresenta la magnitudo del momento sismico ovvero la quantità di energia rilasciata all'ipocentro del sisma.

1.2. Il Mare di Marmara e la Faglia Nord Anatolica

Il Mare di Marmara è un mare epicontinentale ubicato nella Turchia nord-occidentale, tra il Mar Nero ed il Mare Egeo, con i quali comunica attraverso lo stretto del Bosforo a nord, e lo stretto dei Dardanelli a sud-ovest.

I recenti studi morfobatimetrici mostrano una morfologia complessa (Figura 1.4), caratterizzata dalla presenza di ampie zone di piattaforma, ripide scarpate e profondi bacini (Aksu et al., 1999, Yaltirak, 2002, Le Pichon et al., 2001, Armijo et al., 2005). La piattaforma meridionale è molto estesa (~30 km) e caratterizzata dalla presenza di isole (la più grande è l'Isola di Marmara) e promontori. I principali corsi d'acqua si trovano su questo lato del bacino, e costituiscono la maggiore fonte di apporti sedimentari e di acque dolci. La piattaforma termina in corrispondenza di una scarpata immergente verso N che presenta una pendenza di 14°-24°, ed è localmente incisa da canyons. Diversamente, lungo il margine settentrionale del bacino la piattaforma è molto ridotta (3-5 km) o addirittura assente (regione di Ganos). Canyons perpendicolari alla linea di costa incidono con un andamento rettilineo la scarpata settentrionale, che presenta pendenze di 18°-30°, fino a raggiungere le zone più profonde, che si trovano nel settore settentrionale del Mare di Marmara. Il depocentro del Mare di Marmara è formato da una successione di bacini profondi più di 1100 m separati da alti topografici: il bacino di Tekirdağ, all'estremità occidentale del Mare di Marmara e il Bacino Centrale, caratterizzato da una forma romboidale sono separati dal Western High; il Central High costituisce il limite occidentale del Bacino di Çınarcık, la più profonda ed estesa depressione che si collega verso Est al Golfo di İzmit, oggetto di studio di questa tesi di dottorato (Figura 1.4).

Dal punto di vista tettonico, il Mare di Marmara si trova alla transizione tra un regime trascorrente puro, che caratterizza la FNA ad est, ed un regime estensionale nel Mare Egeo ad ovest. Dati geologici (Armijo et al., 1999, 2002) e recenti misure GPS (McClusky et al., 2000) indicano che circa l'80% del movimento relativo Anatolia-Eurasia nella regione del Mare di Marmara ha luogo lungo il segmento settentrionale della FNA, attraverso una zona di taglio obliqua dove si localizzano movimenti obliqui a direzione E-O ma anche una componente estensionale orientata NNE-SSO. La concomitanza di questi due regimi tettonici è confermata non solo dalle misure geodetiche e dalle soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti, ma anche dalla presenza sia a terra che a mare di strutture tettoniche tipicamente associate ad un regime trascorrente destro, quali "R-shear", "P-shear", strutture transpressive e transtensive (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Gokaşan et al., 2003; Şengör et al., 2005).

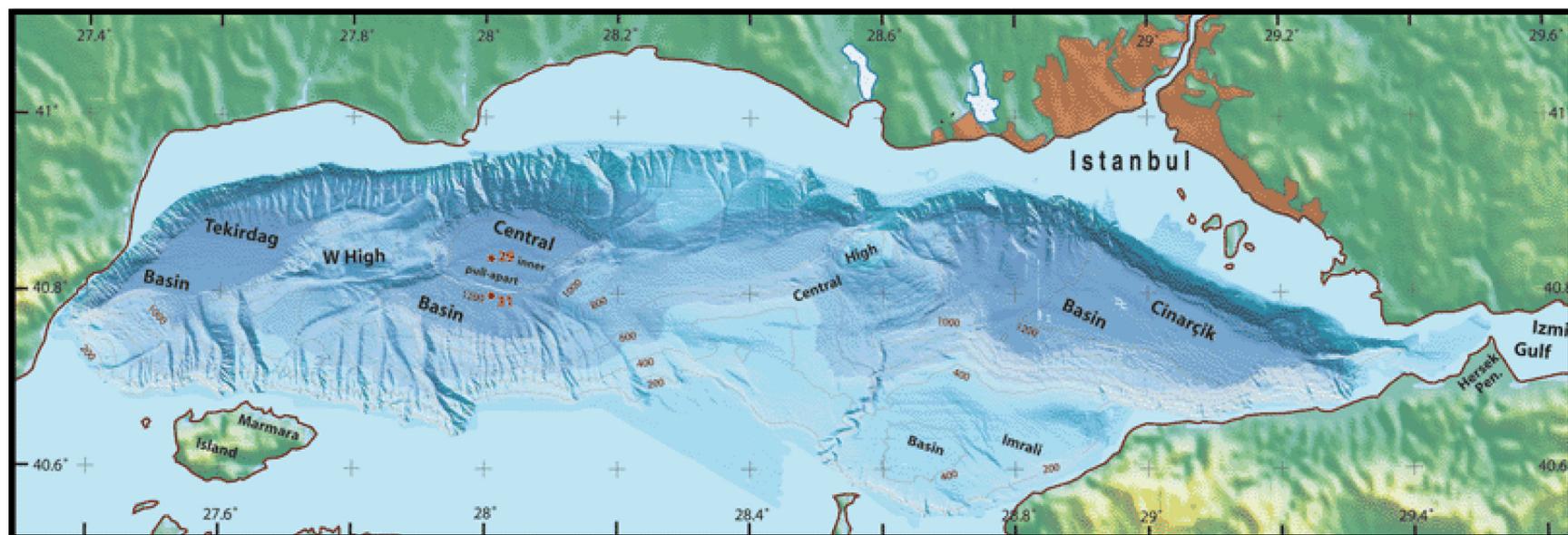


Figura 1.4: mappa morfobatimetrica del Mare di Marmara. La mappa mette in evidenza il carattere asimmetrico del bacino e lo sviluppo nel settore settentrionale di un depocentro composto da tre principali bacini (Bacino di Tekirdağ, Centrale e di Çınarcık) separati da alti morfologici (Western High e Central High) (da Armijo et al., 2005).

Gli alti tassi di subsidenza tettonica sono testimoniati dalla presenza di elevati spessori sedimentari nelle aree di piattaforma (1-2 km) e nelle zone più depresse (6 km) del bacino (Ergün e Özel, 1995; Parke et al., 2002).

Dati geologici e dati batimetrici di dettaglio e di sismica a riflessione, hanno messo in evidenza come la morfologia attuale del Mare di Marmara sia fortemente controllata dal segmento settentrionale della FNA (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Şengör et al., 2005; Pichon et al., 2001; Armijo et al., 1999, 2002; Parke et al., 1999, 2002; Aksu et al., 2000; Okay et al., 2000; Imren et al., 2001; Demirbağ et al., 2003; Gökaşan, et al., 2003). Tale struttura percorre il Mare di Marmara da est ad ovest, congiungendo la Faglia di İzmit alla Faglia di Ganos. La zona principale di deformazione è orientata circa E-O e marca il settore settentrionale dove forma in successione zone depresse e alti topografici (Figura 1.4).

Nonostante la notevole quantità di dati a disposizione, la geometria della FNA nel Mare di Marmara rimane controversa: Barka and Kadinsky-Cade (1988), Barka (1992), Ergün and Özel (1995), Wong et al. (1995), propongono un modello di pull-apart con due faglie trascorrenti principali (“Boundary Faults”) orientate NE-SO che delimitano l’intero bacino, collegate da un sistema di faglie normali NO-SE, disposte en-echelon, che bordano i singoli bacini nel Mare di Marmara; Parke et al. (1999, 2002), Okay et al. (2000), Amijo et al. (2002) ipotizzano la presenza di una zona di taglio obliqua che collega la faglia di İzmit, a est, a quella di Ganos, a ovest (Figura 1.5). Questa zona di deformazione sarebbe caratterizzata da segmentazione, ripartizione del movimento sui diversi rami di faglia e formazione di strutture estensionali o compressive in corrispondenza delle zone di trasferimento.

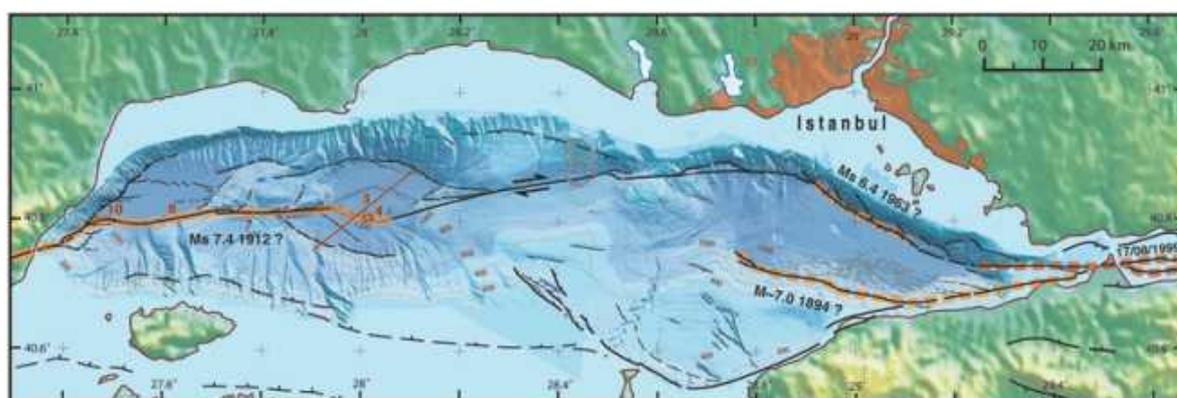


Figura 1.5: mappa morfostrutturale del Mare di Marmara secondo il modello proposto da Armijo et al. (2002, 2005) che prevede una zona di deformazione segmentata con over-step destri (zone in transtensione) e sinistri (zone in transpressione).

Le Pichon et al. (2001, 2003) ed Imren et al. (2001) propongono un modello evolutivo del Mare di Marmara che prevede due fasi: un'iniziale fase di rifting con direzione N-S a cui segue la propagazione di una singola faglia trascorrente destra nell'intero bacino. Tale faglia sarebbe costituita di due parti principali: per circa i tre-quarti della sua lunghezza, nel Bacino di Tekirdağ ed in quello Centrale, avrebbe una direzione N265°; in corrispondenza del bordo occidentale del Bacino di Çınarcik devierebbe verso SE bordando il margine settentrionale del bacino fino a ricongiungersi alla faglia di İzmit orientata N270° (Figura 1.6). Le variazioni di orientazione della faglia darebbero luogo a locali e più recenti e transtensioni.

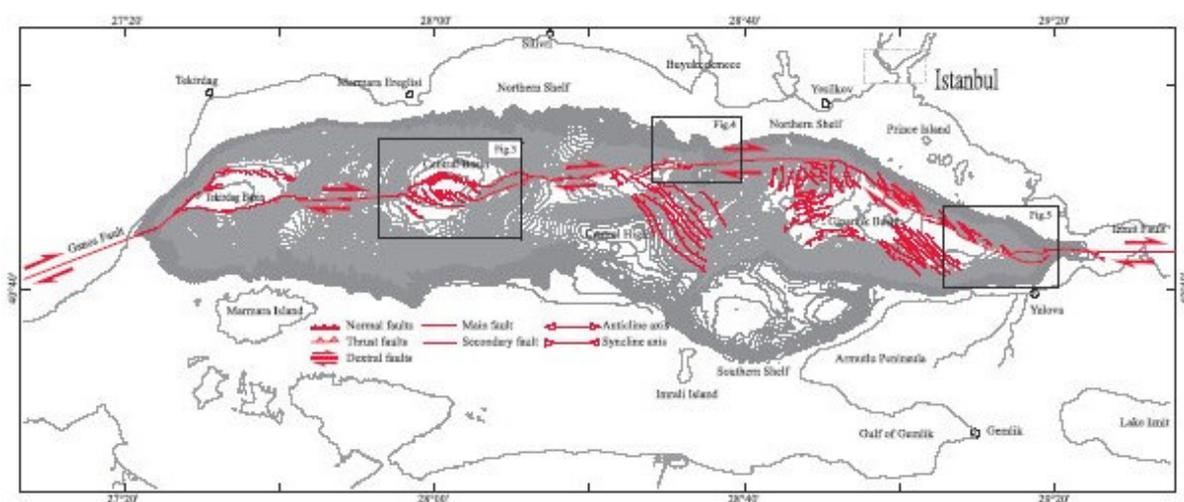


Figura 1.6: mappa morfostrutturale secondo il modello di “single throughgoing fault” proposto da LePichon et al. (2003).

Aksu et al. (2000) hanno proposto un modello caratterizzato da una “struttura a fiore” negativa, in cui due faglie ad andamento E-O delimitano i bordi del bacino e, ad una profondità di 5 km, si raccordano ad una singola faglia principale che si propaga in profondità fino a più di 30 km (Figura 1.7). All'interno di questa struttura principale l'estensione è distribuita tra bacini ed alti morfologici orientati NE-SO. Questi ultimi si svilupperebbero lungo zone di trasferimento del movimento trascorrente tra i bacini.

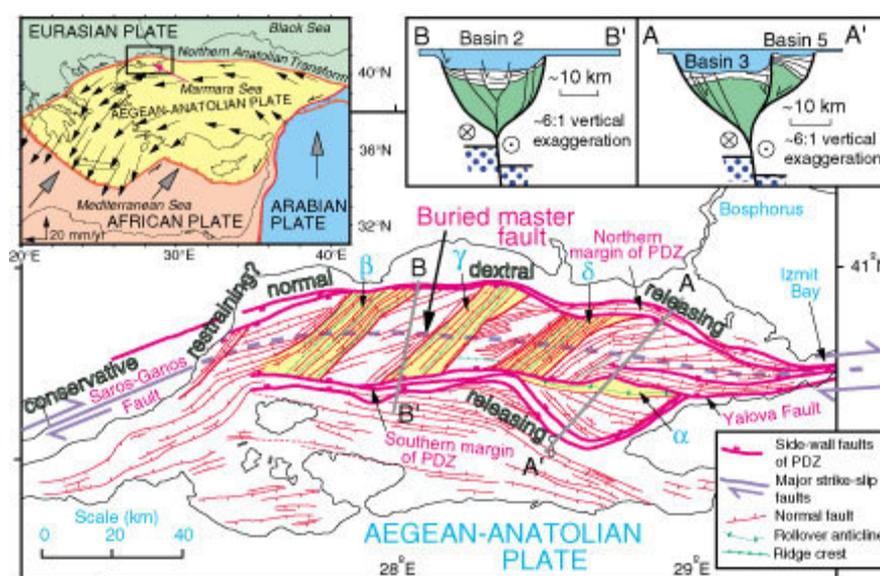


Figura 1.7: mappa strutturale del Mare di Marmara che mostra i margini della Zona Principale di Deformazione. Le due sezioni verticali A-A' e B-B' mostrano l'andamento in profondità delle faglie principali che definiscono una struttura a fiore negativa (da Aksu et al., 2000).

In definitiva, nonostante la diversità e complessità dei modelli proposti, il regime tettonico osservato nel Mare di Marmara è riconducibile a due classi di interpretazioni: una singola faglia trascorrente oppure una faglia segmentata a larga scala. La verifica della validità dell'uno o l'altro modello ha delle importanti implicazioni per quanto riguarda la stima del potenziale sismogenetico della FNA, poiché l'energia rilasciata durante un terremoto dipende anche dalla lunghezza della potenziale rottura durante ogni singolo evento, che è funzione della segmentazione. Dunque, in un contesto di “faglia singola” l'energia elastica rilasciata a seguito di un evento sismico è potenzialmente maggiore di quella che si svilupperebbe in un contesto di “faglia segmentata”.

Anche l'età della FNA nel Mare di Marmara è una questione ancora in discussione. La dislocazione di tipo trascorrente di strutture geologiche e di “markers” morfologici a terra, indica una dislocazione totale lungo la FNA di circa 85 ± 10 km in 7-5 Ma (Armijo et al., 1999; 2002). Sulla base degli stessi dati, però Yaltirak et al. (2000) forniscono un'età di 3.7-3.4 Ma. Secondo altri autori la dislocazione trascorrente nel Mare di Marmara ammonterebbe a soli 4 km fornendo un'età di circa 200 ka (Le Pichon et al., 2003; Demirbag et al., 2003; Ranging et al., 2004; Sengör et al., 2004). Studi recenti basati su differenti approcci (dati morfobatimetrici e modelli meccanici) mostrano, tuttavia che nel Mare di Marmara vige una situazione stazionaria da almeno 1 Ma (Muller & Aydin, 2005).

Mentre l'evoluzione tettonica del Mare di Marmara è legata alla FNA, la sua evoluzione stratigrafica è controllata principalmente dalle variazioni del livello del mare e dalle soglie morfologiche che separano Marmara dai bacini adiacenti. Gli stretti del Bosforo e

dei Dardanelli presentano delle soglie poste rispettivamente a -65 m e - 35 m sotto l'attuale livello del mare, e controllano la circolazione delle acque influenzando la distribuzione dei sedimenti ed i diversi rapporti stratigrafici. Questo effetto è stato estremamente importante nel passato, poiché durante fasi di stazionamento basso del livello marino, il bacino di Marmara si è venuto a trovare isolato dal Mediterraneo o dal Mar Nero. Secondo Görür et al. (1997) tra il Miocene inferiore e superiore in Marmara ha prevalso una sedimentazione di tipo fluvio-lacustre dovuta ad una maggiore connessione col Mar Nero, mentre condizioni di sedimentazione prettamente marina si sono instaurate soltanto nel Pliocene superiore, quando le acque salate del Mediterraneo hanno invaso Marmara ed il Golfo di İzmit. Durante i periodi interglaciali del Pleistocene si è avuta un'alternanza di sedimentazione marina e fluvio-lacustre, come indicato dalla fauna mista dei sedimenti Pleistocenici. Nell'ultima fase della glaciazione Würmiana le connessioni col Mediterraneo furono nuovamente interrotte con il conseguente instaurarsi di un regime lacustre con condizioni euxiniche. L'attuale regime del Mare di Marmara risale all'ultima risalita relativa del livello del mare, quando circa 12 ka il bacino fu nuovamente inondato dalle acque del Mediterraneo e gradualmente convertito in un ambiente deposizionale marino all'inizio dell'Olocene (Çağatay et al., 2000).

1.3. Il Golfo di İzmit, inquadramento generale e studi pregressi

Il Golfo di İzmit costituisce l'estremità orientale del Mare di Marmara. Il crescente interesse per lo studio della geologia di questo bacino deriva dal fatto che si è sviluppato nella zona in cui la FNA entra nel Mare di Marmara, quindi in una zona chiave per comprendere il meccanismo di transizione da un regime trascorrente puro, che caratterizza la FNA ad est, a un regime transtensivo, che contraddistingue il Mare di Marmara ad ovest. Inoltre, il Golfo di İzmit è stato lo scenario dei disastrosi terremoti del 1999 (İzmit e Düzce) che hanno dato un grande impulso allo studio in dettaglio della porzione sommersa della FNA.

Il Golfo di İzmit è un bacino stretto ed allungato in direzione E-O racchiuso tra due alti topografici, la Penisola di Kocaeli a nord e la Penisola di Armutlu a sud. Al suo interno, İzmit, comprende tre bacini caratterizzati da linee di costa rettilinee ad andamento ENE-OSO: da est ad ovest, il Bacino Orientale, Centrale (o di Karamürsel) ed Occidentale (o di Darica). Di seguito viene proposta una descrizione della batimetria del Golfo di İzmit sintetizzata da precedenti lavori (Gökaşan et al., 2001; Kuşçu et al., 2002; Alpar & Yaltırak, 2002a; Polonia et al., 2002; 2004) allo scopo di fornire un quadro morfotettonico generale dell'area di studio.

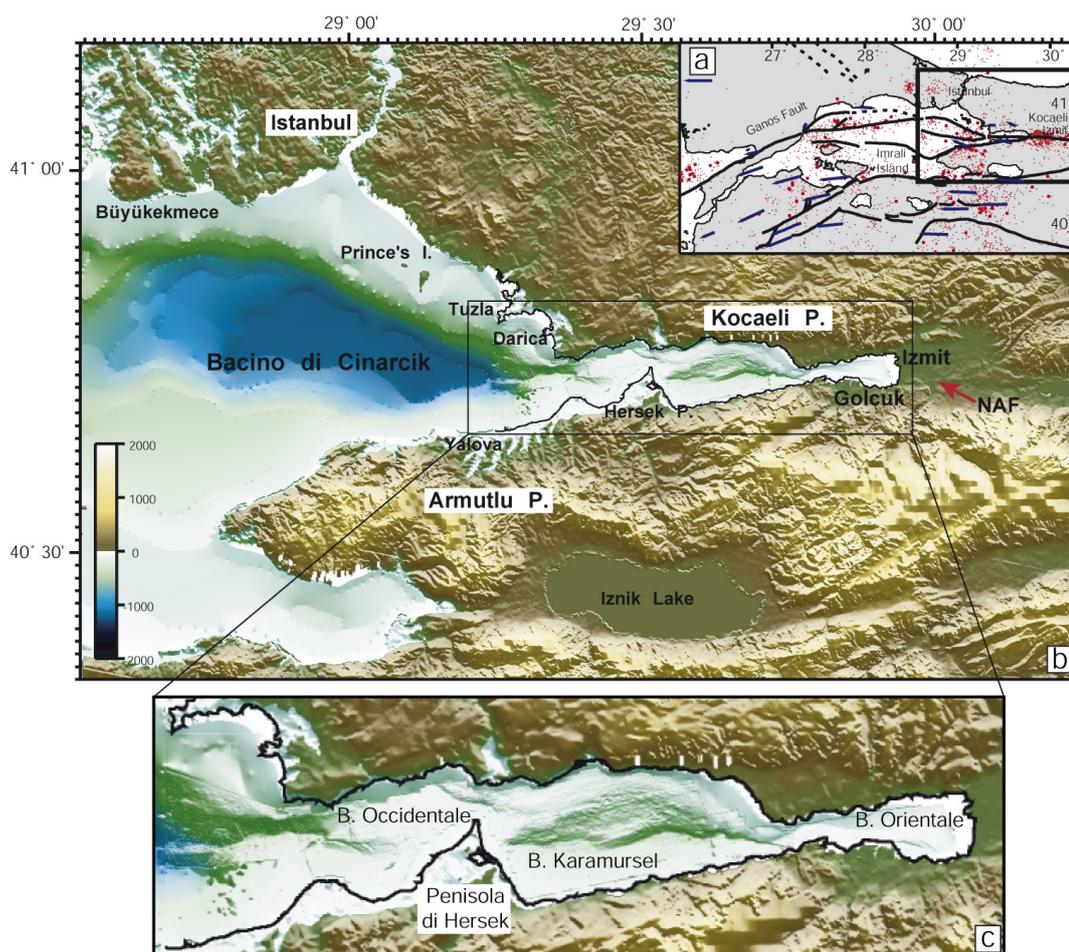


Figura 1.8: a) inquadramento tettonico semplificato del Mare di Marmara; b) mappa del gradiente topografico e batimetrico del Golfo di İzmit e delle zone circostanti; c) particolare del Golfo di İzmit e dei bacini al suo interno (modificato da Polonia et al., 2002).

Il Bacino Orientale è il meno esteso dei tre bacini che compongono il Golfo di İzmit. La zona di piattaforma si estende su tutto il bacino che non eccede la profondità di 40 m (Figura 1.8). Il Bacino di Karamürsel è caratterizzato da una forma romboidale marcata da linee di costa rettilinee orientate ENE-OSO e NNO-SSE e da una asimmetria tra il settore settentrionale e quello meridionale: la piattaforma settentrionale è, infatti, la più sviluppata, e si raccorda al fondo del bacino attraverso una scarpata che tra le isobate -100 e -150 m forma un gradino morfologico. Diversamente la scarpata meridionale presenta elevati gradienti dal ciglio della piattaforma fino al depocentro (Figura 1.9). La zona più profonda si estende in direzione E-O fino alla Penisola di Hersek, ed è costituita da due depressioni dalla forma romboidale: uno ad est marcato dall'isobata -200 m, ed uno ad ovest delimitato dall'isobata -160 m (Figura 1.8). Due stretti canali permettono la comunicazione tra questo bacino e i bacini adiacenti: il canale di Gölcük, a est, in cui è presente una soglia a -35 m, ed il canale di Hersek, a ovest, con una soglia alla profondità di -54 m. Il Bacino Occidentale presenta una piattaforma che si estende prevalentemente nel settore nord-orientale (Figura 1.8); le zone di

scarpata sono molto ripide su entrambi i margini e collegano il ciglio della piattaforma (-80 m) alla base di un canyon sottomarino (-500m) che si sviluppa in direzione E-O fino a raggiungere il Bacino di Çınarcık (Figura 1.9).

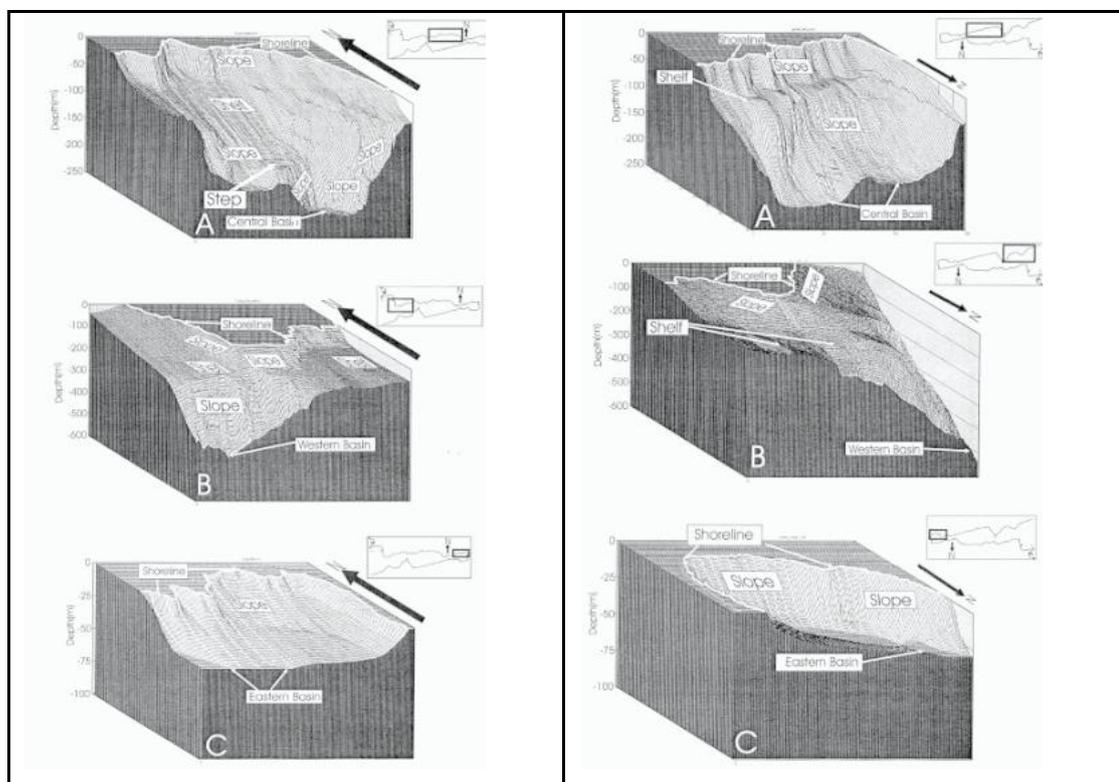


Figura 1.9: Modello Digitale del Terreno (DTM) del margine settentrionale (sulla sinistra) e meridionale (sulla destra) del Golfo di İzmit: A) Bacino di Karamürsel, B) Bacino Occidentale, C) Bacino Orientale (da Gökaşan et al., 2001). Si noti come alle linee di costa rettilinee visibili nella Figura 1.8 corrispondano, sotto il livello del mare, delle scarpate che si raccordano alle zone di piattaforma.

Recenti studi morfobatimetrici hanno messo in evidenza ad ovest di 29°25' E, una scarpata N-S parallela alle linee di contour a una profondità di ~85 m (Figura 1.10). Dati sedimentologico-stratigrafici indicano che si tratta di una paleo-linea di riva formatasi durante l'ultimo massimo glaciale (Figura 1.10c), quando la soglia nello Stretto dei Dardanelli ostacolava la connessione con il Mar Mediterraneo, e nel Mare di Marmara vigevano condizioni lacustri (Polonia et al., 2002; 2004; Çağatay et al. 2003). Un'altra paleo-linea di riva è stata individuata attraverso studi sismo-stratigrafici ad una profondità di 65 m lungo il margine settentrionale del Bacino Occidentale e di Karamürsel e si sarebbe formata durante lo Younger Dryas (Çağatay et al. 2003; Cormier et al., in press.).

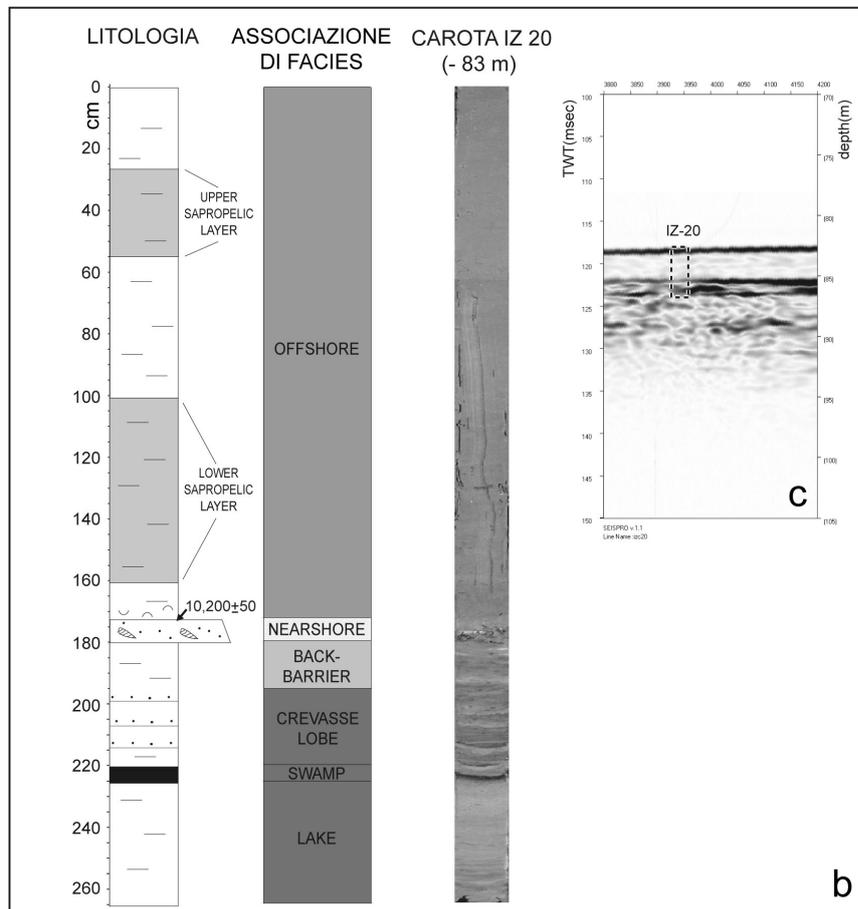
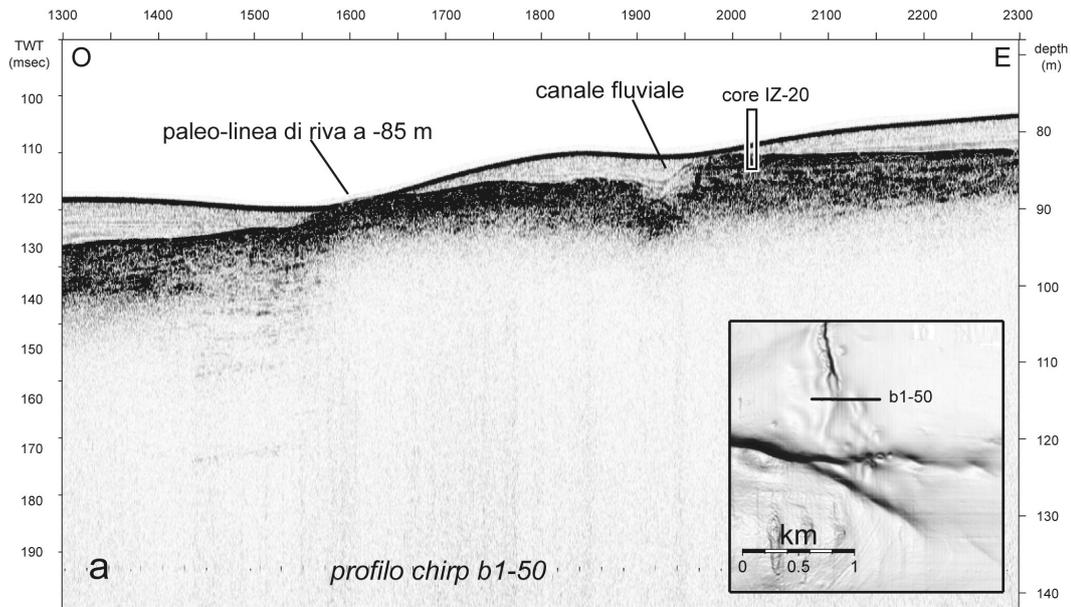


Figura 1.10: a) profilo chirp b1-50 acquisito nel Bacino Occidentale perpendicolarmente alla paleo-linea di riva; b) fotografia della carota IZ 20, associazione di facies, litologia e datazione (^{14}C) della transizione lago-mare; c) profilo chirp acquisito durante le operazioni di carotaggio. L'analisi integrata dei dati sedimentologico-stratigrafici e dei profili sismici ad alta risoluzione ha permesso una ricostruzione paleo-oceanografica del bacino. Il riconoscimento di due unità sismo-stratigrafiche è stato utilizzato in questo lavoro per compilare una mappa della neotettonica del Golfo di İzmit (figura modificata da Polonia et al., 2004).

1.3.1. La geologia del Golfo di İzmit

L'evoluzione geologica e morfotettonica del bacino di Marmara in generale, e del Golfo di İzmit in particolare, sono il risultato dell'interazione tra il complesso regime tettonico che caratterizza l'area e le oscillazioni del livello marino che hanno regolato le connessioni con il Mediterraneo e il Mar Nero. Emre et al. (1998) distinguono due periodi tettonici principali: un periodo paleo-tettonico (Miocene inferiore-medio), caratterizzato da erosione e deposizione di sedimenti detritici continentali, ed un periodo neotettonico, iniziato nel Miocene superiore e suddiviso in due fasi con differenti stili deformativi. Dal Miocene superiore al Pliocene la regione è interessata da un regime compressivo orientato N-S e da sollevamento. Nel Pliocene superiore la propagazione della FNA nel Mare di Marmara ha instaurato un regime tettonico prevalentemente trascorrente, che continua a controllare la morfologia e la tettonica attiva del bacino di Marmara. Nella Figura 1.11 a è riportata una mappa geologica semplificata dell' area del Golfo di İzmit (Alpar e Yaltirak, 2002a).

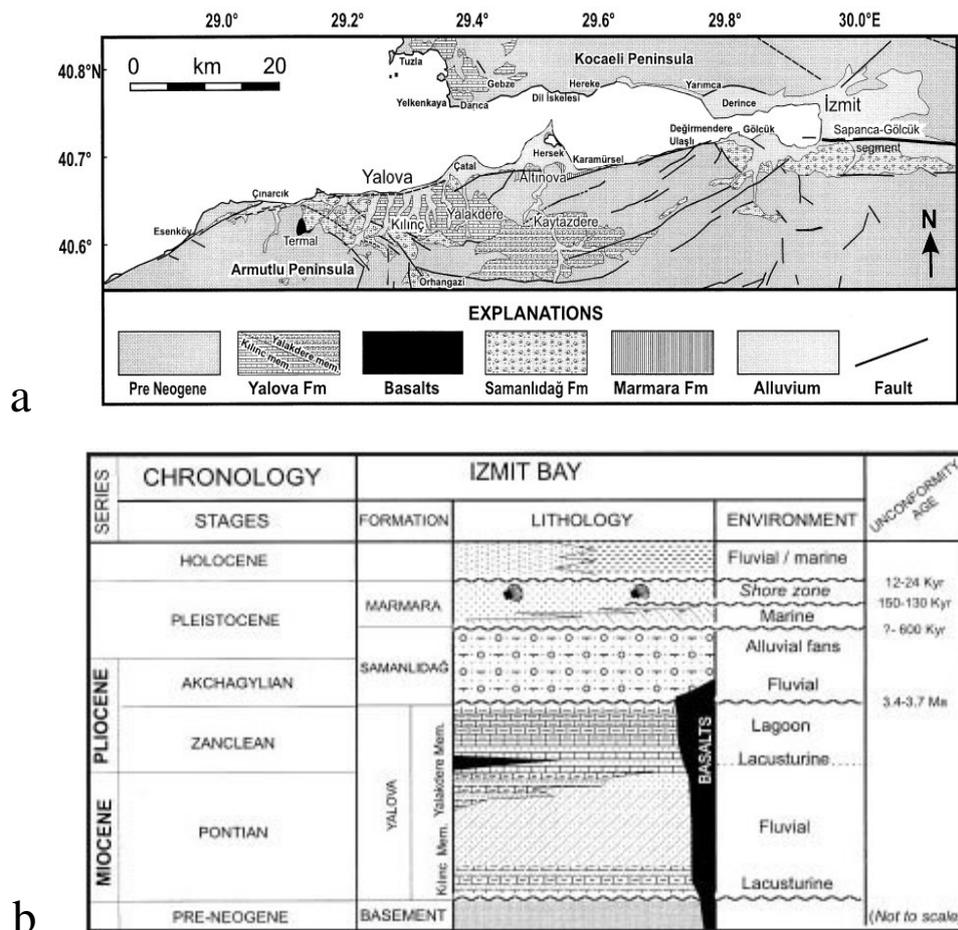


Figura 1.11: a) mappa geologica semplificata del Golfo di İzmit; b) relativa successione stratigrafica (modificato da Alpar e Yaltirak, 2002a)

Il basamento pre-Neogenico affiora sia nella Penisola di Kocaeli che nella Penisola di Armutlu ed è composto, rispettivamente, da rocce sedimentarie dell'Ordoviciano-Terziario inferiore, e da un basamento metamorfico con una copertura sedimentaria del Giurassico-Creatacico (Yilmaz 1995).

La sequenza Neogenico-Quaternaria affiorante nell'area di studio inizia con la Formazione di Yalova (Miocene superiore-Pliocene inferiore) che si è deposta in discordanza sul basamento (Figura 1.11b). Questa formazione comprende due membri: il Membro di Kiliñç (Miocene superiore- Pliocene inferiore), costituito alla base da una successione silicoclastica di ambiente lacustre di bassa energia, che verso l'alto passa a depositi più fini di ambiente lagunare e deltizio, e il Membro di Yalakdere (Pliocene inferiore) che comprende depositi di ambiente lacustre con transizione laterale a depositi fluviali. La Formazione di Samanlidağ (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) è in discordanza sulla Formazione di Yalova (Figura 1.11b), e nella Penisola di Armutlu è rappresentata da depositi fluviali e di conoide alluvionale. La sovrastante Formazione di Marmara (Pleistocene medio-Pleistocene superiore) consiste di depositi marini di tipo trasgressivo, con abbondanti resti di bivalvi legati all' "ingressione" del Mediterraneo nella regione del Mare di Marmara. Questa formazione è stata ampiamente descritta nelle aree costiere della Tracia, del Mare di Marmara occidentale e nello stretto dei Dardanelli. Nell'area del Golfo di İzmit la stessa Formazione è stata rilevata su terrazzi marini sia nella Penisola di Armutlu, in prossimità di Hersek che nella Penisola di Kocaeli, nelle località di Yelkenkaya e Darica (Figura 1.11a). Questi terrazzi si trovano a diverse altezze sul livello del mare e sono localmente ruotati, registrando importanti cambiamenti relativi del livello del mare controllati dalla tettonica e dall'eustatismo. I sedimenti olocenici osservati in affioramento attorno al golfo sono costituiti da depositi alluvionali distribuiti su spiagge, paludi e zone deltizie, soprattutto sul versante meridionale di Hersek che viene descritto come il più importante corpo sedimentario che si è sviluppato nel golfo (Alpar e Yaltirak, 2002a).

I sedimenti all'interno del bacino sono stati investigati mediante perforazioni e carotaggi. Le perforazioni lungo un transetto N-S tra la costa settentrionale ed Hersek hanno mostrato l'esistenza di una sequenza di sedimenti del Pliocene superiore-Quaternario che si sarebbe deposta su un basamento pre-pliocenico registrando le connessioni intermittenti tra quest'area ed il Mar Nero e con il bacino di Marmara (Meriç 1995). La sequenza campionata (Figura 1.12) mette in luce un approfondimento del bacino da nord verso sud: il basamento calcareo è stato raggiunto tramite perforazioni solo nel settore settentrionale del transetto, nei pozzi S6 e S1 ad una profondità di -30 e -50 m; il pozzo KS2 all'estremità settentrionale

della penisola di Hersek ha campionato la successione sedimentaria fino a -118 m senza raggiungere il basamento.

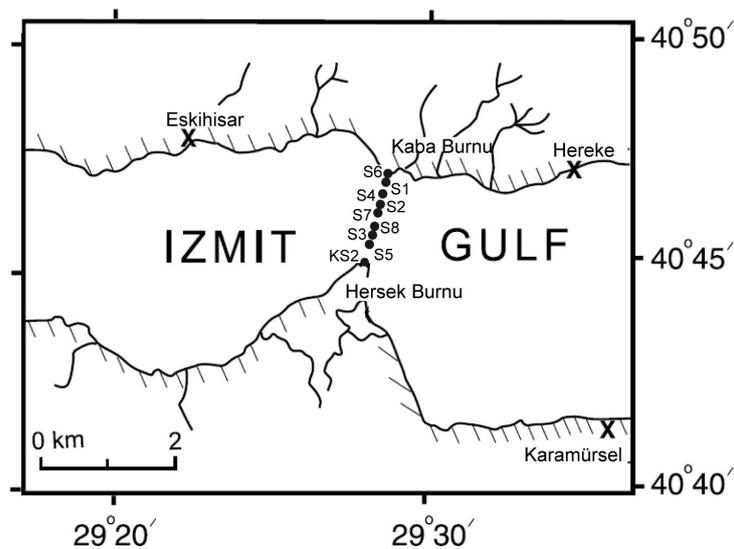
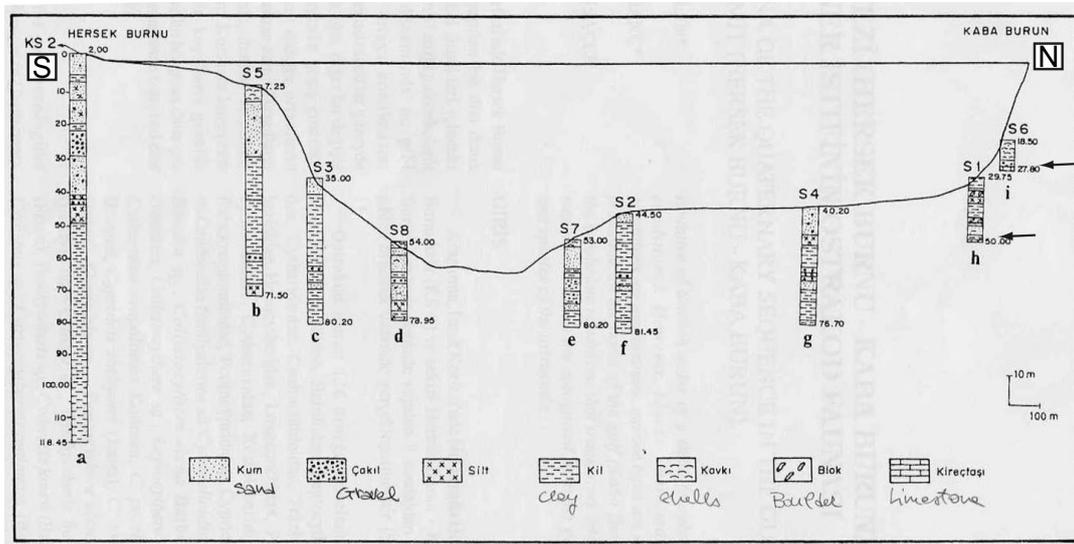


Figura 1.12: stratigrafia dei pozzi effettuati lungo un transetto N-S tra il promontorio di Kaba ed Hersek; le frecce indicano il basamento calcareo raggiunto tramite le perforazioni (Çagatay personal communication).

Informazioni più dettagliate relative alla porzione più superficiale di questi sedimenti (fino a 3,5 m dal fondo mare) provengono dallo studio di campioni di sedimenti prelevati in diverse zone del Bacino Occidentale e di Karamürsel (Çagatay et al., 2003; Polonia et al., 2004). In Çagatay et al. (2003) vengono individuate due principali unità stratigrafiche che nel bacino mostrano spessori variabili (Figura 1.13). L'unità inferiore C2, è costituita da sedimenti fangosi contenenti una fauna a molluschi tipici di acque dolci e salmastre. L'unità superiore C1, si è deposta in conformità con quella sottostante ed è costituita prevalentemente da sedimenti fangosi caratterizzati da una fauna a molluschi ad affinità mediterranea. La base

di questa unità mostra una tipica sequenza trasgressiva “*fining upward*”, con ciottoli arrotondati e sabbia alla base, che marca la transizione da un ambiente di acqua bassa ad uno di acqua profonda. Localmente all’interno di questa unità è stato osservato un livello sapropelitico ricco in foraminiferi bentonici in associazione indicativa di acque povere in ossigeno e di alto contenuto di materia organica, poiché è stato riconosciuto anche in Marmara (Çagatay et al. 2000), rappresenta un marker stratigrafico importante al livello dell’intero bacino che copre un intervallo di tempo tra 10.6 e 6.4 ka.

Studi di sismica ad alta risoluzione (Gökaşan et al 2001; Alpar e Yaltirak 2002a; Kuşçu et al., 2002; Çagatay et al., 2003) hanno permesso di suddividere i depositi sommersi in unità sismiche definite sulla base della continuità, ampiezza, geometria interna dei riflettori e delle loro terminazioni. Tali unità sismiche sono state correlate alle unità litostratigrafiche studiate sia a terra che a mare, ed hanno permesso di ricostruire l’evoluzione paleogeografica del bacino. Da questi studi è emerso che la distribuzione dei sedimenti Plio-Quaternari ed i rapporti stratigrafici tra le diverse unità sismiche sono controllati sia dalla tettonica (sollevamento e subsidenza) che dalle variazioni del livello marino durante i periodi glaciali.

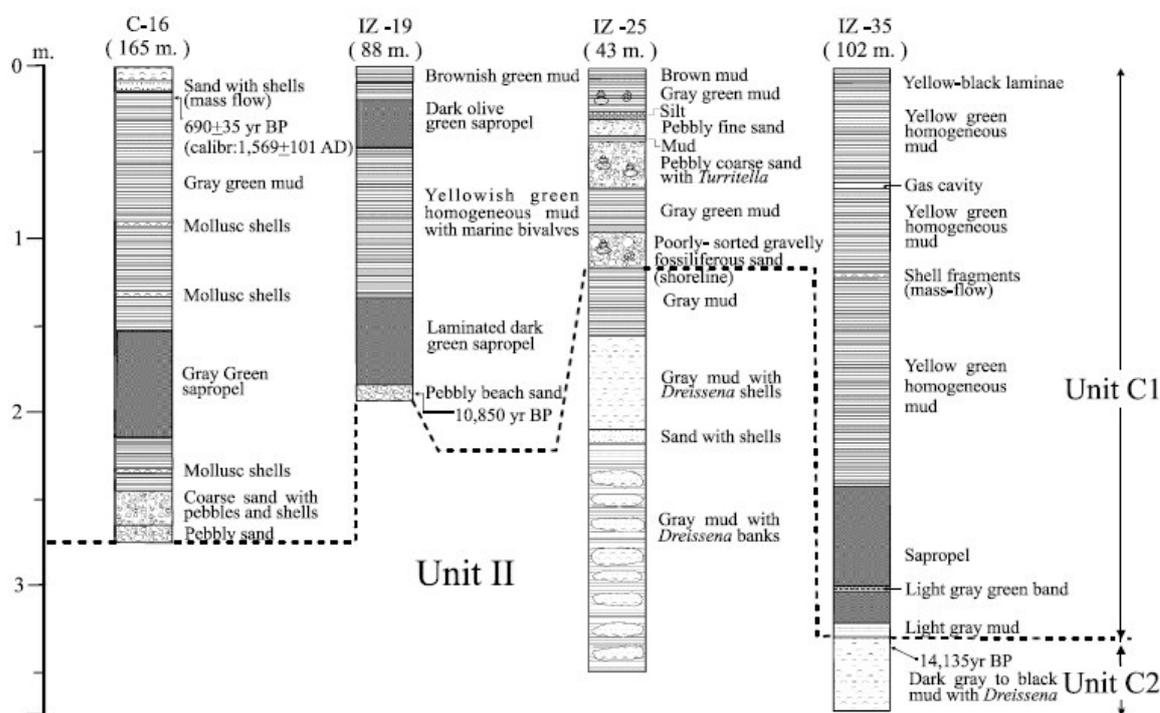


Figura 1.13: ricostruzione stratigrafica di alcune carote sedimentarie prese nel Bacino Occidentale (C-16, IZ-19 e IZ-25) e nel Bacino di Karamürsel (da Çagatay et al., 2003)

1.3.2. Il terremoto di İzmit

Il 17 Agosto 1999 alle 3:02 a.m., ora locale, un violento terremoto ($M_w = 7.4$) ha interessato l'area del Golfo di İzmit, dove il segmento settentrionale della FNA entra nel Mare di Marmara. Il terremoto si è enucleato sul segmento di Gölcük, ad una profondità di 15 km, e si è propagato sia verso est che verso ovest, coinvolgendo 4 segmenti distinti della FNA: il segmento di Karadere, di Sakarya, di Sapanca e di Gölcük (Figura 1.14) per una lunghezza complessiva di circa 120-160 km (U.S.Geological Survey, 2000; Reilinger et al., 2000; Lettis et al., 2000, 2002; Barka et al., 2002; Gökten et al., 2002).

Le soluzioni dei meccanismi focali combinate ai dati geodetici di interferometria satellitare (SAR) e GPS, indicano che la rottura del terremoto di İzmit si è propagata lungo un piano di faglia sub-verticale con una velocità di propagazione e una dislocazione superficiale che tendono ad aumentare da est ad ovest.

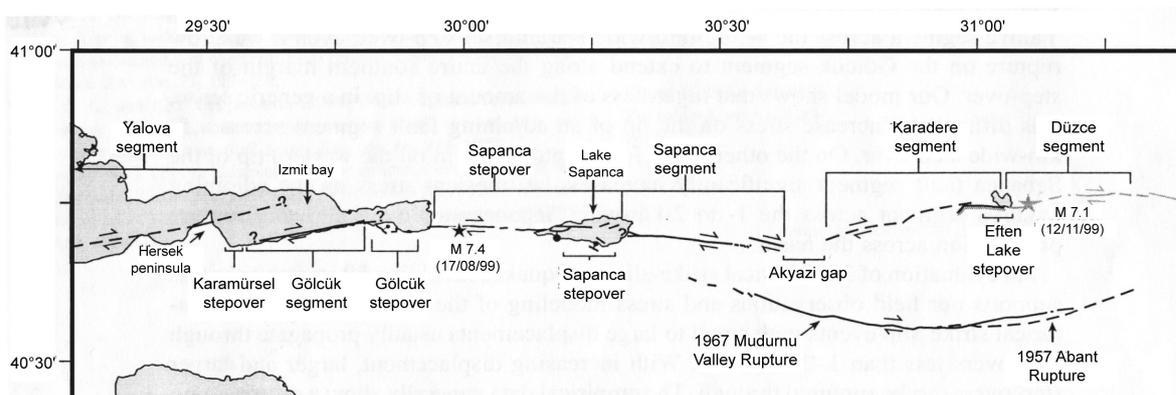


Figura 1.14: ubicazione delle faglie che si sono attivate durante il terremoto di İzmit. Il secondo terremoto che ha interessato l'area ha coinvolto il segmento di Düzce, a Est (da Lettis et al., 2003). La propagazione della rottura ad Ovest del Delta di Hersek è ancora controversa.

I valori maggiori della dislocazione (> 5.5 m) sono stati raggiunti sul segmento di Gölcük, e la propagazione è stata stimata arrestarsi ad est della Penisola di Hersek (Reilinger et al., 2000, Delouis et al., 2002). Ciò è consistente con lo studio delle dislocazioni a terra (Witter et al., 2000, Lettis et al., 2000, 2002; Barka et al., 2002). Tuttavia, l'interpretazione dei dati interferometrici satellitari, l'analisi della distribuzione degli aftershoks, ed il riconoscimento di strutture legate all'attività tettonica (quali faglie attive, diapiri di fango, fuoriuscita di gas da fratture ecc.) indicano che la rottura si è propagata anche nel Bacino Occidentale (Polat et al., 2002 Wright et al., 2001; Polonia et al., 2002; 2004; Gasperini et al., 2003; Armijo et al., 2005). In questa zona lo spostamento è molto piccolo, nell'ordine del metro, e la plasticità dei sedimenti del fondo rende difficile il riconoscimento della rottura. Una precisa descrizione di come e quanto la dislocazione si sia propagata durante l'ultimo

evento è dunque un punto molto importante per la valutazione della pericolosità sismica. Le dislocazioni osservate a terra sono di tipo trascorrente ma fenomeni di subsidenza tettonica (da 2 a 6 m) e di inondazione di alcune aree costiere tra Basiskele e Gölcük e vicino Karamürsel hanno messo in luce una importante componente normale nella deformazione.

Successivamente al terremoto sono stati condotti diversi studi finalizzati a comprendere il potenziale sismico della FNA nell'area del Golfo di İzmit e nel Mare di Marmara dove la faglia rappresenta un gap sismico sul quale si sta accumulando un carico tettonico paragonabile a quello rilasciato nel 1999, aumentando la probabilità di un terremoto nella regione di İstanbul (Hubert-Ferrari et al., 2000; Parsons et al., 2000; Pinar et al., 2001; Atakan et al., 2002).

Ai fini di definire un modello attendibile per la previsione del rischio sismico è necessario conoscere sia il campo di stress derivante dai terremoti avvenuti nella zona nell'ultimo secolo, sia la posizione delle faglie, le loro dimensioni, orientazione ed immersione, e l'estensione delle singole rotture. La geometria e l'entità delle dislocazioni a terra sono state ampiamente descritte, mentre rimane ancora non completamente determinata la geometria e la posizione dei rami sommersi della FNA nel Golfo di İzmit.

1.3.3. La neotettonica del Golfo di İzmit

Nel corso degli anni diverse sono state le interpretazioni strutturali proposte per il Golfo di İzmit. Alcuni autori lo hanno definito come una struttura a graben (Cramping e Evans, 1986), altri hanno proposto un modello di "pull-apart" controllato da segmenti trascorrenti destri della FNA disposti en-echelon (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Bargu e Yüksel, 1993; Akgün e Ergün, 1995; Koral e Öncel, 1995). Tali segmenti sono, da est ad ovest, il segmento di Sapanca-Gölcük che è orientato E-O e delimita il bordo meridionale del Bacino Orientale; il segmento di Karamürsel, orientato ENE-OSO, che si estende dalla città di İzmit fino a Hersek definendo il margine settentrionale del Bacino Orientale e quello meridionale del Bacino di Karamürsel; il segmento Yarımca-Yalova, orientato ENE-OSO, che marca il limite settentrionale del bacino di Karamürsel e si propaga nel Bacino Occidentale (Figura 1.15).

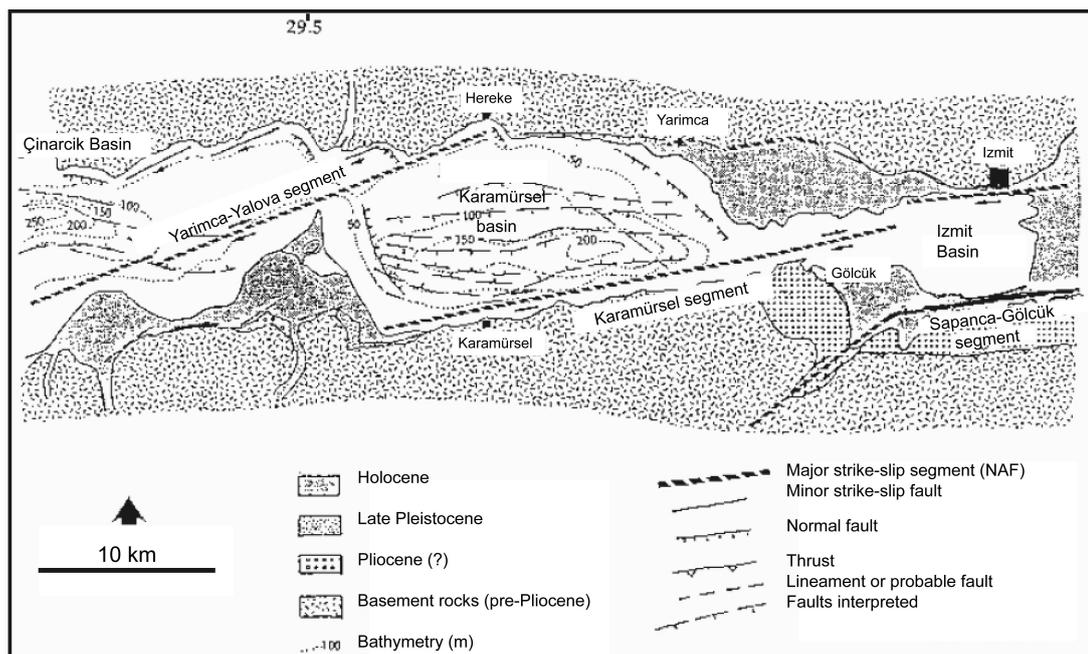


Figura 1.15: mappa neotettonica del Golfo di İzmit in cui sono messi in evidenza i principali segmenti della FNA. Il segmento di Sapanca-Gölcük, orientato E-O, i segmenti di İzmit-Karamürşel e di Yarımca-Yalova, orientati ENE-OSO (da *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project*, 1997).

Dati batimetrici e sismici ad alta risoluzione acquisiti dopo il 1999 hanno messo in evidenza nuove faglie e strutture morfotettoniche che hanno permesso di formulare diversi modelli. Gökaşan et al. (2001), parallelamente a quanto proposto da LePichon et al. (2001) per il bacino di Marmara, ritengono che l'evoluzione tettonica del Golfo di İzmit consista in due stadi principali: in una prima fase il bacino si è aperto con un meccanismo di pull-apart; successivamente, dopo l'ultimo massimo glaciale, una singola faglia trascorrente destra si è propagata, in modo continuo da est verso ovest. Il non perfetto parallelismo tra la faglia ed il vettore di movimento delle placche ha prodotto zone in transtensione ("releasing bends") e zone in transpressione ("restraining bends"). Nella loro interpretazione (Figura 1.16) Gökaşan et al. (2001) propongono l'esistenza di diversi sistemi tettonici: faglie trascorrenti destre orientate ENE-OSO lungo il margine settentrionale e meridionale del bacino (faglie F3, F1 e F11 di Figura 1.16); una faglia trascorrente destra, non visibile sul fondo-mare, che attraversa i tre depocentri dalla zona della rottura del 1999 fino al Bacino di Çınarcık. (faglia F2 di Figura 1.16) e zone di "releasing bends" che formano strutture a fiore negative all'interno dei tre bacini (F5, F7 e F9 di Figura 1.16), e di "restraining bends" che delimitano settori in compressione (F10 e la piega al centro del Bacino di Karamürşel) ed in sollevamento (F4 di Figura 1.16).

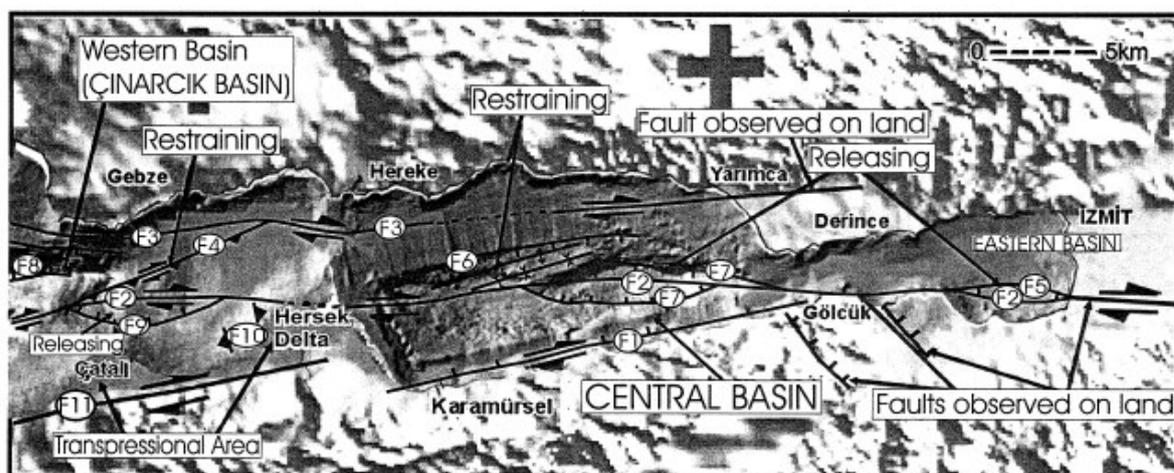


Figura 1.16: mappa della neotettonica del Golfo di İzmit secondo l'interpretazione di Göktaşan et al. (2001).

Anche in Kuşçu et al. (2002) è proposto un modello evolutivo in due stadi sulla base della distinzione di due gruppi di faglie: faglie trascorrenti destre molto estese ed ormai inattive, che racchiudono un bacino di pull-apart, e segmenti più corti caratterizzati da recente attività tettonica che tagliano le strutture precedenti (Figura 1.17). In questo secondo gruppo gli autori distinguono tra faglie principali e faglie secondarie: le prime, ad andamento E-O, sono trascorrenti destre e definiscono la zona principale di deformazione; le seconde si dispongono en-echelon sui fianchi della faglia principale. La zona principale di deformazione corre lungo il fianco meridionale del Bacino Orientale e rappresenta la propagazione della rottura del 1999. Nel Bacino di Karamürsel invece, la zona principale di deformazione borda il margine settentrionale del depocentro ed assieme alle faglie secondarie, che immergono verso il centro del bacino, costituisce una struttura a fiore negativa. Nel Bacino Occidentale ha un andamento rettilineo in direzione E-O.

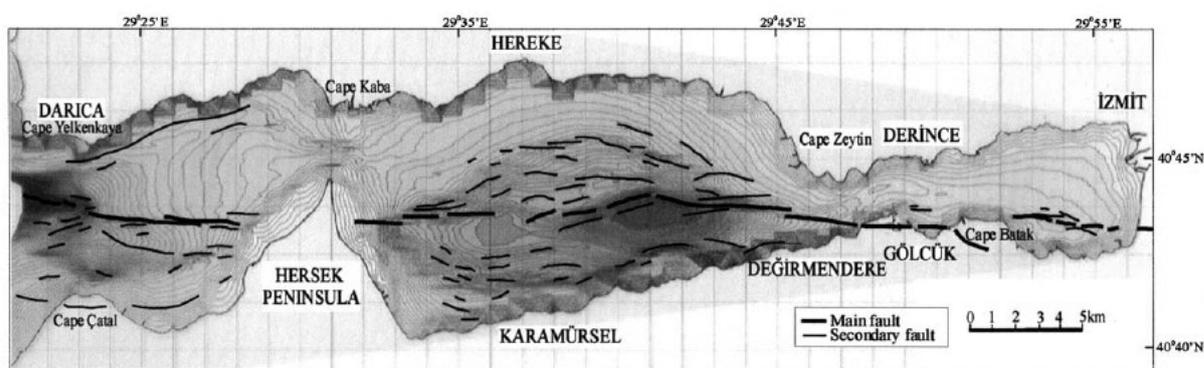


Figura 1.17: mappa neotettonica del Golfo di İzmit secondo l'interpretazione di Kuşçu et al. (2002)

Alpar and Yaltırak (2002a) descrivono lo sviluppo iniziale del Golfo di İzmit in una ampia zona di taglio in cui l'elemento principale è rappresentato dal segmento settentrionale

della FNA (Figura 1.18). In questo regime trascorrente destro si sono formate una serie di faglie oblique secondarie tipo “R-shears” (con orientazione ONO-ESE) oppure “P-shears” (orientate ENE-OSO). La porzione sommersa della faglia è costituita da un singolo ramo trascorrente destro che nel Bacino Orientale rappresenta la prosecuzione a mare del segmento di Sapanca-Gölcük (Figura 1.18). Nel Bacino di Karamürsel la faglia è parallela al margine meridionale fino all’estremità orientale della Penisola di Hersek. In questa regione gli autori propongono una curvatura della faglia verso nord che produce una “releasing bend” responsabile della formazione di questo bacino. Un’altra deviazione verso nord della faglia, ad ovest di Hersek, genera una seconda zona transtensiva cui gli autori attribuiscono l’apertura del Bacino Occidentale.

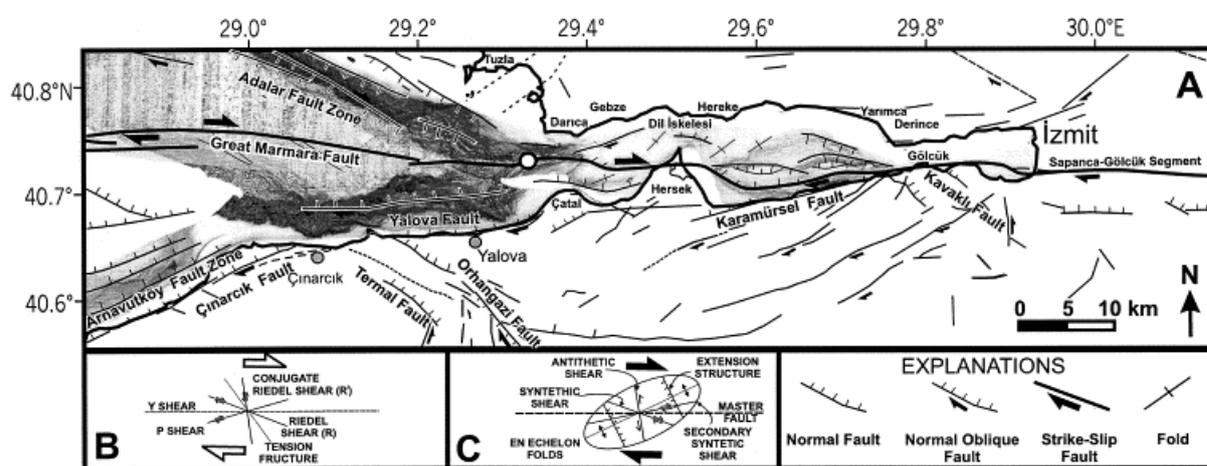


Figura 1.18: mappa delle faglie attive nel Golfo di İzmit secondo Alpar e Yalırak (2002a).

Tutti questi modelli sono stati formulati combinando dati morfobatimetrici e sismici ad alta risoluzione che hanno permesso di studiare ed interpretare le strutture più superficiali, relative alle prime decine o centinaia di metri della successione sedimentaria. Il lavoro svolto durante il dottorato utilizza dati a scale diverse per risolvere la complessità delle strutture osservate nel Golfo di İzmit a varie profondità e per proporre un modello geologico e tettonico attendibile alla scala del bacino allo scopo di valutare la pericolosità sismica nella regione di Istanbul, probabile scenario di un prossimo terremoto.

Il lavoro è stato portato avanti integrando dati morfobatimetrici e sismici ad altissima risoluzione con dati di sismica a riflessione multicanale. I dati batimetrici sono stati utilizzati per produrre delle mappe morfobatimetriche del fondo marino con una risoluzione inferiore al metro che ci hanno permesso non solo di descrivere con maggiore dettaglio la fisiografia del bacino ma anche di riconoscere le strutture morfologiche recenti preservate sul fondo-mare a testimonianza dell’ultimo evento sismico. I dati sismici ad alta risoluzione (profili chirp)

hanno fornito delle sezioni verticali del substrato fino ad una profondità di 20-25 m, con una risoluzione verticale di pochi centimetri, mentre i profili sismici a riflessione multicanale ci hanno permesso di ottenere una rappresentazione verticale del substrato fino al basamento acustico del bacino mettendo in luce le strutture tettoniche relative alle prime fasi della sua evoluzione.

2. MATERIALI E METODI

I dati utilizzati in questo lavoro sono stati acquisiti nel corso di due campagne oceanografiche, MARM2000 e MARM2001, organizzate dall'ISMAR-CNR Sezione di Geologia Marina di Bologna (Bortoluzzi et al., 2001a; 2001b) e consistono di mappe morfobatimetriche ad alta risoluzione e profili sismici a singolo e multi canale del Golfo di İzmit. Sono stati utilizzati strumenti che costituiscono la “stato dell'arte” nel campo della geofisica marina e dato che si tratta di tecniche relativamente nuove, si è pensato di introdurre una breve trattazione metodologica sull'acquisizione di questo tipo di dati.

2.1. Multibeam

Il Multibeam è uno strumento che permette di acquisire dati batimetrici con una grande copertura areale con l'obiettivo di produrre modelli digitali del terreno (DTM) dei fondali marini ad elevata risoluzione. Il principio di funzionamento del Multibeam è analogo a quello di un normale ecoscandaglio: viene emesso un impulso acustico (*ping*) che si propaga nella colonna d'acqua fino ad arrivare sul fondo dove viene riflesso all'interfaccia acqua-substrato e registrato in superficie; conoscendo la velocità di propagazione dell'impulso nell'acqua, i tempi di arrivo degli impulsi riflessi vengono convertiti in misure di profondità. A differenza di un ecoscandaglio, che utilizza un singolo impulso che si propaga lungo la verticale allo strumento, il Multibeam è dotato di una serie di trasduttori ciascuno dei quali emette contemporaneamente un impulso con una propria orientazione. L'insieme di questi impulsi forma un fascio (*beam*) che permette di investigare un settore del fondale marino più ampio e perpendicolare alla rotta seguita dalla nave, chiamato “*swath*” (Figura 2.1).

L'ampiezza dello “*swath*” e del fascio di impulsi emessi come la lunghezza del segnale utilizzati, sono selezionabili in funzione della profondità di lavoro. In genere le basse profondità richiedono impulsi molto brevi emessi attraverso fasci molto ampi e viceversa (Figura 2.2).

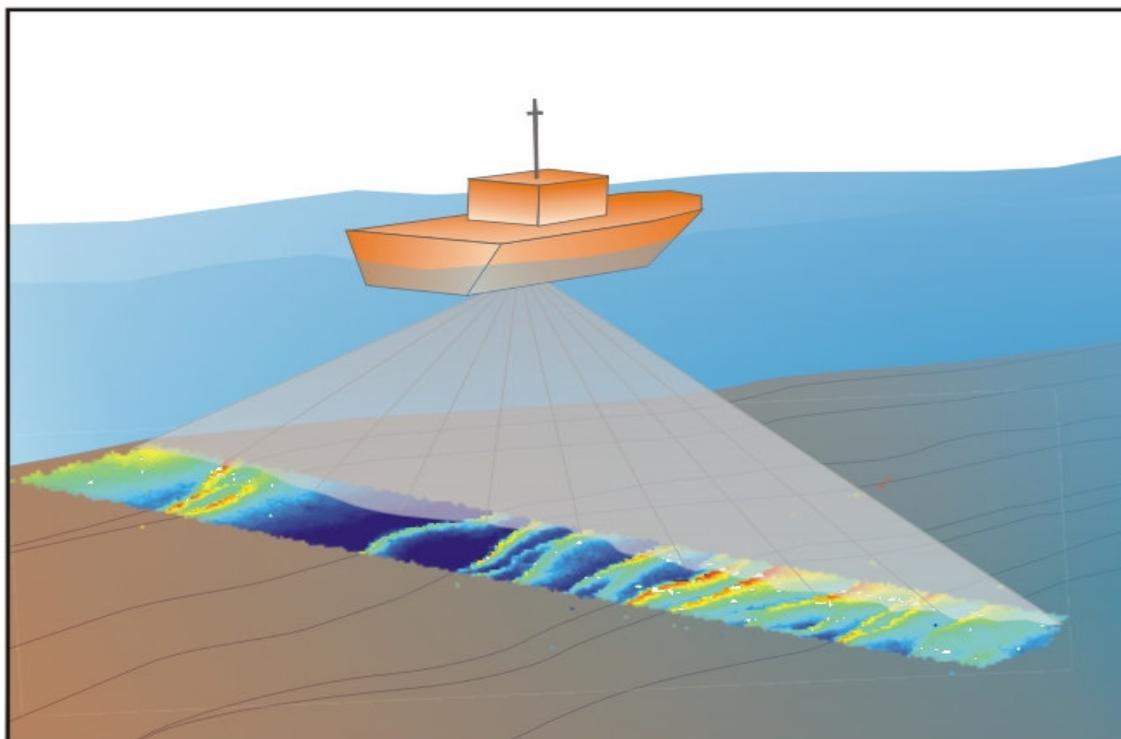


Figura 2.1: schema teorico di acquisizione di dati batimetrici mediante il Multibeam. L'emissione di un fascio di impulsi acustici permette di investigare un settore più ampio (swath) del fondale.

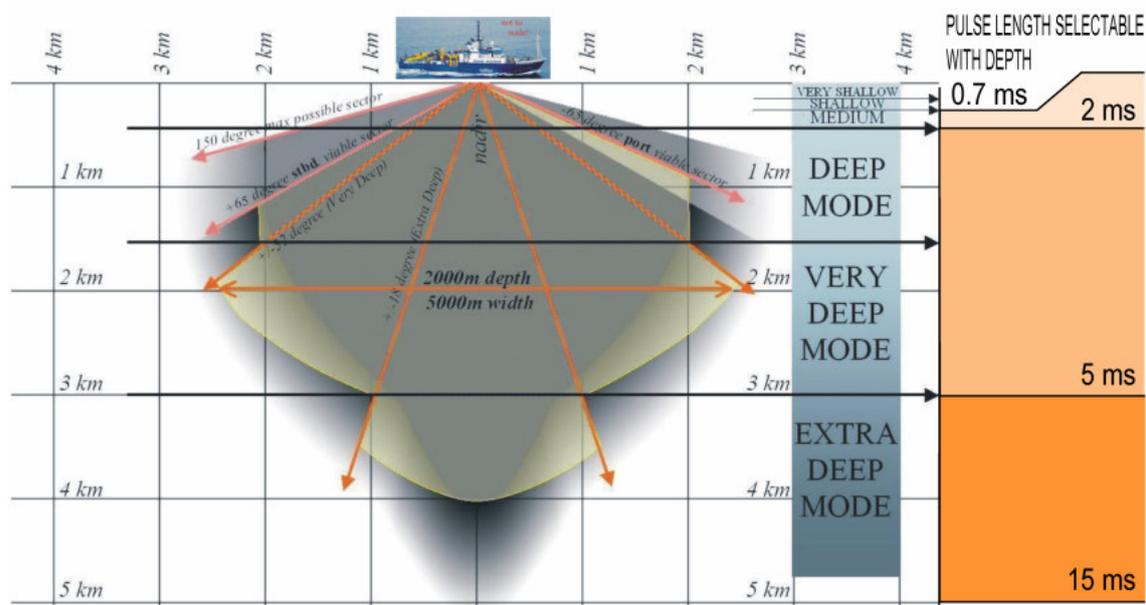


Figura 2.2: a sinistra) relazione tra ampiezza del fascio emesso e “swath” in funzione della profondità per il Multibeam Simrad EM300; a destra) le diverse lunghezze dell’impulso emesso sono anch’esse funzione della profondità.

I dati batimetrici presentati in questo lavoro sono stati acquisiti con tre differenti sistemi multibeam. Durante la campagna MARM2000 è stata investigata prevalentemente l'area del Bacino Occidentale con due Multibeam della Simrad: l'EM300 e l'EM3000. Il primo è studiato per l'acquisizione di dati batimetrici in un ampio intervallo di profondità (10-5000 m), mentre il secondo è ottimale per lavorare in acque basse (da 1 a circa 150 m), con una risoluzione fino ad 1 cm ed una accuratezza di 5 cm RMS. L'area del Bacino di Karamürsel è stata investigata durante la campagna MARM2001 con un multibeam ELAC/SeaBeam 1180 che è in grado di lavorare in acque poco profonde con uno "swath" circa 8.3 x prof. Nella tabella 2.1 sono riportate le caratteristiche dei tre diversi sistemi.

Tabella 2.1

Multibeam	Frequency	Depth range (m)	Swath width	Coverage Sector	Beams Num.	Pulse len. (ms) selectable
Simrad EM300	30 kHz	10 m to > 5000 m	5.5 x Depth, max. 5000 m	up to 150°	135	0.7; 2; 5; 15
Simrad EM3000	300 kHz	1 to > 150	10 x Depth, max. 200 m	to 200°	254	
ELAC/Seabem 1180	180 kHz	to 600	8.3 x Depth	to 153 °	126	0.15; 0.3; 1;3

Prima di procedere all'acquisizione dei dati viene verificato che tutti i sensori interfacciati con lo strumento siano calibrati. Eventuali imprecisioni, infatti, sono difficilmente individuabili sui dati non elaborati ma potrebbero comportare errori importanti sulle mappe finali. Le calibrazioni interessano sia i sensori di direzione che quelli di movimento della nave (beccheggio e rollio). La calibrazione del sensore di beccheggio viene effettuata acquisendo due coppie di linee in direzione opposta e con velocità diverse lungo una scarpata molto ripida. In tal modo è possibile stimare l'angolo di beccheggio della nave che è fonte di errori nei tempi di ricezione del segnale; per la calibrazione del sensore del rollio vengono percorse due linee in direzione opposta su di un fondale piatto (Figura 2.3).

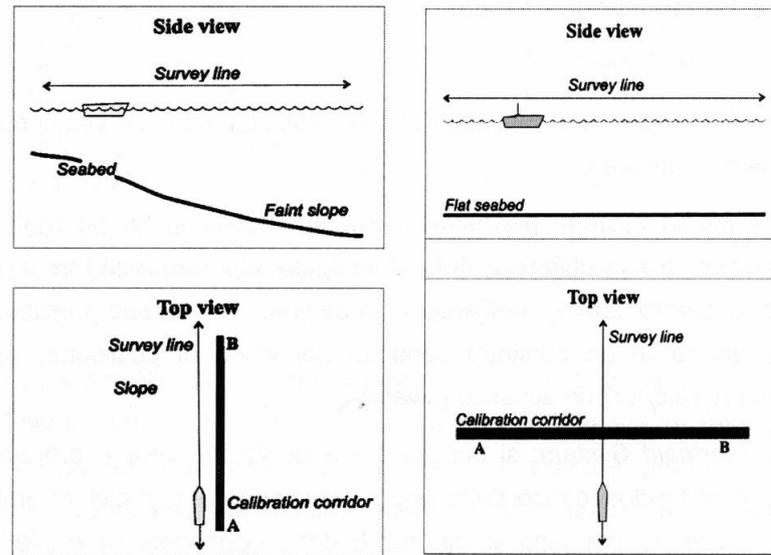


Figura 2.3: calibrazione del sensore di beccheggio (a sinistra) e di rollio (a destra)

La precisione dei dati acquisiti con un Multibeam dipende da diversi fattori:

- dalla larghezza del fascio acustico emesso che, per evitare la dispersione laterale dell'energia, deve essere ristretto (*narrow beam*);
- dalla sensibilità dello strumento;
- dall'accuratezza nella stima della velocità di propagazione del suono nella colonna d'acqua.

Quest'ultima, infatti, presenta una stratificazione che è funzione della temperatura e della salinità che condiziona la traiettoria seguita dagli impulsi acustici. L'impulso acustico si propaga seguendo le leggi dell'ottica geometrica ed in corrispondenza di interfacce che marcano i cambiamenti delle proprietà fisiche dell'acqua subisce delle deflessioni. Per avere una stima corretta delle velocità, e quindi delle profondità, durante un rilievo multibeam vengono effettuate ripetutamente misure di conducibilità, temperatura e densità dell'acqua attraverso sonde CTD (Bortoluzzi et al., 2001a; 2001b). I dati registrati vengono poi inseriti in un software opportuno e tradotti in profili di velocità in funzione della profondità.

2.1.1. Elaborazione dei dati Multibeam

I dati batimetrici sono stati inizialmente elaborati a bordo in modo speditivo, utilizzando il software MB-SYSTEM (Caress and Chayes, 2002), un software “*open-source*” in grado di leggere dati batimetrici acquisiti mediante diversi sistemi multibeam e quindi scritti in formati “nativi” differenti, consentendo una gestione più facile dell’intero database batimetrico. Successivamente i dati relativi al Bacino Occidentale sono stati elaborati all’ISMAR-CNR di Bologna con il software NEPTUNE System della Simrad ed il software CARAIBES dell’IFREMER.

Nonostante siano stati utilizzati software differenti, la sequenza di elaborazione seguita è del tipo standard ed ha compreso:

- “*Position Processing*”: procedura automatica che permette di eliminare gli errori di posizionamento dovuti ad un eventuale malfunzionamento del sistema GPS.
- “*Depth Correction*”: procedura semi-automatica che serve a correggere gli errori dovuti ad una sbagliata calibrazione dei sensori di movimento ed alla mancanza di informazioni relative all’andamento della velocità con la profondità.
- “*Data Cleaning*”: una volta che i dati “grezzi” sono stati filtrati dagli errori secondo i due precedenti criteri, si procede all’eliminazione del rumore residuo. I dati vengono suddivisi in celle (le cui dimensioni variano in funzione della risoluzione che si vuole ottenere) all’interno delle quali vengono individuati ed eliminati quei punti che assumono valori discordanti. Tali punti sono rappresentati da “*spikes*” e quindi facilmente identificabili.

L’output della fase di *Cleaning* è rappresentato da un file per ogni singolo blocco elaborato e contiene dati di profondità in funzione della latitudine e longitudine disposti in modo casuale (formato XYZ). Su tutti i “*files.xyz*” viene applicato un filtro mediano tridimensionale (sviluppato presso l’ISMAR-CNR) in modo da ottenere un unico file, in formato ASCII, contenente le profondità. Questo file può essere campionato per ottenere le profondità organizzate in modo regolare in funzione della latitudine e longitudine. Il campionamento dei dati viene fatto con alcuni algoritmi di GMT (Wessel P., Smith W.H.F.) e l’output è una griglia (“*file.GRD*”) che può essere utilizzato per la produzione di mappe morfo-batimetriche con diversi tipi di proiezione.

2.2. Sismica a Riflessione

La sismica a riflessione è una delle più diffuse metodologie utilizzate nell'ambito della geologia marina. I dati utilizzati in questo lavoro sono stati acquisiti con diverse metodologie che hanno permesso di investigare le strutture di sottosuperficie a diverse profondità e risoluzione verticale.

2.2.1. Sismica ad alta risoluzione: profili “Chirp”

Il dataset di sismica ad alta risoluzione consiste di un denso reticolato di profili chirp che sono stati acquisiti nel Golfo di Izmit con linee spaziate mediamente 250 m. In alcune zone di particolare interesse il reticolato è stato reso più fitto acquisendo linee ogni 50-80 m. Per l'acquisizione di questo dataset sono stati utilizzati due tipi di Sub-Bottom Profiler a tecnologia “Chirp”:

- un DATASONIC Mod. SIS-1000 montato a bordo di un veicolo trainato dalla nave (profili MARM2000).
- un DATASONIC Mod.CAP-6600 CHIRP II profiler montato permanentemente sulla chiglia della N/O Urania (profili MARM2001).

Questi strumenti utilizzano come onda sorgente uno “*sweep*” (impulso calibrato e modulato) in frequenza di 2-7 kHz che permette di ottenere, rispetto alle sorgenti impulsive, un più alto rapporto segnale/rumore, un incremento della risoluzione verticale, una riduzione dell'effetto bolla nel trasduttore, ed una attenuazione delle riflessioni multiple di corto periodo.

I dati sono stati acquisiti sia in formato analogico che in formato digitale, ed elaborati successivamente mediante il software SEISPRO sviluppato presso l'ISMAR- CNR, Sezione di Geologia Marina di Bologna (Gasperini, 2000).

2.2.2. Elaborazione dei dati Chirp

La sequenza di elaborazione ha comportato inizialmente una correzione geometrica per riportare i dati acquisiti al livello del mare, e quindi risalire alle effettive profondità. Ciò è

stato fatto in modo automatico, nel caso dei profili MARM2001 in cui la sorgente e l'apparato di registrazione si trovavano ad una profondità fissa di -3.5 m, ed in modo semi-automatico, nel caso dei profili MARM2000, per i quali è stato necessario ricavare dalle sezioni originali la posizione dello strumento trainato (Figura 2.4).

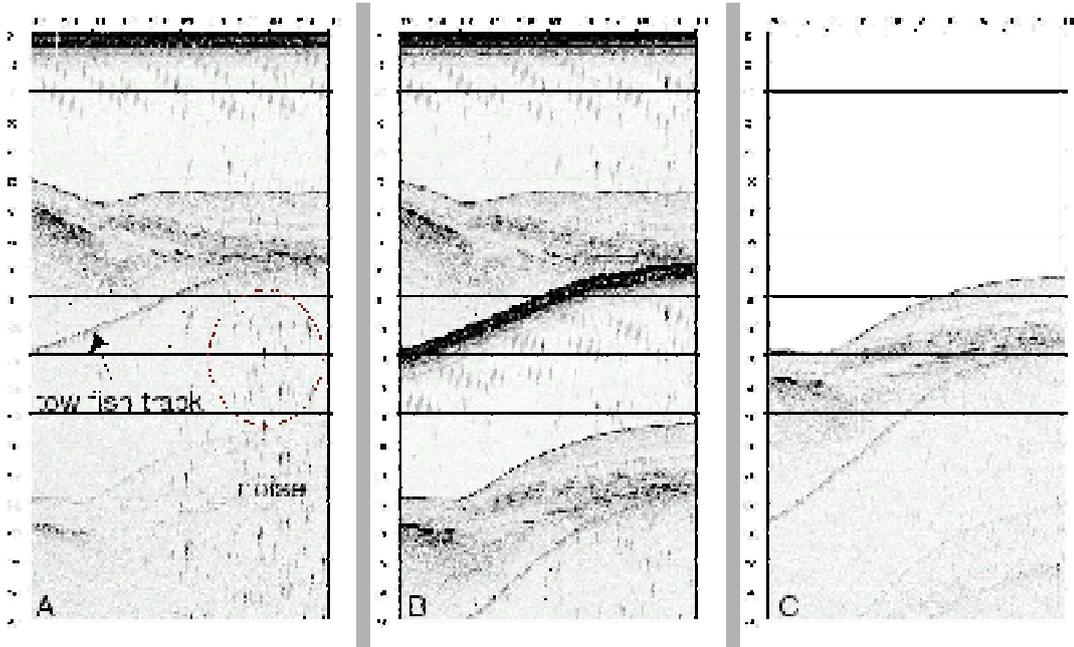


Figura 2.4: A) profilo chirp originale, si noti come il fondo reale, al di sotto della traccia dello strumento, sia poco visibile; B) profilo chirp corretto con una procedura semi-automatica; C) profilo chirp pronto per l'interpretazione.

I dati sono stati successivamente filtrati per aumentare il rapporto segnale rumore e per attenuare sia il rumore coerente (dovuto ad esempio alle vibrazioni del cavo che trainava lo strumento) che quello incoerente (dovuto a fattori esterni quali l'interferenza prodotta dalle eliche della nave ed il moto ondoso). Alla fine di questa elaborazione, per ogni linea sismica in formato SEG-Y sono stati ottenuti tre differenti tipi files:

- un'immagine in formato bitmap (“file.BMP”);
- un file di navigazione, estratto dal SEG-Y, contenente latitudine, longitudine e profondità in tempi doppi TWT associata ad ogni scoppio (“file.NAV”);
- un file alfa-numerico contenente i parametri necessari a convertire i pixel dell'immagine visualizzata al monitor con i punti dello spazio (latitudine, longitudine e profondità in

ms) (“*file.BND*”); questo tipo di file è molto importante perché permette di georeferenziare le strutture osservate sui profili.

Questa elaborazione ha permesso una gestione più maneggevole e veloce dell’intero dataset, riducendo notevolmente la mole di dati utilizzati con il SEISPRO; questo software ha permesso di lavorare contemporaneamente sulle mappe morfobatimetriche e sui profili sismici georeferenziati in modo da avere, in tempo reale, una corrispondenza visiva tra le strutture osservate sulla batimetria e quelle analizzate attraverso i dati sismici.

2.2.3. Sismica a Riflessione Multicanale: profili MCS

I dati di sismica a riflessione multicanale consistono di circa 232 km di profili sismici. Il rilievo è stato eseguito percorrendo delle linee con direzione NE-SO ed ONO-ESE, per avere una maggiore copertura areale in un bacino lungo complessivamente 50 km e con larghezza variabile tra 5-10 km.

Il sistema di acquisizione in dotazione all’ISMAR di Bologna comprende:

- Un cannone ad aria compressa del tipo GI-GUN della SODERA/SSI. Questo tipo di sorgente sismica ha la capacità di generare impulsi privi del treno secondario di oscillazioni dovuto all’espansione e contrazione della bolla d’aria in acqua. Utilizza, infatti, due camere di scoppio la prima, detta generatore, ha una capacità di 45 in³ ed emette l’impulso primario, la seconda, detta iniettore, ha anch’essa una capacità di 45 in³ ed emette un impulso secondario, ritardato rispetto al primario, che ha la funzione di mantenere la bolla alla sua massima espansione impedendone l’implosione. La profondità operativa di 1.5 m rende possibile l’utilizzo di una banda in frequenza compresa tra 10 e 500 Hz. La distanza di sparo utilizzata con questa sorgente è stata di 12.5 m e ha permesso di ottenere dati registrati fino a 4 s (TWT) con una copertura multipla del 1200%.
- Un water-gun del tipo S15 della SODERA/SSI. Questo tipo di sorgente con una capacità di 15 in³ genera un singolo impulso per implosione di acqua. La ridotta capacità e le modalità di generazione dell’impulso ne permettono l’utilizzo già a profondità di 0.75 m abilitando una banda di frequenza utile compresa tra 20 e 1000 Hz. L’utilizzo di tale sorgente ha permesso una distanza di sparo di 6.25 m aumentando la copertura al 2400% a scapito però della capacità penetrativa (i dati sono stati registrati fino ad 1.5 s TWT).

- Un compressore Bauer dalla potenza di 2500 l/m.
- Un sismografo digitale Geometrics Stratavisor 48 canali.
- Un cavo di ricezione TELEDYNE di circa 600 m, con 48 canali, intertraccia 12.5 m. Lo streamer è mantenuto ad una profondità regolare da 4 depressori dinamici (“birds”) comandati da una console a distanza.

Nella tabella 2.2 sono riportati i parametri di acquisizione relativi ai due diversi tipi di sorgenti utilizzate.

Tabella 2.2

Sorgente	GI-GUN (air-gun)	S15 (water-gun)
Offset strumentale della sorgente (along;across track)	-65;5 m	-53;5 m
Volume totale di scoppio	90 in ³	15 in ³
Profondità della sorgente	3 m	1.5 m
Distanza di sparo	12.5 m	6.25 m
Parte attiva dello streamer	300 m	300 m
Offset strumentale dei ricevitori (along;across track)	-177;0 m	-177;0 m
Profondità dello streamer	12 m	6 m
Numero di canali	24	24
Intertraccia tra i canali	12.5 m	12.5 m
Copertura multipla	1200%	2400%
Lunghezza del segnale registrato	4.096 s	1.5 s
Intervallo di campionamento	1 ms	0.5 ms

2.2.4. Elaborazione dei dati MCS

I dati sono stati elaborati utilizzando il software DISCO-FOCUS (Paradigm Geophysical) presso l'ISMAR-CNR Sezione di Geologia Marina di Bologna. La sequenza di elaborazione applicata è del tipo convenzionale ed è in seguito brevemente descritta.

- *Write/Read SEG-D*: i dati scritti su nastro magnetico in formato standard SEG-D vengono letti e convertiti nel formato interno del software di elaborazione.
- *Editing delle tracce*: vengono applicate due procedure, una automatica ed una semi-automatica, per individuare ed eliminare le tracce e/o gli scoppi che contengono del rumore dovuto al mal funzionamento dell'apparato di acquisizione oppure ad interferenze esterne ("rumore ambientale"). Durante questa fase dell'elaborazione, su alcune linee sismiche è stato necessario applicare una procedura semi-automatica per rimuovere dal sismogramma registrato una interferenza radio (50-60 Hz) generata da un sottomarino della marina militare turca. In questi casi sono stati visualizzati i singoli scoppi e sono state progettate delle opportune finestre di "muting" per tagliare il segnale rumoroso (Figura 2.5).
- *Ricostruzione della geometria*: nel programma di elaborazione vengono inseriti i parametri per ricostruire l'esatta geometria di acquisizione (lunghezza dello streamer, distanza tra gli scoppi, distanza tra i canali, distanza sorgente-primo ricevitore ecc.) per posizionare in modo corretto le riflessioni.
- *Sort*: è il primo passo della fase di elaborazione e permette di riorganizzare i dati da *shot gathers* a *CDP gathers* (Common Depth Point).
- *Deconvoluzione*: è una procedura che serve ad aumentare la risoluzione verticale delle tracce sismiche ed a eliminare diversi tipi di rumore. Tale obiettivo viene ottenuto applicando dei filtri che comprimono il treno di impulsi associato ad ogni riflettore e trasformano il sismogramma registrato in una serie di "spikes" ciascuno dei quali rappresenta una riflessione avvenuta nel substrato investigato. Su questi dati è stata applicata, in particolare, una *deconvoluzione predittiva* che opera riducendo tutte le possibili ripetizioni periodiche del segnale, come le multiple di corto periodo, entro una finestra di predizione ("prediction-lag") opportunamente scelta. A tal fine sono

stati fatti vari test utilizzando finestre di predizione differenti tra cui una finestra pari alla profondità del fondo-mare. Il filtro di deconvoluzione così progettato però non ha dato i risultati sperati causando uno “sbiancamento” della sezione dovuto alla rimozione di una parte del segnale dovuto alle riflessioni primarie. Alla fine si è optato per una deconvoluzione con un filtro di 255 ms ed un “prediction-lag” di 6 ms (per le sezioni a 1.5 s TWT) e di 16 ms (per le sezioni fino a 4.0 s).

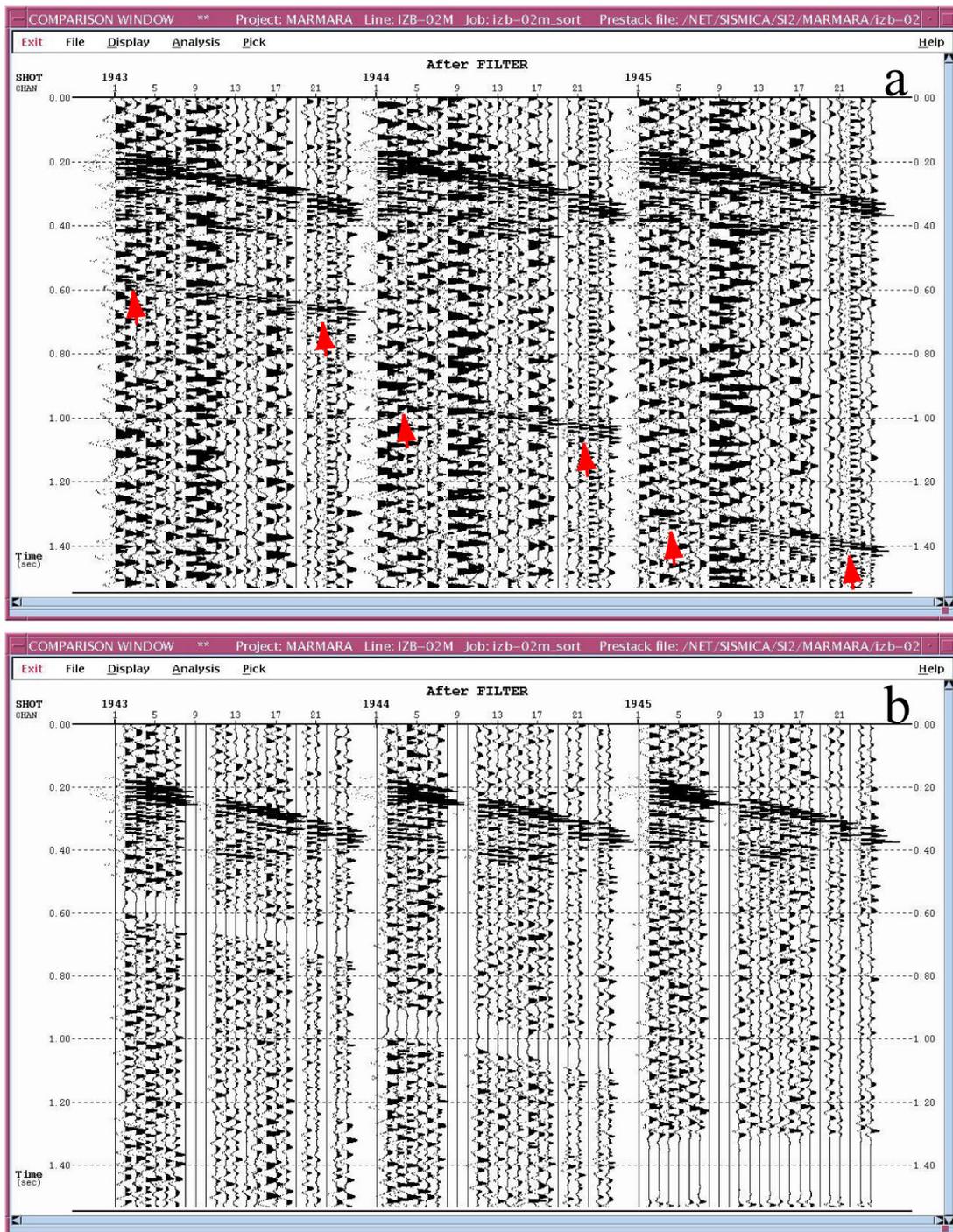


Figura 2.5: a) esempio di scoppi “rumorosi”. Le frecce indicano l’interferenza radio generata da sottomarino turco; b) gli stessi scoppi dopo la procedura di editing.

- *Analisi di velocità*: si ricostruisce in modo interattivo la funzione che rappresenta la variazione della velocità di propagazione dell'impulso con la profondità.
- *Correzione di Normal Move Out (NMO)*: è una correzione che si applica per correggere l'effetto iperbolico delle riflessioni. Se applicata in modo corretto le iperboli di riflessione contenute in ogni *CDP gathers* diventano rette orizzontali riferite al tempo $t(0)$ impiegato per compiere una riflessione verticale in cui sorgente e ricevitore coincidono. Con tale operazione i dati vengono riportati ad una sezione a "zero-offset".
- *Correzione di Dip Move Out (DMO)*: è una migrazione parziale *pre-stack* implementata nel dominio degli *offset* comuni in modo da riconoscere e preservare le inclinazioni degli strati e facilitare le analisi di velocità in ambienti strutturalmente complessi.
- *Analisi di velocità*: vengono ripetute sui CDP corretti di DMO per migliorare e correggere il modello di velocità che verrà successivamente utilizzato nella fase di stack e di migrazione.
- *Mute delle tracce esterne*: dopo l'applicazione del NMO può verificarsi un fenomeno detto "*NMO stretching*". Tale fenomeno si presenta prevalentemente quando la profondità dell'acqua è limitata ed il ritardo tra gli arrivi dell'onda diretta, rifratta e riflessa è tale che i diversi tipi di impulsi si sovrappongono modificando la forma dell'onda.
- *Stack*: questa fase dell'elaborazione comporta la somma delle tracce contenute in una stessa *CDP gather* corretta di NMO. Ciò permette un miglioramento del rapporto segnale/rumore poiché l'ampiezza del segnale in fase (riflessioni) viene aumentata mentre il segnale non in fase (come ad esempio le multiple), viene automaticamente eliminato; inoltre questa operazione riduce notevolmente il volume di dati che passerà ad una successiva elaborazione.
- *Migrazione in tempi*: è un procedimento che serve a migliorare la risoluzione laterale della sezione sismica al fine di renderla quanto più possibile simile ad una sezione

geologica e quindi più facilmente interpretabile; la migrazione fondamentale produce due effetti: riporta i riflettori inclinati nella loro posizione reale all'interno del substrato e migliora la risoluzione di oggetti geometricamente complessi come i piani di faglia, facendo collassare le iperboli di diffrazione da essi prodotte.

- *Filtraggio e AGC*: al termine della fase di elaborazione sono stati applicati dei “trattamenti cosmetici” alle sezioni per renderle più agevolmente interpretabile. Si tratta di filtri in frequenza e dell'applicazione di un fattore di scala per equalizzare le ampiezze delle ondine (AGC). Per mettere in risalto le strutture profonde sono stati applicati dei filtri passa-banda tempo-varianti. Nelle sezioni acquisite fino a 4.0 s (TWT) di profondità è stato progettato un filtro con frequenze di 8/16-80/100 Hz in una finestra temporale compresa tra il fondo-mare ed il tetto del basamento acustico e di 8/16-64/72 Hz dal basamento a fine sezione fornendo sezioni migrate in tempi con una risoluzione verticale massima di 7 m nella parte superficiale (dove si è considerata una velocità media di propagazione di 2200 m/s TWT) e di oltre 10 m nel basamento (per il quale si è assunta una velocità di 2700 m/s TWT); nelle sezioni acquisite fino a 1.5 s è stato utilizzato un filtro con 12/24-128/144 Hz nei sedimenti e 12/24-96/128 Hz dal basamento a fine sezione, ottenendo risoluzione dell'ordine di 3 m nella parte superficiale e 5 m in profondità.

3. DESCRIZIONE DEI DATI

Per questo lavoro è stato utilizzato un insieme di dati a risoluzione spaziale diversa, rappresentati da mappe di morfobatimetria multibeam ad alta risoluzione, che forniscono immagini della morfologia superficiale del fondo marino con celle di dimensioni di 5 metri, e profili sismici a singolo e multi canale che permettono di analizzare la successione sedimentaria con risoluzione verticale variabile da pochi centimetri a qualche metro. L'analisi combinata di questi dati ha permesso di ottenere una ricostruzione a varie scale della geometria e della natura delle strutture osservate, e di proporre uno schema evolutivo per la formazione del Golfo di İzmit in relazione all'attività della FNA.

3.1. Dati superficiali: morfobatimetria e profili sismici ad alta risoluzione

La morfobatimetria di dettaglio è risultata fondamentale per descrivere l'assetto neotettonico di questi bacini caratterizzati da un tasso di deformazione elevato. Le strutture tettoniche, infatti, hanno spesso una espressione morfologica sul fondo-mare e costituiscono una chiave interpretativa importante anche per le strutture più profonde, sepolte. Nella Figura 3.1a è riportata la mappa del gradiente batimetrico del Golfo di İzmit ottenuto combinando i dati multibeam acquisiti durante le due campagne oceanografiche MARM2000 e MARM2001. Un denso reticolato sismico ad alta risoluzione è stato acquisito simultaneamente al rilievo batimetrico con linee spaziate mediamente 250 m (Figura 3.1b). Il posizionamento dei dati è stato acquisito con il sistema NAVPRO v 5.6 (Communication Technology, Cesena) e integrato con il sistema di navigazione della nave (Girobussola) e con un sistema di posizionamento satellitare DGPS (Differential Global Positioning System). In questo modo è stato possibile posizionare le strutture osservate sulla batimetria e sui profili sismici con una precisione inferiore al metro. In alcune zone di particolare interesse l'acquisizione è stata condotta al fine di ottenere un maggiore dettaglio: il reticolato multibeam e chirp è stato infittito con linee ogni 50-80 m ottenendo una copertura batimettrica con celle di dimensioni inferiori al metro e immagini dettagliate del sottosuolo che hanno permesso ricostruzioni vicine al 3D. Le informazioni ottenute integrando i dati morfobatimetrici e sismici ad alta risoluzione hanno permesso di compilare una mappa morfostrutturale del Golfo di İzmit il primo passo verso l'analisi del campo di deformazione lungo questo ramo della FNA .

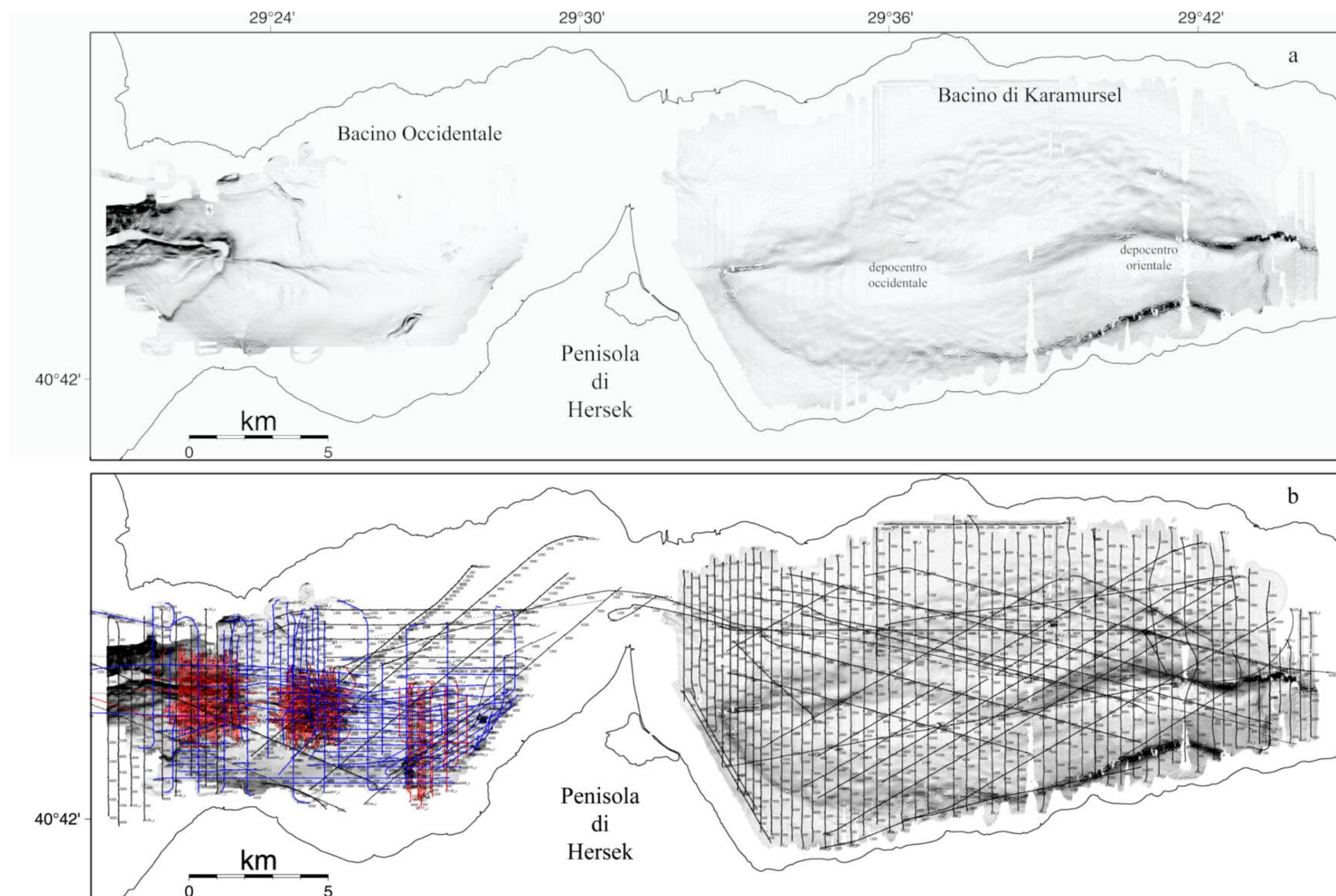


Figura 3.1: a) mappa del gradiente batimetrico del Golfo di İzmit ottenuta dalla combinazione dei dati multibeam acquisiti durante le campagne oceanografiche MARM2000 e MARM2001; b) fitto reticolato di linee sismiche ad alta risoluzione (profili chirp) acquisito simultaneamente al multibeam. In blu sono indicati i dati acquisiti con la R/V Odin Findernel (MARM2000) mentre in nero sono mostrate le linee acquisite con la R/V Urania (MARM2001). In rosso sono rappresentati i reticolati con linee ogni 50-80 m.

3.1.1. Bacino Occidentale

Il Bacino Occidentale (Figura 3.1a) è delimitato verso est dalla Penisola di Hersek, che lo separa dal Bacino di Karamürsel, mentre verso ovest si collega al bacino più profondo del Mare di Marmara (Bacino di Çınarcık, 1270 m) attraverso un canyon ad andamento grossomodo E-O. In questo settore il Golfo di İzmit mostra una topografia mediamente piatta, interrotta solamente da irregolarità localizzate. Tale situazione è il frutto di una sedimentazione molto intensa favorita dalla presenza a nord di Hersek di una soglia a -54 m di profondità che limita la circolazione tra il Bacino Occidentale e Karamürsel, intrappolando gli apporti provenienti da ovest. Le strutture sedimentarie presenti risentono dell'effetto combinato degli alti tassi di sedimentazione e delle correnti lungo costa provenienti dal Mare di Marmara che ridistribuiscono i sedimenti sul fondo (Algan et al., 1999).

La zona principale di deformazione della FNA si presenta in modo variabile sul fondo-mare ed è rappresentata da allineamenti di strutture quali: scarpate, lineamenti topografici, vulcani di fango ed alti dalla forma sigmoidale (Figura 3.2). All'estremo occidentale del bacino la zona principale di deformazione è localizzata sul margine meridionale del canyon che rappresenta il collegamento tra İzmit e Çınarcık. In questa zona la traccia della FNA è costituita da segmenti orientati ONO-ESE disposti "en-echelon" (Figura 3.2). Alla longitudine 29°22.38'E uno di questi segmenti interseca un alto morfologico dalla forma sigmoidale allungato in direzione NE-SO, mentre alla longitudine 29°23.5'E un'altro segmento della FNA interseca il canyon sottomarino che in questo settore devia verso sud di circa 90°. A est della testa del canyon (longitudine 29°23.5'E) la zona principale di deformazione è rappresentata da un singolo lineamento che, a partire dalla longitudine 29°24.33'E, si biforca formando due scarpate orientate N270° e N120° immergenti verso S e SO rispettivamente (Figura 3.2). Procedendo ancora verso est, la morfobatimetria mette in evidenza una serie di lineamenti disposti "en-echelon" orientati N102°. Queste strutture dalla non marcata espressione morfologica hanno una lunghezza media di circa 1 km e si trovano a distanza di circa 80 m l'una dall'altra, e localmente si presentano associate ad allineamenti di "mound" (Figura 3.2). A sud della zona di deformazione principale, invece, il fondo pianeggiante è interrotto da un alto topografico dalla forma sigmoidale allungato in direzione N48° (Figura 3.2). Ad est di questo rilievo è presente un lineamento che dal margine occidentale di Hersek si protrae in direzione E-O fino ad intersecare l'alto.

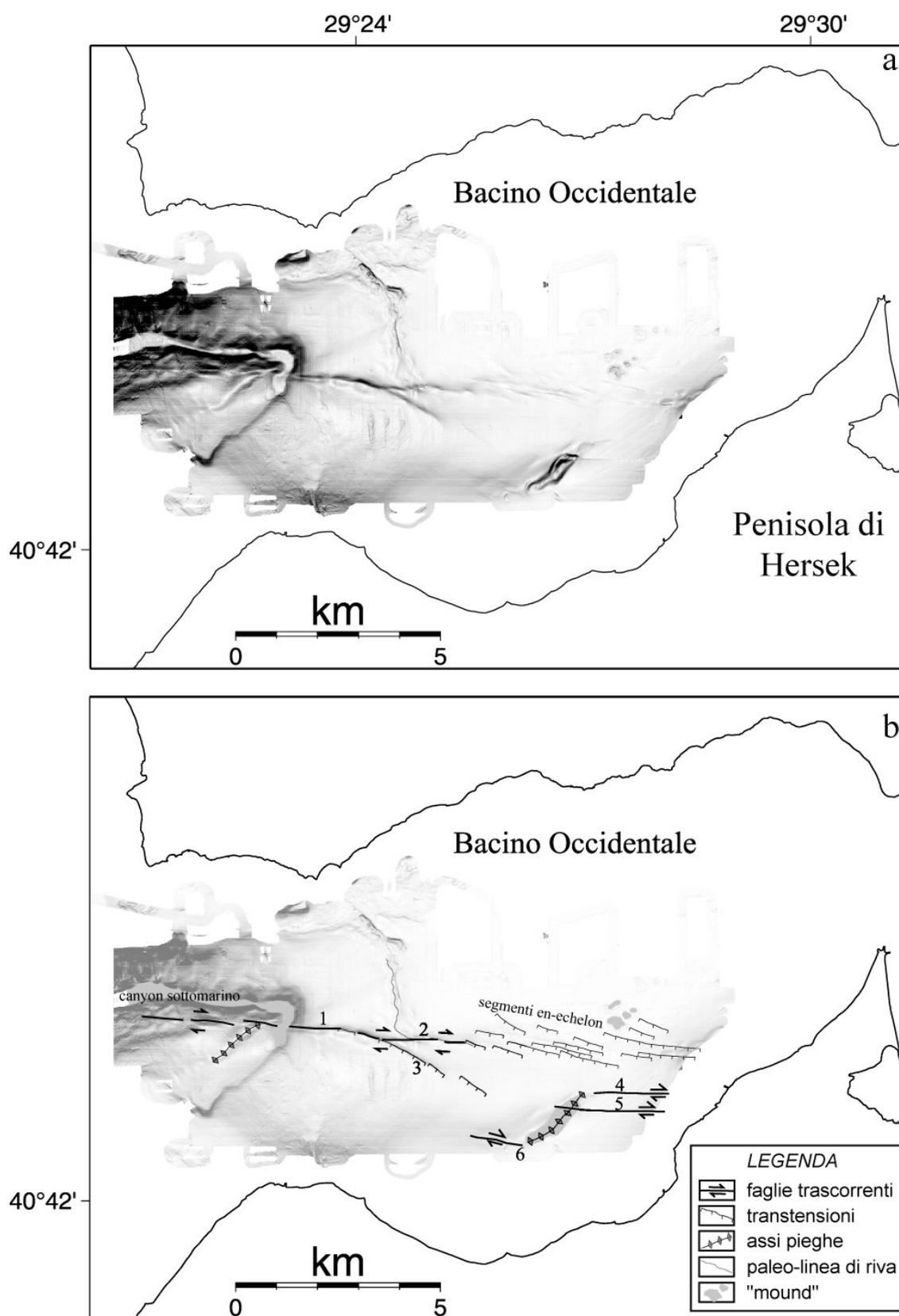


Figura 3.2: a) mappa del gradiente batimetrico del Bacino Occidentale; b) mappa morfostrutturale ottenuta dall'analisi integrata dei dati batimetrici e sismici ad alta risoluzione. Alcuni segmenti della FNA sono stati associati a dei numeri la cui spiegazione è nel testo seguente.

Le strutture osservabili dalla morfobatimetria sono state analizzate in sezione utilizzando l'intero dataset sismico ad alta risoluzione (Figura 3.1b). Per mettere in evidenza la variabilità della zona di deformazione della FNA in profondità, verranno descritti brevemente dei profili sismici selezionati nell'intero dataset tra quelli più rappresentativi degli stili deformativi riscontrati nell'area.

La Figura 3.3 mostra due sezioni sismiche acquisite all'estremità occidentale del bacino, dove la struttura morfologica più evidente è il canyon sottomarino. All'interno della successione sedimentaria più recente, osservabile sui profili chirp, è stato possibile riconoscere unità a diversa facies sismica: un'unità inferiore altamente riflettiva (Unità 1) ed una superiore acusticamente più trasparente (Unità 2). L'unità superiore consiste di riflettori continui piano-paralleli e sub-orizzontali; la facies sismica dell'unità inferiore, invece, appare variabile lateralmente e mostra geometrie più complesse. Queste unità che assumono spessori variabili nel Golfo di İzmit sono separate da una superficie di discontinuità ("unconformity") che nelle zone di piattaforma ha un carattere erosivo e passa a continuità nelle zone più profonde. In molti dei profili analizzati, sia nel Bacino Occidentale che in quello di Karamürsel, le due unità risultano parzialmente mascherate dalla presenza di gas nei sedimenti: il limite superiore dei sedimenti impregnati dal gas è marcato a volte da un riflettore molto forte, che inibisce totalmente la penetrazione del segnale sismico, altre volte da una zona diffusa. E' stato possibile così individuare faglie attive con espressione sul fondo mare, ed inattive, sepolte cioè dai sedimenti superficiali; le modalità di dislocazione delle unità ci hanno permesso successivamente di distinguere tra faglie trascorrenti, faglie trascorrenti con una componente "dip-slip", faglie estensionali e strutture compressive.

Il profilo b2-64 è stato acquisito con una orientazione N-S (Figura 3.3a) e mostra un canyon dalla sezione a "V" bordato da ripidi versanti e il cui fondo giace ad una profondità di circa 340 ms TWT (> 250 m). La FNA che corre parallelamente al margine meridionale del canyon produce sulla batimetria un piccolo gradino morfologico (i.e. scoppio 1800 di Figura 3.3a), mentre sotto il fondo-mare marca il passaggio da una zona con riflettori ben stratificati ad una zona caratterizzata da una facies sismica trasparente. Il profilo sismico b2-21 (Figura 3.3c) è stato acquisito nella zona in cui il canyon devia verso sud di 90°. In questo settore il canyon presenta un fondo piatto, riempito di sedimenti, che si trova ad una profondità minore (circa 240 ms TWT, i.e. 180 m) rispetto alla porzione orientata E-O.

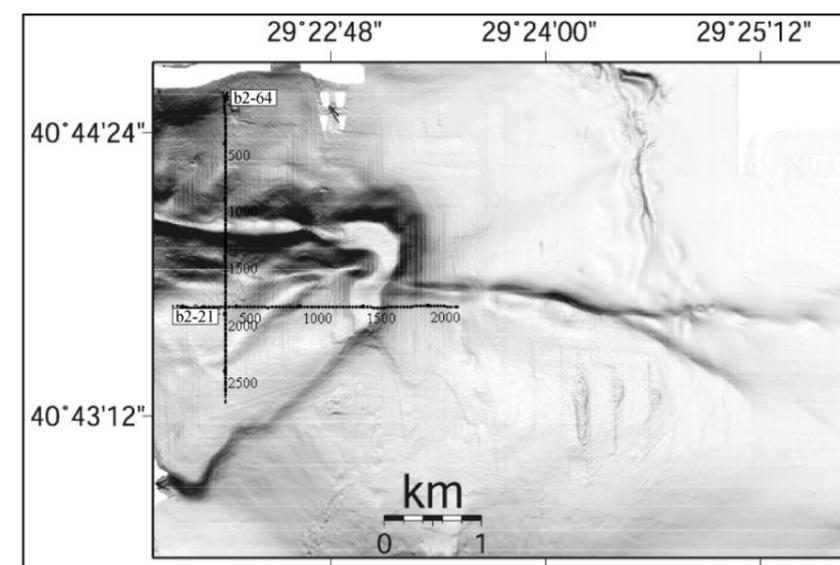
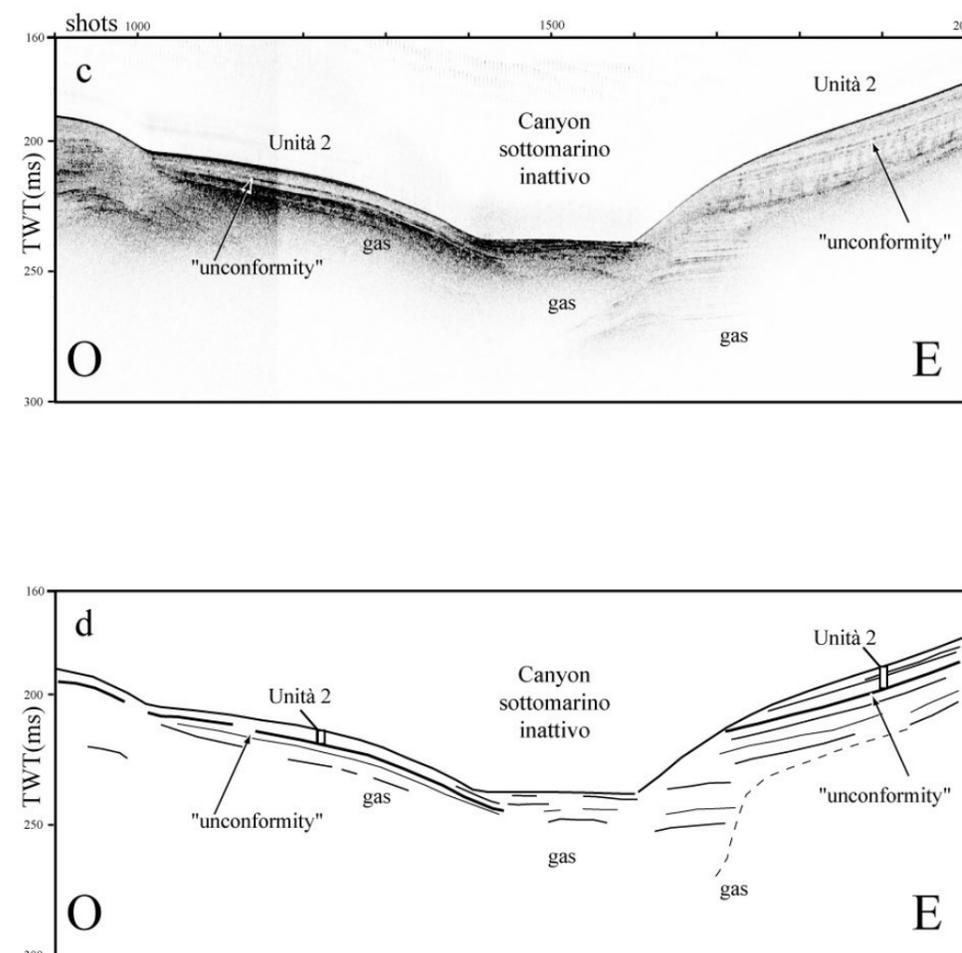
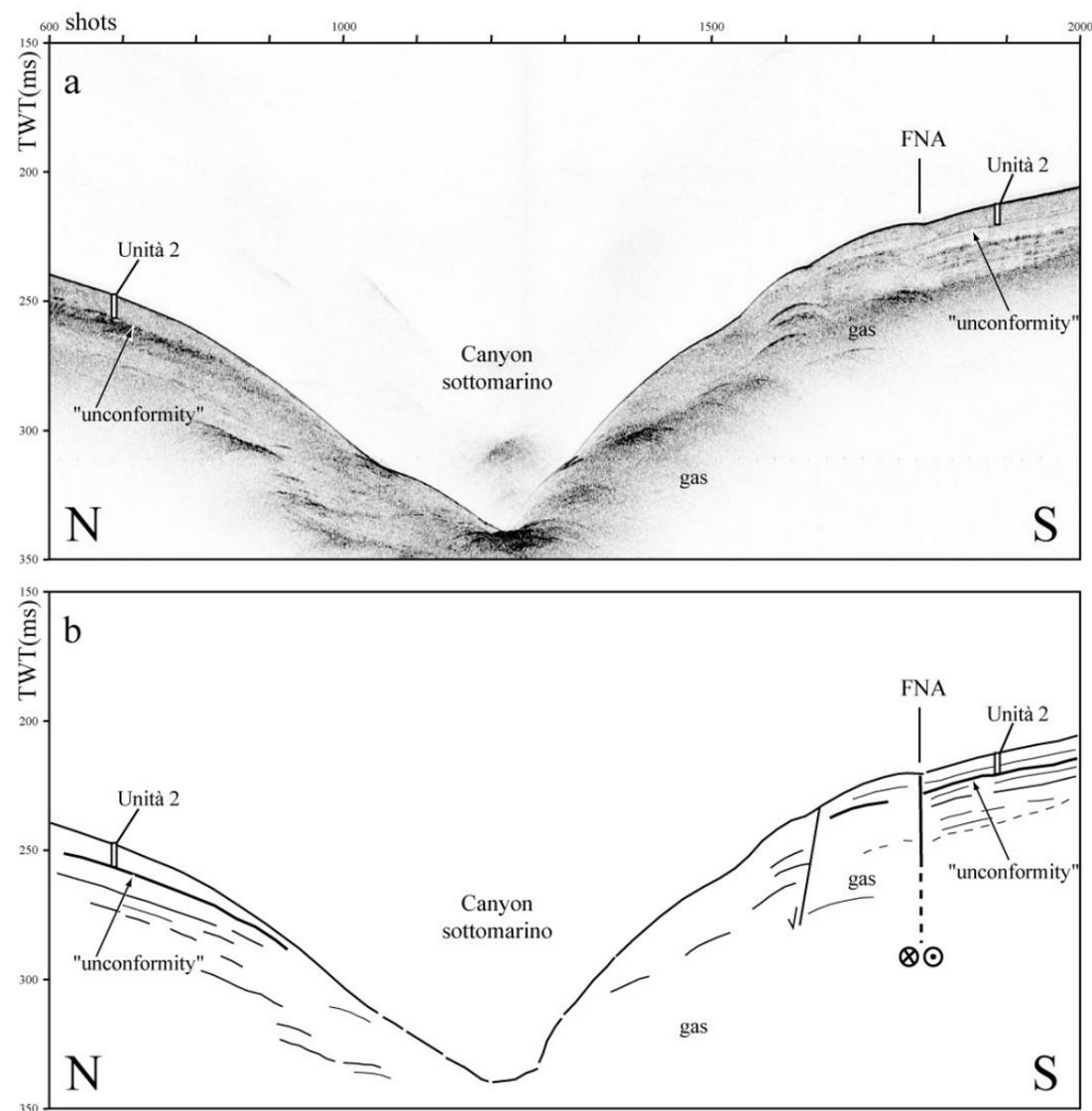


Figura 3.3: a) profilo chirp b2-64 perpendicolare al canyon sottomarino all'estremità occidentale del bacino; b) "line drawing" interpretativo; c) profilo sismico b2-21 perpendicolare al canyon dislocato da un segmento della FNA; d) "line drawing" interpretativo.

All'estremità occidentale della piattaforma la zona principale di deformazione identificabile lungo un singolo lineamento (Figura 3.2a) è costituita da un singolo ramo principale (segmento 1, Figura 3.2b).

Nel profilo sismico b2-34 (Figura 3.4) la sua espressione superficiale è un solco a “V” ampio circa 100 m. Al di sotto del fondo-mare l'unità superiore (Unità 2) si presenta con uno spessore ridotto o è addirittura assente (scoppi 1650-2000) oppure è localmente mascherata dalla presenza diffusa di gas (scoppi 1300-1650). L'unità sismica inferiore (Unità 1) ha uno spessore maggiore (più di 30 ms) e al suo interno mostra riflettori piano-paralleli localmente obliterati dal gas. La FNA in corrispondenza dello scoppio 1270 circa, interseca l'unità inferiore e appare come una singola faglia ad immersione sub-verticale sulla quale non si osservano rigetti orizzontali e verticali.

Verso est, la zona di deformazione diventa più ampia (Figura 3.2a). Nel profilo b1-16 (Figura 3.5), orientato ortogonalmente alla FNA, si osserva che il fondo-mare si approfondisce da nord verso sud attraverso due scarpate che rappresentano l'espressione superficiale di due faglie. In corrispondenza dello scoppio 2500 una faglia si propaga all'interno della copertura sedimentaria con un andamento sub-verticale (segmento 2 di Figura 3.2b) mentre sullo scoppio 2800 si osserva una faglia ad alto angolo che immerge verso S (segmento 3). All'interno della successione sedimentaria le due unità sismiche sono ben rappresentate: l'unità superiore (Unità 2) che si ispessisce verso sud, presenta una facies sismica acusticamente trasparente all'interno della quale riflettori continui lateralmente sono ben stratificati e si sono depositi su un'unità altamente riflettiva (Unità 1). L'“unconformity” che le separa è marcata da un orizzonte a grande ampiezza che nel settore settentrionale (scoppi 1325-900) va in coincidenza sismica con il fondo-mare. Tali osservazioni ci hanno permesso di ricostruire l'andamento dei piani di faglia nei primi 30 ms della successione sedimentaria e di misurare i rigetti rispetto ai sedimenti più recenti² allo scopo di descrivere, anche da un punto di vista quantitativo, il tipo di deformazioni osservate (Figura 3.5c).

Tra il segmento 2 ed Hersek (Figura 3.2a), la zona principale di deformazione della FNA diventa sempre più estesa e la sua espressione superficiale meno pronunciata.

² L'inclinazione apparente dei piani di faglia è stata calcolata con l'espressione “ $tg\alpha=t/h$ ” dove “ α ” è l'inclinazione della faglia, “ t ” il rigetto verticale ed “ h ” quello orizzontale. Il rigetto verticale misurato in ms (TWT) è stato convertito in metri utilizzando una velocità media di propagazione nei sedimenti più superficiali di 2000 m/s (TWT). I rigetti misurati nella sezione 3.1 si riferiscono ai rigetti della base dell'unità superiore.

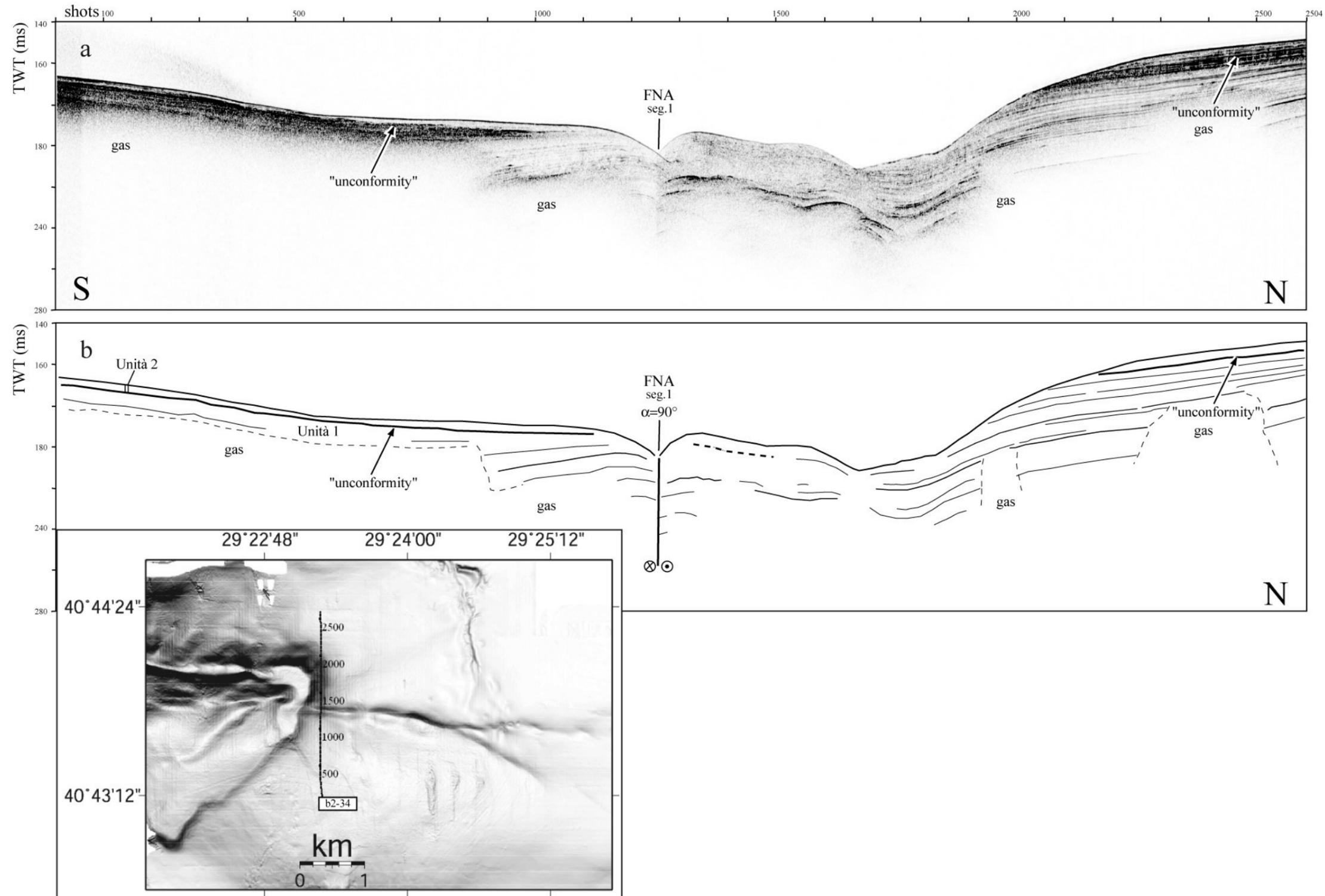


Figura 3.4: a) profilo chirp b2-34 perpendicolare alla zona principale di deformazione della FNA; b) line drawing interpretativo.

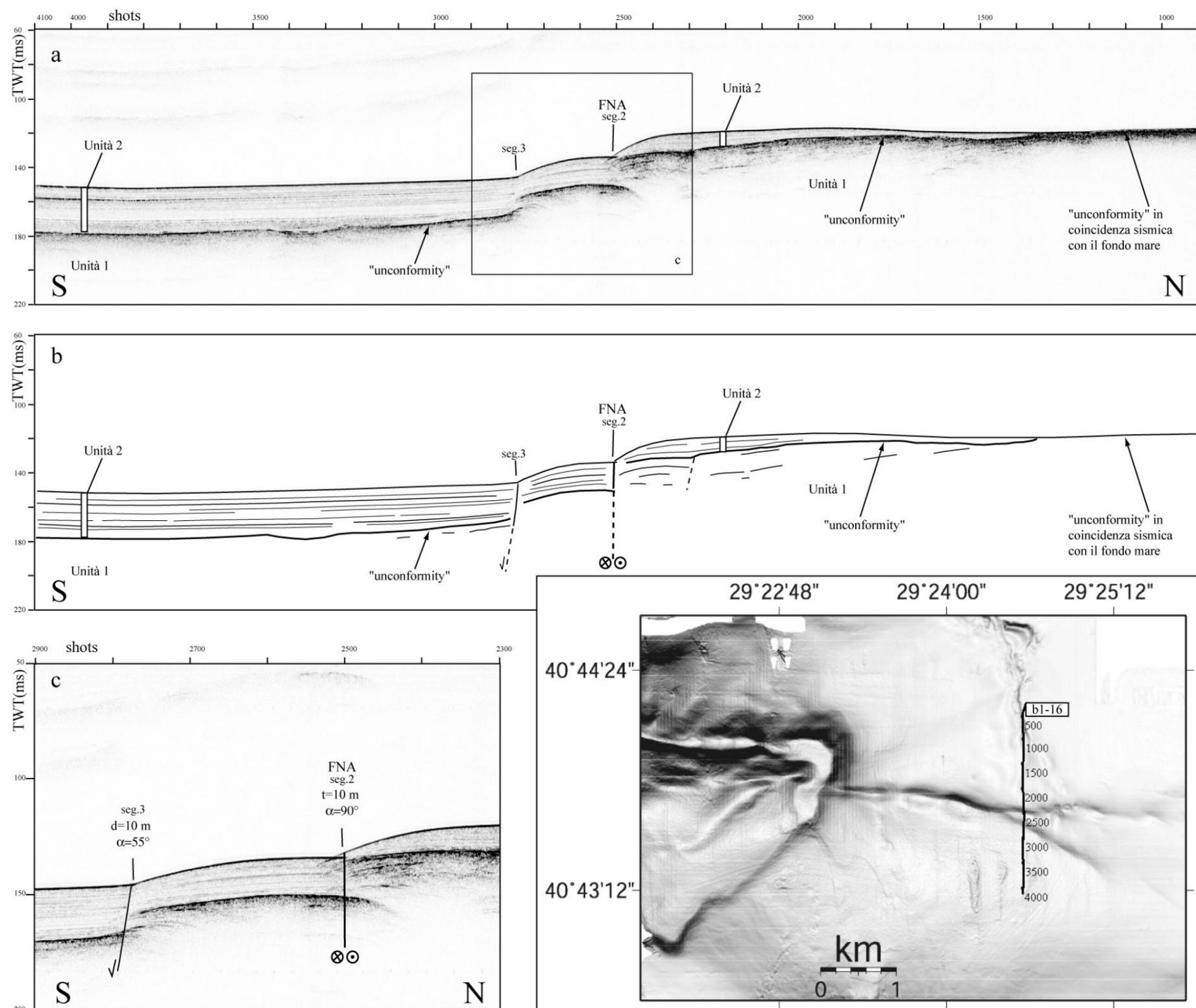


Figura 3.5: a) profilo sismico b1-16 perpendicolare alla zona di deformazione costituita da un ramo principale della FNA ed uno secondario; b) "line drawing"; c) particolare dei due rami di faglia sui quali sono stati misurati i rigetti verticali "t" e i rigetti "dip-slip", "d".

Il profilo sismico b3-38 (Figura 3.6) è orientato N-S e nel settore settentrionale interseca obliquamente tre dei lineamenti “en-echelon” che sul fondo-mare producono un rigetto batimetrico minore di 1 m. L’intera successione sedimentaria osservabile in sezione è dislocata da faglie che immergono verso SO (Figura 3.2b). La Figura 3.6d è un particolare dei tre segmenti “en-echelon” sui quali sono stati misurati i rigetti obliqui (“d”) e le inclinazioni apparenti (“ α ”). A nord di questo gruppo di faglie si osserva un “mound” che probabilmente rappresenta un vulcano di fango formatosi per la fuoriuscita di fluidi interstiziali dalle fratture. Nel settore meridionale del profilo lo stile deformativo della FNA cambia (Figura 3.6), infatti la copertura sedimentaria è attraversata da due faglie sub-verticali: la più settentrionale è suturata dai sedimenti dell’unità superiore mentre la seconda affiora sul fondo-mare e lo disloca di pochi centimetri (Figura 3.6c). Questi due rami della FNA sono stati riconosciuti e mappati fino al bordo orientale dell’alto morfologico e sulla mappa morfostrutturale di Figura 3.2b sono indicati come segmenti 4 e 5.

Il profilo iw01m (Figura 3.7) presenta in modo molto chiaro la variabilità delle strutture e gli stili deformativi presenti nel settore orientale di questo bacino poiché interseca la zona con i segmenti “en-echelon” e corre lungo la cresta dell’alto morfologico. Quest’ultimo (Figura 3.7) ha una forma asimmetrica, con il versante settentrionale più ripido di quello meridionale. Al suo interno, la successione sedimentaria registra deformazioni compressive, infatti mentre i depositi circostanti, riferibili all’unità superiore, sono pressoché indisturbati e mostrano terminazioni “on-lap” sui fianchi del rilievo, i riflettori all’interno dell’alto benché diffusamente mascherati dal gas, risultano piegati. A nord di questa struttura sono visibili due faglie con un’immersione di 90° : la più settentrionale è suturata dai sedimenti dell’unità superiore e rappresenta la prosecuzione verso ovest del segmento 4 (Figura 3.2b), la seconda che affiora sul fondo-mare interseca l’alto morfologico e corrisponde al segmento 5 di Figura 3.2b. A sud dell’alto, i riflettori dell’unità inferiore sono piegati e dislocati da faglie ad alto angolo immergenti verso NE. Sullo scoppio 601, nell’unità inferiore si osserva un netto passaggio verso una zona parzialmente mascherata dal gas. Questa discordanza marca la presenza di un piano di faglia verticale, una via preferenziale utilizzata dal gas per risalire attraverso la successione sedimentaria. Tale faglia è stata indicata sulla Figura 3.2b come segmento 6. Nel settore settentrionale del profilo iw01m (Figura 3.7) i segmenti “en-echelon” dislocano l’intera successione sedimentaria. Nella figura 3.7c sono stati misurati i rigetti orizzontali e verticali della base dell’unità superiore, marcata da un orizzonte a grande ampiezza e continuità laterale, dai quali sono stati ottenuti i rigetti “dip-slip”.

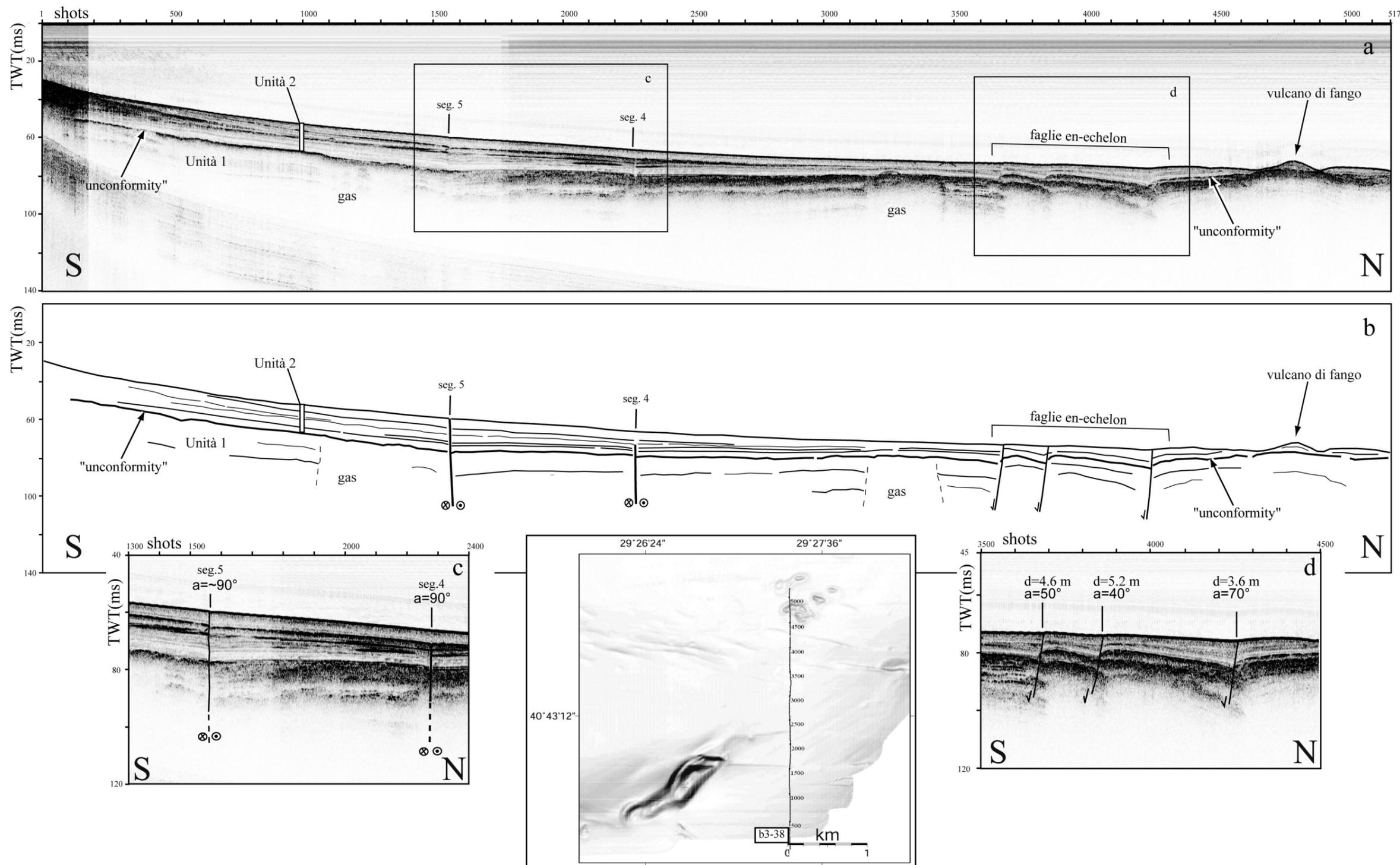


Figura 3.6: a) profilo sismico b3-38 all'estremità orientale del Bacino Occidentale; b) "line drawing"; c) particolare dei segmenti "en-echelon" che dislocano la successione sedimentaria nel settore settentrionale sui quali sono stati misurati i rigetti e gli angoli di inclinazione apparente; d) particolare delle faglie trascorrenti nel settore meridionale.

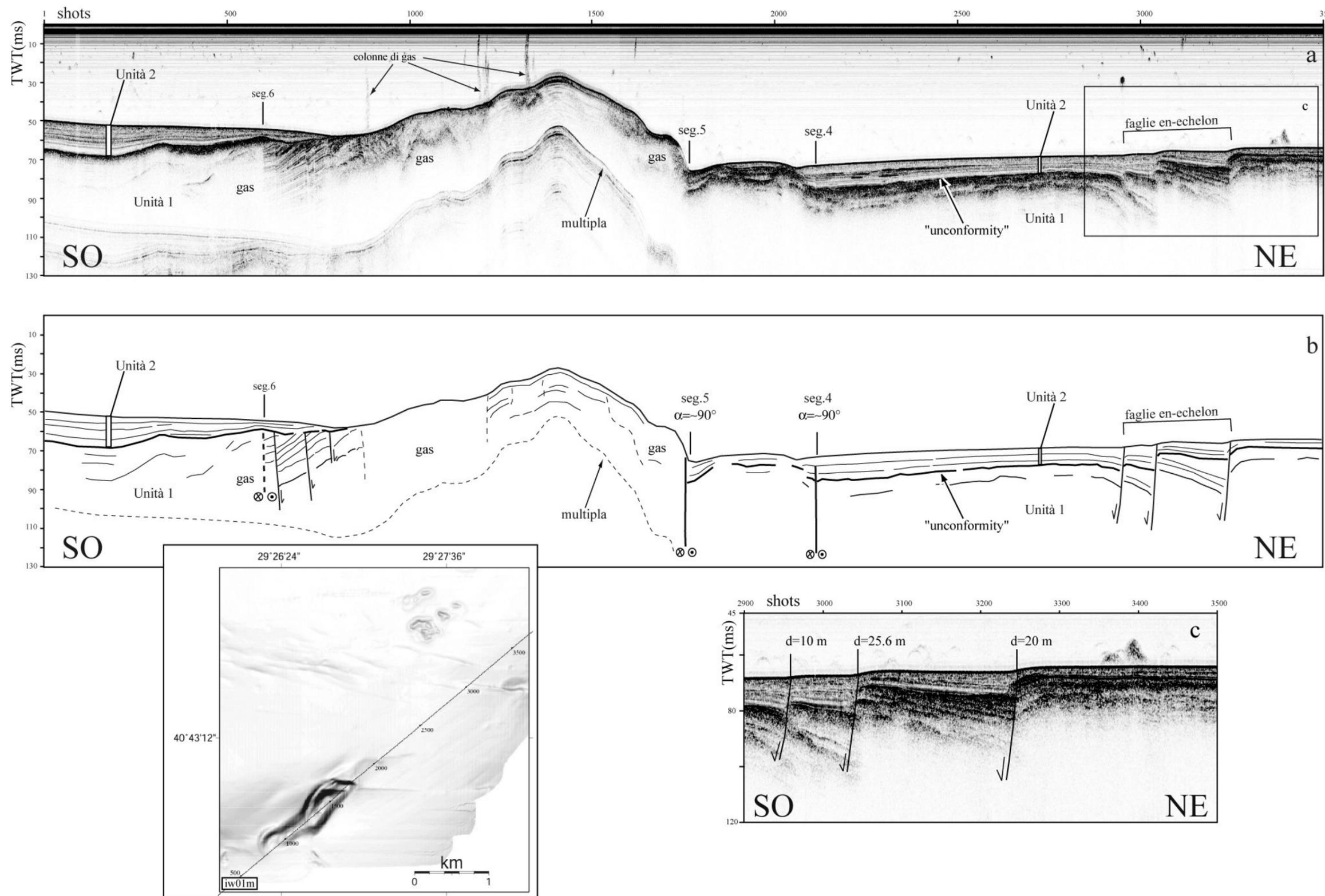


Figura 3.7: a) profilo sismico iw01m che corre perpendicolarmente ai segmenti “en-echelon” nel settore NE e lungo l’asse dell’alto morfologico a SO; b) “line drawing” interpretativo. L’alto morfologico è bordato da due faglie trascorrenti sature dai sedimenti dell’Unità 2 (seg. 4 e seg. 6) la quale risulta relativamente indisturbata e con terminazioni “on-lap” sui margini dell’alto. Il segmento 5 rappresenta un ramo attivo della FNA; c) i segmenti “en-echelon” a N dell’alto sono costituiti da faglie normali ad alto angolo sulle quali sono stati misurati i rigetti della base dell’Unità 2.

3.1.2. Bacino di Karamürsel

Il Bacino di Karamürsel forma la parte centrale del Golfo di İzmit (Figura 3.1a). I suoi contorni sono delimitati da linee di costa rettilinee che definiscono un bacino dalla forma romboidale marcato al suo interno da scarpate parallele orientate ENE-OSO e ONO-ESE.

Nel settore meridionale (Figura 3.8a) la piattaforma ha una estensione limitata e si raccorda al bacino attraverso due ripide scarpate, una lungo il margine sud-occidentale orientata N130° che immerge verso ENE, l'altra parallela alla linea di costa, orientata N72° immergente verso NO. Nel settore settentrionale la piattaforma è al contrario notevolmente estesa, e marca una netta asimmetria fisiografica tra i due margini del bacino (Figura 3.8a). Il passaggio dalla piattaforma al bacino è marcato da una zona dalla morfologia peculiare: il graduale approfondimento del bacino verso SE avviene lungo una zona orientata globalmente N72° costituita da numerosi lineamenti della lunghezza media di 300 m e dalla forma concava (Figura 3.8a). Tale zona corrugata termina in corrispondenza di un terrazzo morfologico che si sviluppa parallelamente alla scarpata in direzione SE. Il settore nord-orientale, invece, è contraddistinto da scarpate orientate circa N110° immergenti verso SO (Figura 3.8a). La zona più profonda del bacino è allungata in direzione E-O e comprende due depocentri separati da un alto morfologico orientato N72°: il depocentro occidentale che raggiunge una profondità di 160 m e il depocentro orientale in cui il fondo-mare giace a -210 m (Figura 3.8a). Il margine settentrionale di queste depressioni è bordato da scarpate con una marcata espressione morfologica che da ovest ad est assumono un'orientazione E-O, NE-SO e NO-SE.

L'interpretazione dell'intero dataset sismico disponibile in questo bacino (Figura 3.1b) ha permesso di individuare le principali strutture tettoniche e l'analisi combinata di questi dati con la morfobatimetria ha messo in luce la corrispondenza tra queste ultime e le strutture morfologiche.

Come per il Bacino Occidentale verranno di seguito descritte alcune tra le sezioni sismiche più rappresentative degli stili deformativi osservati nell'area in esame. La descrizione delle strutture procederà da ovest verso est.

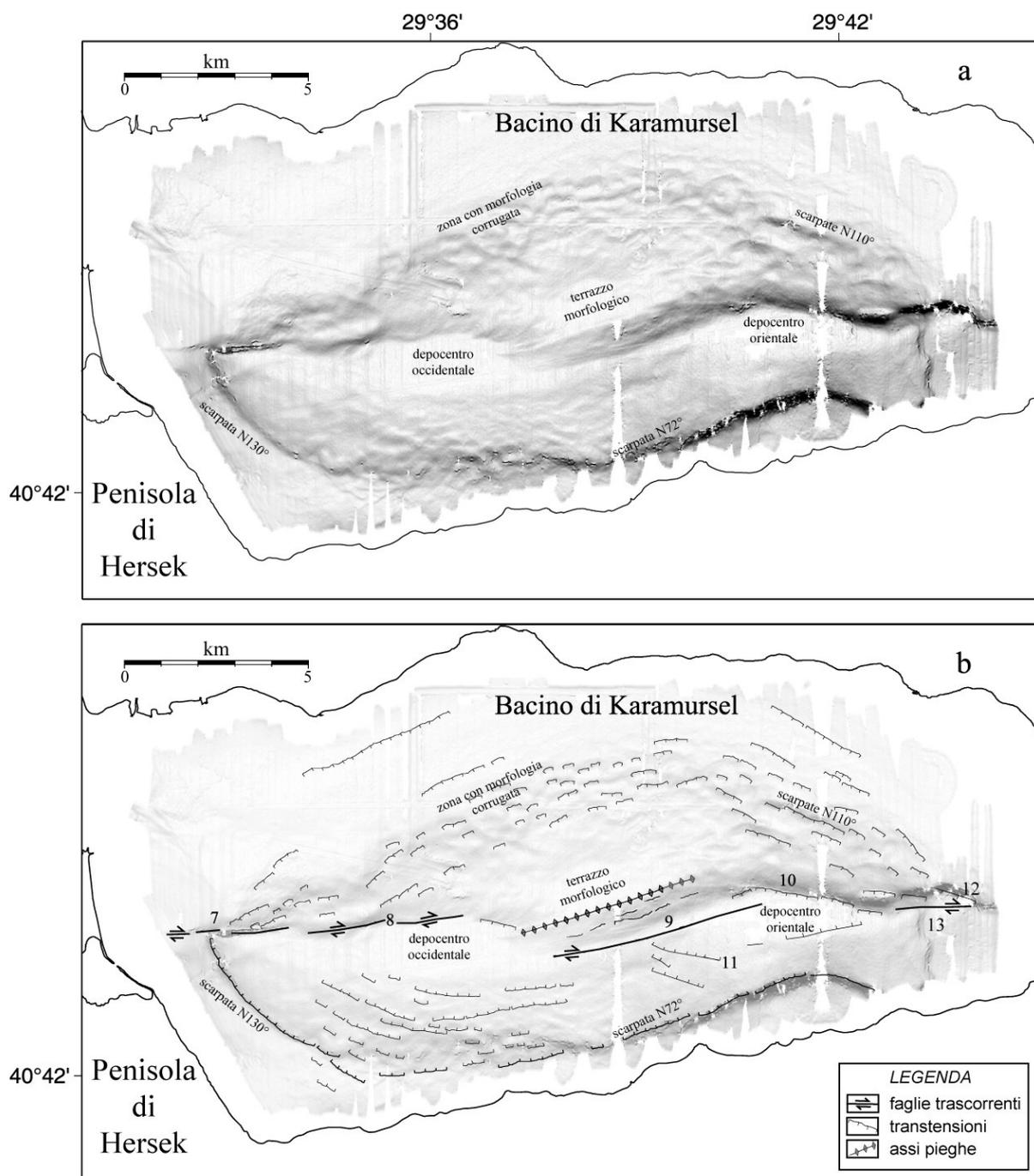


Figura 3.8: a) mappa del gradiente batimetrico del Bacino di Karamürsel; b) mappa morfostrutturale ottenuta dall'analisi integrata dei dati morfobatimetrici e dei profili chirp.

Il profilo sismico i5 (Figura 3.9) è orientato N-S e attraversa l'estesa piattaforma settentrionale del Bacino di Karamürsel fino ad intersecare perpendicolarmente una scarpata rettilinea orientata E-O visibile immediatamente ad est di Hersek (Figura 3.8a). La successione sedimentaria osservata attraverso la sezione consiste di due unità sismiche che presentano caratteristiche simili alle unità individuate nel Bacino Occidentale (Figura 3.9): l'unità superiore (Unità 2) ha uno spessore variabile da pochi millisecondi, nel settore settentrionale, a più di 10 ms, a cavallo della scarpata ove è ben rappresentata e mostra al suo interno riflettori continui lateralmente e ben stratificati. La sottostante unità (Unità 1) si presenta altamente riflettiva e variabile lateralmente, con geometrie complesse, infatti, al suo interno si riconoscono diverse superfici di discontinuità (scoppio 4350-fine sezione), riflettori piegati (scoppi 1450-1650) oppure ben stratificati (scoppi 350-650 circa) e diffusamente mascherati dal gas. Le due unità sono separate da un orizzonte a grande ampiezza e continuità laterale, un' "unconformity" che ha le stesse caratteristiche di quella osservata nell'adiacente bacino. L'espressione superficiale della zona principale di deformazione è una scarpata rivolta verso sud (scoppio 700 di Figura 3.9). Sotto il fondo-mare, l'intera successione sedimentaria viene intersecata da una faglia sub-verticale che disloca le due unità di circa 10 m. Tale faglia, indicata come segmento 7 sulla mappa della neotettonica (Figura 3.8b) rappresenta il ramo principale della FNA all'estremità occidentale del Bacino di Karamürsel.

Muovendoci verso est lungo la zona principale di deformazione, il profilo i19 mostra una sezione N-S dalla piattaforma settentrionale a quella meridionale attraverso il depocentro occidentale (Figura 3.10). Anche in questa sezione le geometrie al di sotto dei sedimenti recenti siano più complesse di quanto si osservi dalla batimetria, infatti sia nel settore meridionale che in quello settentrionale i riflettori dell'unità inferiore sono piegati, dislocati da faglie e successivamente troncati dalla superficie erosiva che verso le zone profonde del bacino passa a superficie di continuità. Sulla piattaforma meridionale una serie di faglie ad alto angolo immergenti verso il bacino dislocano l'intera copertura sedimentaria fino al fondo-mare (Figura 3.10c); sulla piattaforma settentrionale, invece, non si osserva l'attività tettonica recente ed è visibile solo una faglia ad immersione verticale (scoppio 7030) suturata dai sedimenti dell'unità superiore (Figura 3.10e) che presenta le stesse caratteristiche della faglia descritta nel profilo iw01m (Figura 3.7). Il depocentro occidentale è bordato da scarpate dislocate da faglie ad alto angolo che immergono verso il centro del bacino. La Figura 3.10d mostra un particolare del depocentro in cui si osserva un passaggio brusco tra la scarpata settentrionale ed il fondo piatto del depocentro. Sotto il fondo mare esiste una discordanza netta tra i riflettori sub-paralleli del bacino e la facies sismica più trasparente a nord.

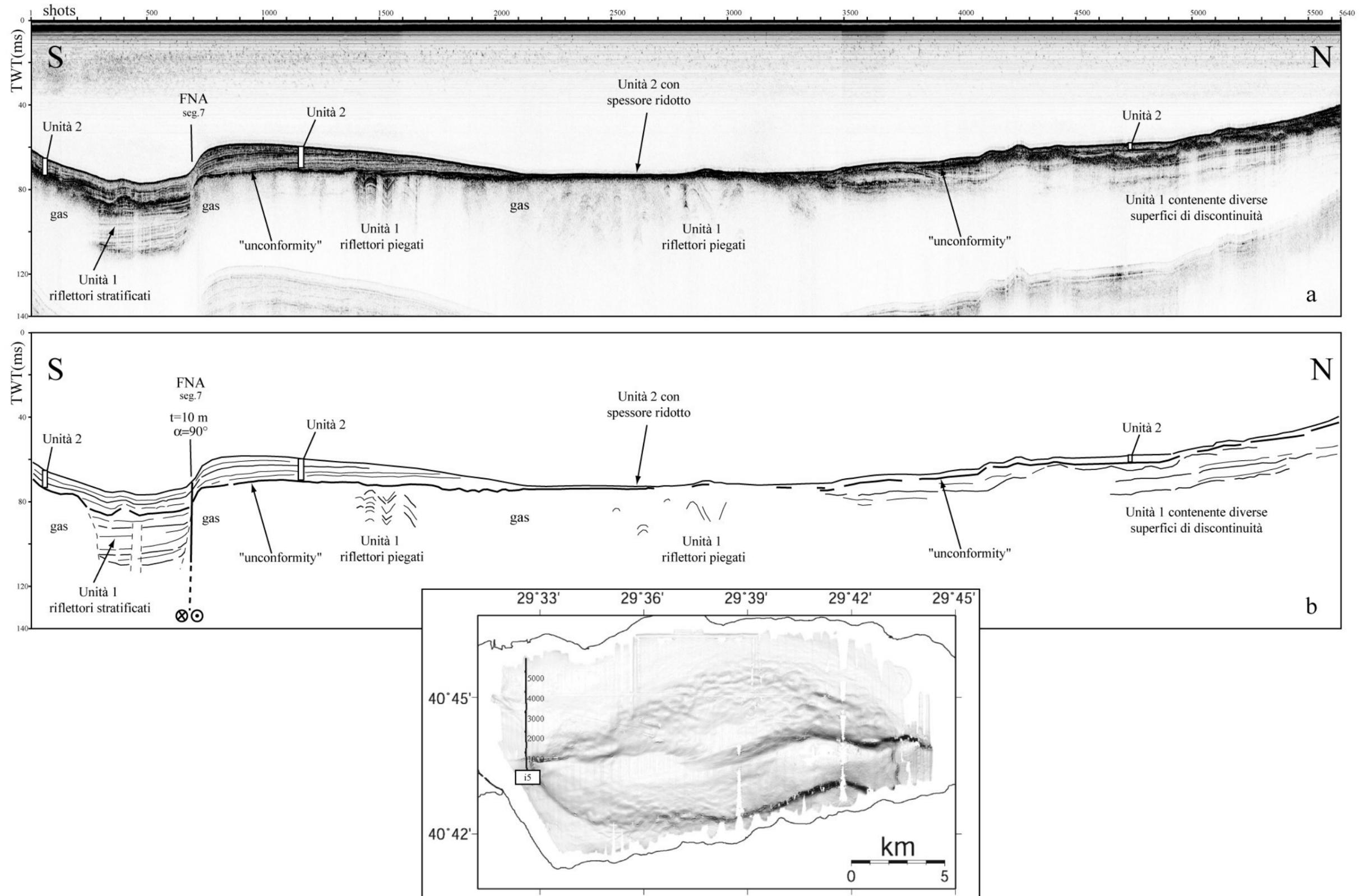


Figura 3.9: a) profilo chirp i5 a est di Hersek. Si noti sulla piattaforma settentrionale di Karamürsel la variabilità di spessore dell'Unità 2, con un massimo in corrispondenza della zona principale di deformazione, e le diverse geometrie interne dell'Unità 1. In questo settore del Bacino di Karamürsel il segmento principale della FNA presenta caratteristiche simili al segmento 2 osservato nel Bacino Occidentale; b) "line drawing" interpretativo.

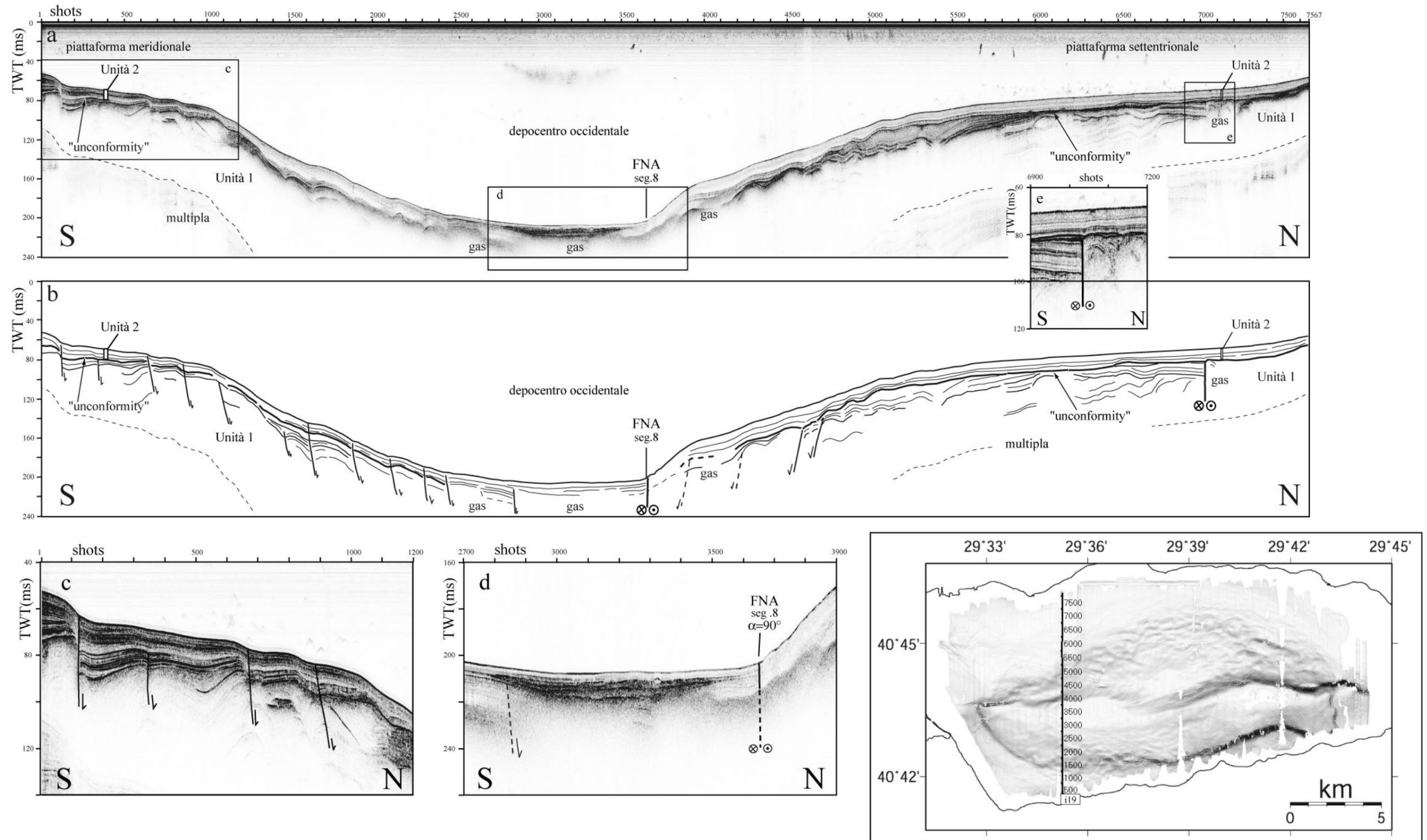


Figura 3.10: a) linea sismica i19 dalla piattaforma settentrionale a quella meridionale attraverso il depocentro occidentale di Karamürsel; b) "line drawing"; c) particolare della faglie normali che coinvolgono fino al fondo-mare la successione sedimentaria della piattaforma meridionale; d) particolare del depocentro occidentale i cui margini sono delimitati da faglie sub-verticali marcate da bruschi contrasti di facies sismiche; e) particolare di una faglia ad immersione verticale suturata dai sedimenti dell'unità superiore sulla piattaforma settentrionale.

Queste considerazioni suggeriscono che la scarpata settentrionale sia bordata alla sua base da una struttura sub-verticale che, in base all'analisi integrata multibeam-sismica dovrebbe rappresentare il ramo principale della FNA (segmento 8 di Figura 3.8b).

La linea sismica i09m (Figura 3.11) è stata acquisita in direzione NO-SE dalla piattaforma settentrionale fino al depocentro orientale. L'andamento del fondo-mare mette in evidenza un graduale approfondimento della batimetria attraverso due principali scarpate separate da un terrazzo morfologico sub-pianeggiante. La prima scarpata, nel settore nord-occidentale del profilo, corrisponde alla zona corrugata osservata sulla morfobatimetria (Figura 3.8a). L'unità superiore (Unità 2) drappeggia la sottostante unità che si presenta irregolare e localmente dislocata da faglie immergenti verso SE. La morfologia corrugata osservata sulla batimetria non sembra ricollegabile in modo diretto all'attività tettonica recente, infatti non si osservano faglie attive con espressione sul fondo-mare, ma piuttosto a fenomeni di collasso gravitativo che coinvolgono un ampio settore (quasi 2 km) parallelo ai margini del bacino (Figura 3.8a). La seconda scarpata, a sud-est del terrazzo morfologico, si presenta molto più alta e ripida, ed è dislocata da piccole faglie immergenti verso il depocentro. I dati di sismica a riflessione multicanale, che verranno descritti in seguito (Sezione 3.2.1), hanno mostrato che questa scarpata costituisce il fianco di un alto strutturale che separa i due depocentri attuali. Nella Figura 3.11c si osserva un particolare del depocentro: al suo interno i riflettori si presentano piano-paralleli e la parte più recente mostra terminazioni "on-lap" sul margine del bacino. A circa 20 ms dal fondo-mare (circa 20 m) la continuità dei riflettori viene interrotta da una faglia ad immersione verticale che non ha una evidente espressione sul fondo-mare. Dalla Figura 3.11c si osserva però come i riflettori più superficiali pur non essendo coinvolti direttamente nella dislocazione, siano comunque debolmente deformati. Questa faglia, la cui geometria in pianta è stata ricostruita attraverso l'interpretazione di diverse sezioni sismiche, corre parallelamente al fianco orientale dell'alto morfologico con una orientazione N72° e costituisce il ramo principale della FNA (segmento 9 di Figura 3.8b).

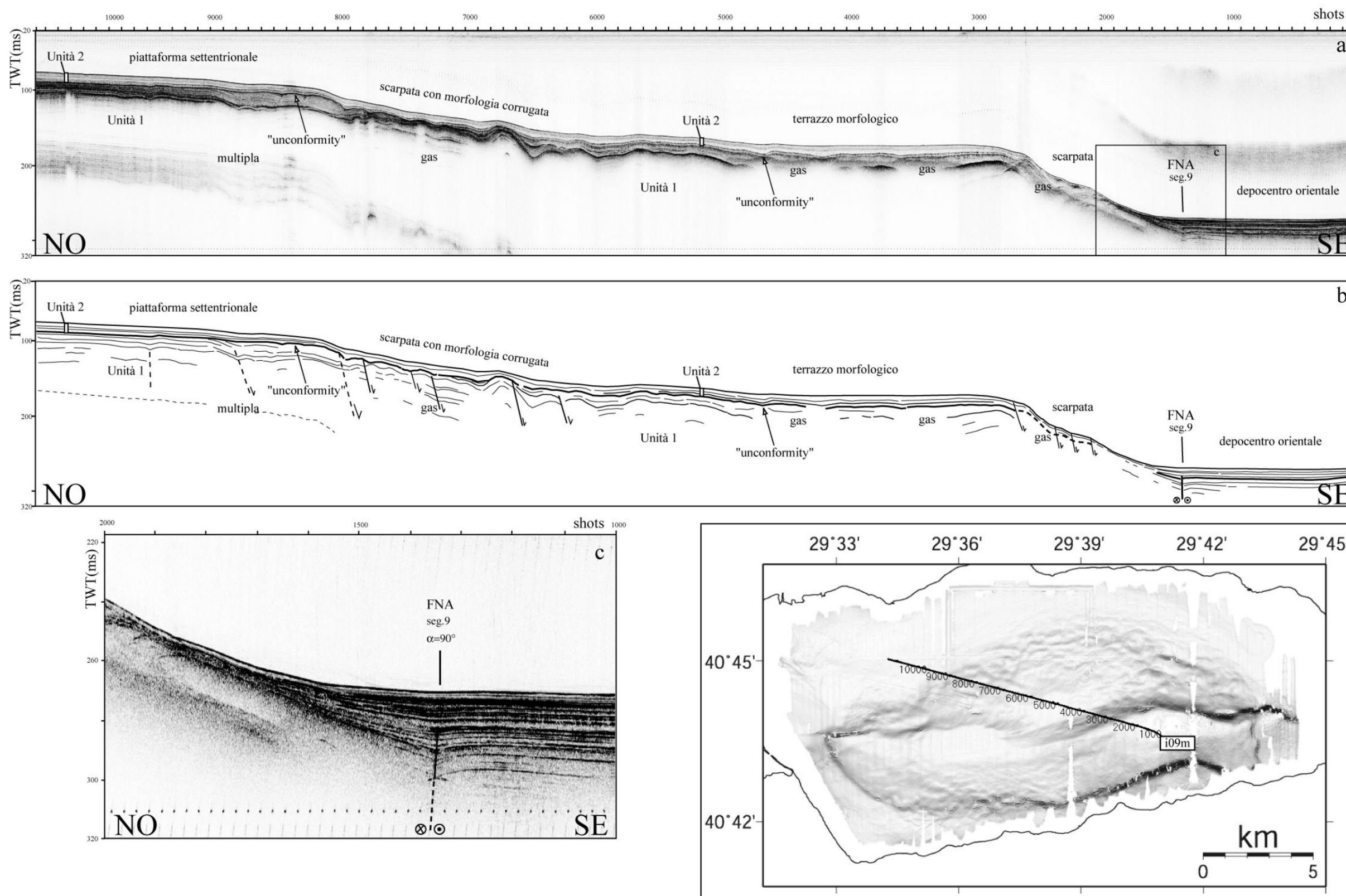


Figura 3.11: a) profilo chirp i09m dalla piattaforma nord-occidentale al depoentro orientale del Bacino di Karamürsel. Questo profilo è stato acquisito contemporaneamente alla linea sismica a riflessione multicanale IZB-09m che sarà descritta nella prossima sezione; b) “line drawing” interpretativo; c) particolare del depoentro occidentale in cui la zona principale di deformazione è rappresentata da un singolo ramo della FNA.

Il profilo i02m (Figura 3.12) è circa ortogonale al precedente ed attraversa il depocentro orientale in direzione NE-SO. Lungo questa direzione l'approfondimento del bacino avviene attraverso una famiglia di faglie parallele e ravvicinate (circa 700 m) che immergono verso il depocentro (scoppio 12000- fine sezione). Tali faglie coinvolgono l'intera successione sedimentaria osservabile in sezione fino al fondo-mare dove formano scarpate alte più di 15 m e che sulla morfobatimetria presentano una orientazione N110° (Figura 3.8a). In questo settore l'unità superiore drappeggia, con uno spessore variabile, la sottostante unità che si presenta eterogenea e con geometrie più complesse. L' "unconformity" che le separa ha un evidente carattere erosivo tra lo scoppio 13200 e la fine della sezione, mentre verso le zone più profonde, dove viene dislocata dalle faglie precedentemente descritte, separa unità che sembrano in continuità di sedimentazione. Un particolare attraverso il depocentro (Figura 3.12c), mostra sotto un fondo piatto riflettori ben stratificati e debolmente inclinati verso NE che terminano, con delle geometrie tipo "drag folds", in corrispondenza di una scarpata alta più di 50 m (scoppio 11000). Tali osservazioni suggeriscono che il margine settentrionale del depocentro sia delimitato da una faglia che corre alla base della scarpata. L'integrazione dei dati ad alta risoluzione mostra che tale faglia (segmento 10 di Figura 3.8b) si estende per circa 5 km con una orientazione N100°. Anche il margine meridionale del depocentro è delimitato da una faglia ad alto angolo (scoppio 9000) che marca il passaggio netto da una zona caratterizzata da una facies sismica trasparente, all'interno della quale si intravedono riflettori ben stratificati, ad una zona in cui l'unità inferiore è completamente mascherata dal gas. Anche in questo caso, l'integrazione multibeam-sismica è stata di fondamentale importanza e ha permesso di delineare l'andamento di questa faglia nel bacino. Nella mappa morfostrutturale (Figura 3.8b) questa faglia, indicata come segmento 11, rappresenta la "controparte" del segmento 10.

All'estremità orientale del bacino il profilo sismico Iz53 (Figura 3.13) interseca ortogonalmente la zona principale di deformazione. Una scarpata alta (circa 70 m) e ripida segna il passaggio dalla piattaforma settentrionale al bacino. Al di sotto del fondo-mare si osserva ancora una discordanza tra la zona di scarpata con una facies sismica sorda e i sedimenti del bacino caratterizzati da una facies sismica trasparente (Figura 3.13c). I riflettori ben stratificati al di sotto del fondo piatto terminano sullo scoppio 800 con geometrie tipo "drag folds" che indicano la presenza di una faglia alla base della scarpata (segmento 12). Sullo scoppio 600 (Figura 3.13c) dove il fondo-mare è blandamente deformato una seconda faglia si propaga attraverso l'intera successione sedimentaria. Questa faglia che ha un andamento sub-verticale rappresenta il ramo principale della FNA (segmento 13).

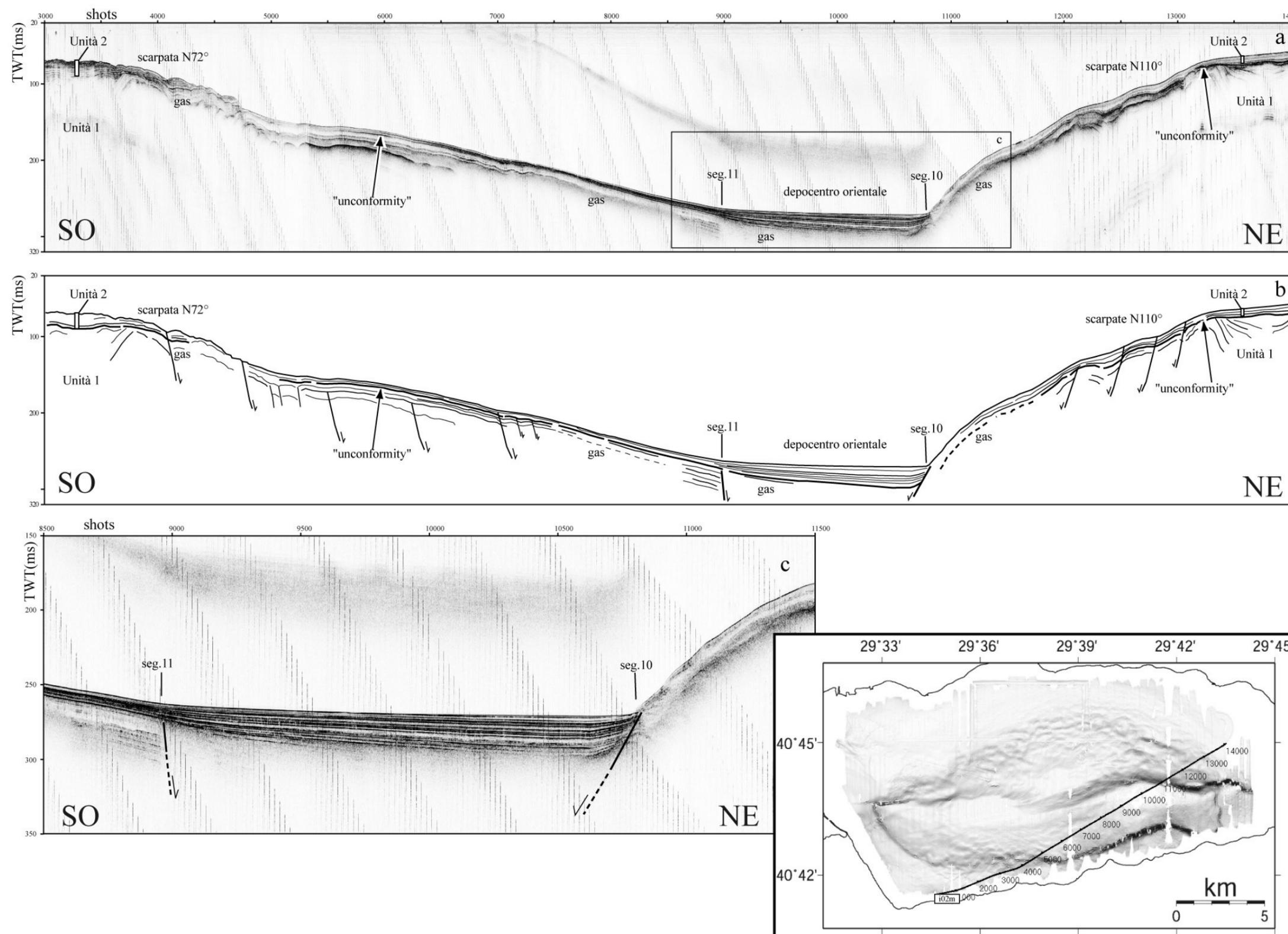


Figura 3.12: a) profilo sismico i02m circa perpendicolare alla linea i09m; b) "line drawing" interpretativo; c) particolare del depocentro orientale.

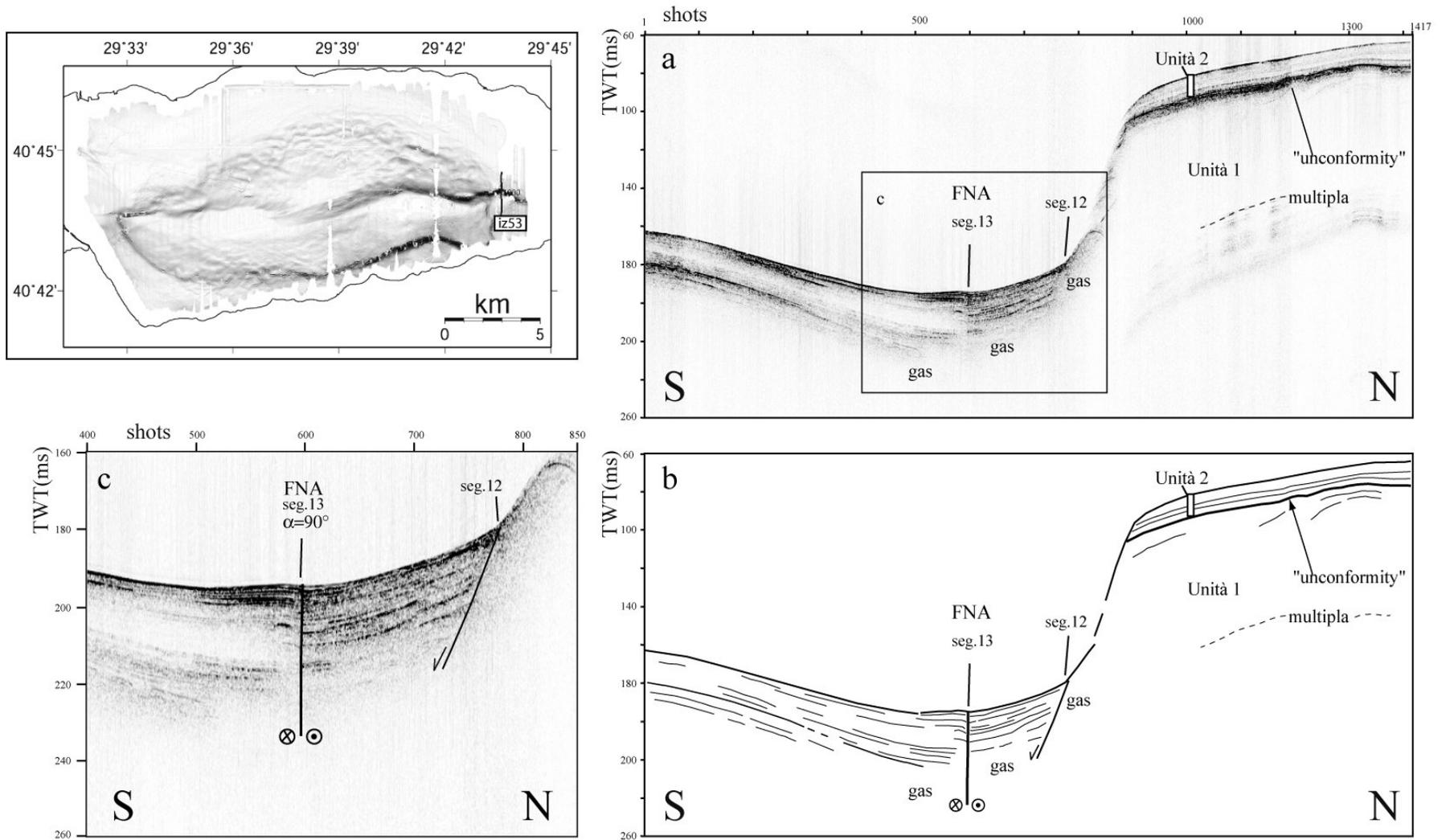


Figura 3.13: a) profilo sismico Iz53 all'estremità orientale del Bacino di Karamürsel; b) "line drawing"; c) particolare della zona principale di deformazione dove la FNA è costituita da un ramo principale ad andamento sub-verticale (segmento 13) e uno secondario (segmento 12) a componente estensionale.

3.2. Dati profondi: profili sismici a riflessione multicanale (MCS)

Il dataset di sismica a riflessione multicanale (MCS) comprende 26 profili sismici attraverso i bacini Occidentale e di Karamürsel per una lunghezza complessiva di 232 km. Nella Figura 3.14 è mostrato il reticolato portato a termine durante la campagna oceanografica MARM2001 contemporaneamente al rilievo multibeam e chirp. Poiché le modalità di acquisizione di questo tipo di dati prevedono un sistema di acquisizione sorgente-ricevitori trainato dalla nave, il posizionamento degli scoppi sulla mappa batimetrica è stato corretto tenendo conto dell'offset strumentale tra la nave e l'apparato di acquisizione (Sezione 2.2.3., Tabella 2.2). Ciò ha permesso di ottenere un unico sistema di riferimento per tutti i tipi di dati analizzati e di verificare la corrispondenza, con una precisione inferiore al metro, tra le strutture superficiali e quelle profonde.

I profili MCS hanno fornito un importante contributo alla comprensione della struttura e dell'evoluzione del Golfo di İzmit. Dalla bibliografia collezionata e dallo scambio di informazioni con i colleghi turchi (Kerim Sarikavak dell'MTA e Caner Imren dell'ITU, comunicazione personale durante la campagna oceanografica MARM2005) è emerso che in quest'area sono stati acquisiti solo dati sismici a riflessione monocanale a medio-alta risoluzione (profili sparker e chirp) che hanno permesso di osservare solo le strutture sedimentarie e tettoniche più superficiali, ovvero più recenti, registrate nel bacino. I dati MCS utilizzati in questo lavoro invece hanno fornito immagini di sotto-superficie a diversa profondità e risoluzione (Sezione 2.2.4) consentendo di analizzare non solo l'intera successione sedimentaria che si è deposta nel Golfo di İzmit fino al basamento ma anche gli stili deformativi che l'hanno coinvolta a partire dalle prime fasi di formazione del bacino.

Il primo passo dell'interpretazione è stato quello di individuare su tutti i profili elaborati il basamento del bacino con l'obiettivo di ricostruirne la geometria profonda e valutare lo spessore dei sedimenti sovrastanti. All'interno della successione sedimentaria sono state individuate, inoltre, diverse "unconformity" che hanno permesso di descrivere la posizione e la geometria delle strutture presenti in profondità e di comprendere la relazione tra le strutture profonde e quelle superficiali individuate grazie all'analisi integrata del multibeam e chirp. Le sezioni sismiche descritte sono state selezionate tra quelle elaborate poichè ritenute più rappresentative. L'interpretazione si è concentrata prevalentemente nel Bacino di Karamürsel, dove l'analisi integrata dei dati superficiali ha messo in evidenza una maggiore corrispondenza tra le strutture morfologiche e quelle tettoniche e dove la maggiore copertura di profili sismici (Figura 3.14) ha consentito una più approfondita analisi delle strutture.

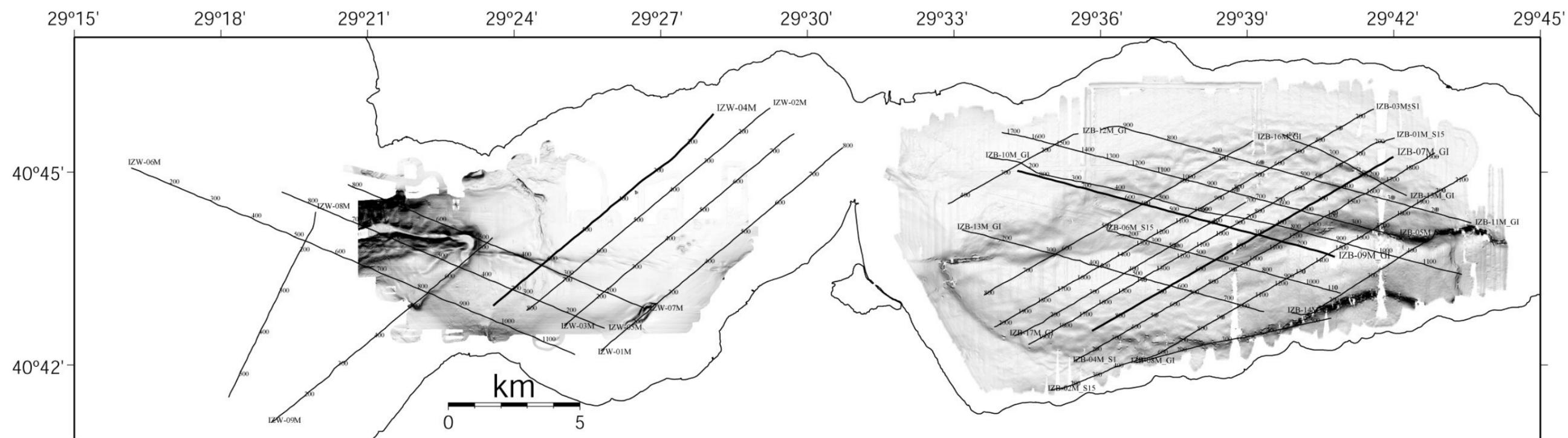


Figura 3.14: mappa del gradiente batimetrico dell'area oggetto di studio con sovrapposto il reticolato di profili sismici a riflessione multicanale. Sono evidenziate, con un tratto maggiore, le linee sismiche che verranno discusse in seguito. Il posizionamento degli scoppi è stato corretto per l'offset strumentale del sistema di acquisizione. Nella mappa le sigle GI ed S15 indicano il tipo di sorgente utilizzata.

3.2.1. Il profilo sismico IZB-09m e l'alto strutturale

La linea IZB-09m si estende per 9.7 km nel bacino di Karamürsel, dalla piattaforma nord-occidentale fino al depocentro orientale (Figure 3.14 e 3.15). Questo profilo è stato acquisito contemporaneamente al profilo chirp i09m descritto nella precedente sezione (Figura 3.11) e l'interpretazione combinata delle due sezioni permette di avere una immagine completa delle strutture presenti nel sottosuolo. Questa linea sismica è stata selezionata tra quelle elaborate perché è ben rappresentativa della gamma di stili tettonici osservabili nell'area in esame (Figura 3.15).

All'intero della successione sedimentaria sono state riconosciute tre principali discontinuità (“unconformity”) sismiche che sono presenti in tutte le linee MCS analizzate permettendo di effettuare delle correlazioni nell'intera area in esame. Tali discontinuità sono dal basso verso l'alto:

Orizzonte-A: costituisce il tetto del basamento al di sopra del quale si è deposta l'intera successione sedimentaria. Si tratta di un riflettore a grande ampiezza, continuo nelle zone marginali del bacino e meno facilmente riconoscibile nelle zone più profonde, a causa della energia relativamente bassa prodotta dalla sorgente sismica utilizzata (Figure 3.15, 3.16 e 3.17).

Orizzonte-B: è l'“unconformity” più profonda all'interno del riempimento del bacino e appare correlabile nell'intera zona di studio. Presenta caratteristiche simili a quelle del basamento e spesso va in coincidenza sismica con esso nei settori più esterni del bacino.

Orizzonte-C: è un riflettore che individua una discontinuità che assume caratteristiche variabili nel bacino di Karamürsel: nella zona centrale del bacino, marca la fine di un evento compressivo (Figura 3.15) mentre nelle zone più esterne del bacino e nei due depocentri si presenta piano-parallelo e localmente dislocato da faglie ad alto angolo immergenti verso il centro del bacino (Figura 3.15 e 3.16); nel settore nord-orientale costituisce una superficie di scollamento per un sistema di faglie normali parallele ai margini del bacino (Figura 3.16).

Nel profilo IZB-09m il basamento mostra un generale approfondimento verso il centro del bacino ed è marcato da un riflettore a grande ampiezza, lateralmente continuo nelle zone marginali del bacino e discontinuo nelle zone profonde (Orizzonte-A di Figura 3.15b). Sulla piattaforma nord-occidentale (scoppi 855-700) il tetto del basamento si trova ad una profondità di 0.75-1.0 s (TWT), e si segue fino allo scoppio 500, dove raggiunge una

profondità di 1.8 s. Procedendo verso SE, approfondendosi, diventa discontinuo e difficilmente riconoscibile fino alla fine della sezione (Figura 3.15b).

La successione sedimentaria sovrastante, all'interno della quale sono stati individuati l'Orizzonte-B e l'Orizzonte-C, raggiunge il massimo spessore nella zona centrale della sezione e registra differenti tipi di deformazione (Figura 3.15). Lungo la piattaforma fino al ciglio della scarpata (scoppi 885- 710) i sedimenti si presentano ben stratificati, con giaciture piano-parallele, e sono localmente dislocati da faglie normali ad alto angolo (circa 74°)³ immergenti verso SE. A partire dalla zona di scarpata fino al margine del depocentro attuale (scoppi 710-230) i riflettori al di sotto del fondo-mare vengono progressivamente deformati. Il grado di deformazione aumenta da NO verso SE, coinvolgendo spessori sempre maggiori di sedimenti. Il massimo della deformazione si osserva in corrispondenza di un alto strutturale (con cresta sullo scoppio 290) che segna il passaggio, verso SE, ad una zona relativamente indisturbata, il depocentro orientale del bacino di Karamürsel.

In corrispondenza della scarpata (scoppi 710-530) la continuità laterale dei riflettori diminuisce all'aumentare della profondità (Figura 3.15b). Tra il fondo-mare e l'Orizzonte-C i riflettori ben stratificati immergono verso il bacino e sono localmente dislocati da piccole faglie che coinvolgono solo i sedimenti più superficiali, fino a 0.1 s dal fondo. L'Orizzonte-C a sua volta marca il tetto di una unità sismica in cui si osserva il netto passaggio dalla zona di piattaforma verso una zona caratterizzata da riflettori estremamente discontinui, dislocati da faglie ad alto angolo (circa 70°). L'Orizzonte-B, che sullo scoppio 720 circa va in coincidenza sismica con il basamento, delimita superiormente una unità sismica che si ispessisce verso SE, all'interno della quale i riflettori mostrano terminazioni "on-lap" sul basamento e vengono dislocati da faglie che coinvolgono parzialmente anche il basamento. Tra gli scoppi 530-290 la deformazione che coinvolge tutta la successione sedimentaria assume caratteristiche diverse al di sopra e al di sotto dell'Orizzonte-C. Al di sopra dell'Orizzonte-C i riflettori continui lateralmente (almeno fino ad una profondità di 0.3 s TWT) sono dislocati da faglie normali ad opposta immersione che delimitano un piccolo bacino pensile il cui depocentro (scoppi 440-370) giace al di sotto del terrazzo morfologico osservato sulla batimetria e attraverso il profilo chirp i09m (Figura 3.8a e 3.11). L'alto

³ L'inclinazione dei piani di faglia è stata misurata sulle sezioni sismiche migrate in tempi applicando la relazione " $tg\alpha = t/h$ " vista precedentemente (nota-1). Il rigetto verticale " t " espresso in secondi è stato convertito in metri considerando che la velocità media di propagazione dell'impulso nei sedimenti aumenti con la profondità da 2000 m/s a circa 2200 m/s fino a 2700 m/s (TWT) nel basamento. Ovviamente il valore ottenuto è una stima approssimativa del valore reale poiché sarebbe necessario conoscere con precisione la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo attraversato.

strutturale la cui presenza ed importanza era stata solamente intuita attraverso l'analisi integrata dei dati superficiali, è delimitato superiormente dall'Orizzonte-C (Figura 3.15b). Al suo interno si possono osservare riflettori piegati che definiscono un'anticlinale, con la cresta in corrispondenza dello scoppio 290, che raggiunge la massima ampiezza tra gli scoppi 390-190 (più di 2.5 km) ad una profondità di circa 0.6 s (TWT). Il fianco nord-occidentale di questa struttura è delimitato da una faglia inversa (scoppio 370) mentre dalla sezione non risulta chiara la presenza di una faglia antitetica sul margine sud-orientale. A nord dell'alto, al di sotto dell'Orizzonte-C (Figura 3.15b), i riflettori sono discontinui e mostrano deformazioni compressive che si manifestano attraverso pieghe a grande lunghezza d'onda e faglie inverse con inclinazione di circa 58° . Queste faglie nella sezione descritta, e nelle altre analizzate, presentano tutte la stessa orientazione, sono parallele al margine del bacino, e sembrano coinvolgere la successione sedimentaria fino all'Orizzonte-C. Ciò suggerisce che si tratti di strutture precedenti attraverso le quali veniva accomodata la distensione e la subsidenza del bacino e che successivamente sono state riprese, almeno in parte, in compressione. In profondità la scarsa penetrazione del segnale sismico in questo settore non consente tuttavia di osservare se lo scollamento delle unità sismiche deformate avvenga sul basamento acustico o su un livello più profondo.

Il depocentro orientale (scoppi 230-101) si sviluppa a SE dell'alto ed al suo interno è possibile osservare riflettori piano-paralleli che individuano una successione di depositi torbiditici, dei quali non è riconoscibile la base, costituiti da livelli con riflettori finemente stratificati alternati a livelli acusticamente trasparenti che presumibilmente riflettono depositi più grossolani. I riflettori terminano contro una faglia che disloca la successione sedimentaria con un piano ad immersione verticale (scoppio 185) ben definito fino a 0.8 s. Si tratta della zona di deformazione principale della FNA, precedentemente osservata sul profilo chirp i09m (segmento 9; Figura 3.8b e Figura 3.11) che si propaga all'interno della successione sedimentaria. La presenza di multiple del fondo mare e di diffrazioni dovute all'alto strutturale rende tuttavia difficile ricostruire l'andamento di questa faglia in profondità.

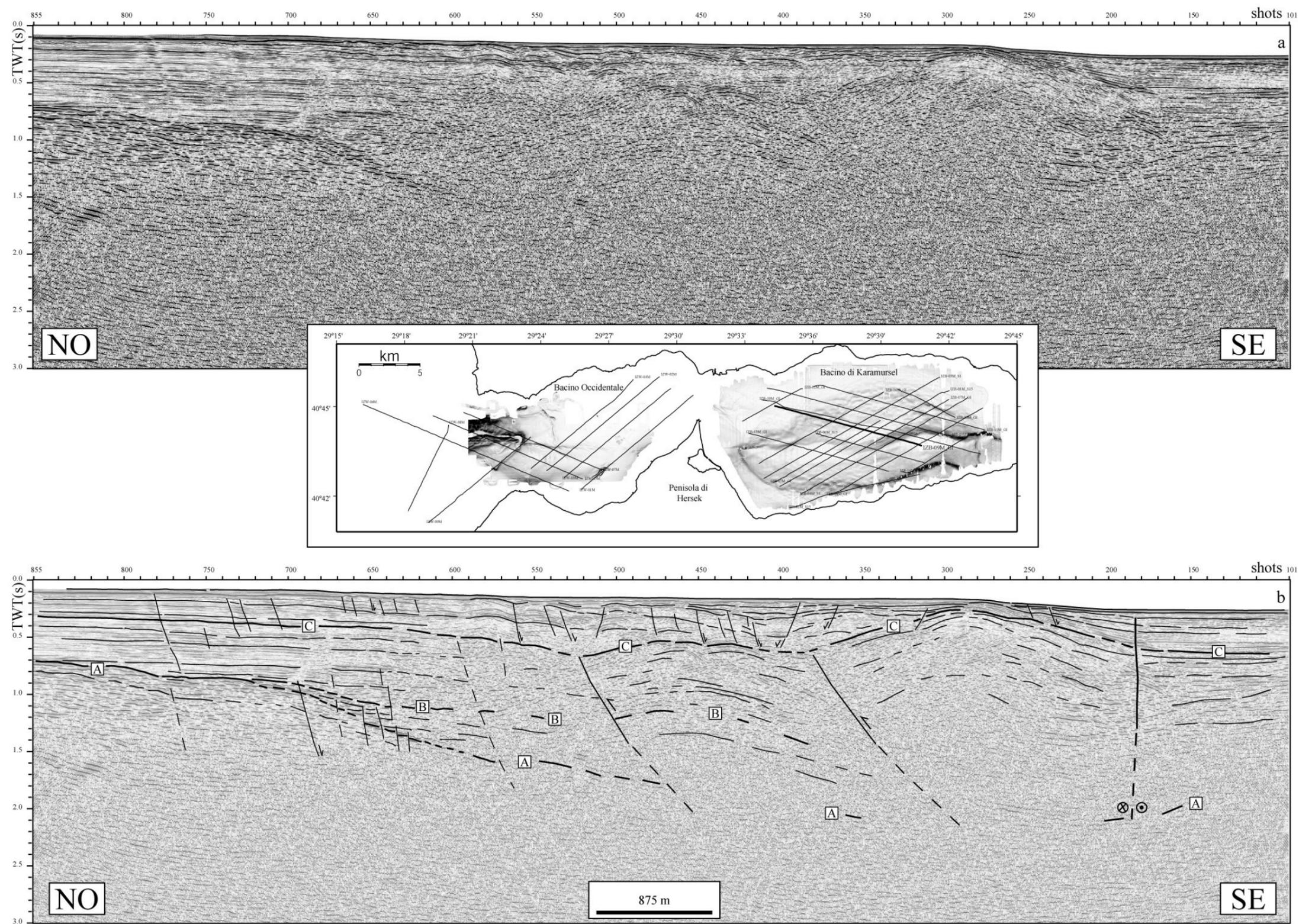


Figura 3.15: profilo sismico a riflessione multicanale IZB-09m acquisito contemporaneamente al profilo chirp i09m; b) “line drawing” interpretativo che mette in evidenza la presenza di diversi stili tettonici che deformano la successione sedimentaria. A, B e C indicano le tre principali “unconformity” individuate e descritte nel testo. V.E. = 1.3.

3.2.2. Il profilo sismico IZB-07m

Il profilo sismico IZB-07m è circa ortogonale al profilo IZB-09m ed attraversa la scarpata nord-orientale fino al centro del bacino, intersecando l'alto strutturale, per una lunghezza complessiva di 10.25 km (Figure 3.14 e 3.16). Il reticolato di linee sismiche disponibili (Figura 3.14) ha permesso, attraverso le correlazioni tra i vari profili, di ricostruire l'andamento delle tre principali "unconformity".

Nel settore settentrionale del profilo (Figura 3.16b), in corrispondenza della zona di scarpata (scoppi 101-350) il basamento delimitato superiormente dall'Orizzonte-A passa da una profondità di 1.1 s a 1.5 s (TWT) ed immerge verso SO con una pendenza di circa 15°. L'Orizzonte-B, ad una profondità di 1.0 s, e l'Orizzonte-C, individuato ad una profondità di circa 0.4 s, mostrano grossomodo la stessa giacitura del basamento. All'interno delle unità sismiche che tali orizzonti delimitano, i riflettori sono estremamente discontinui e dislocati da faglie normali immergenti verso SO con una inclinazione apparente di circa 60° (stimata considerando una velocità media di propagazione di circa 2500 m/s TWT). La scarsa penetrazione del segnale sismico e la forte disomogeneità dei riflettori rende, però, difficile stabilire se tali faglie si propagano o meno attraverso il basamento.

In questa stessa zona, sopra l'Orizzonte-C è visibile una famiglia di faglie, parallele al margine nord-orientale del bacino che delimitano dei blocchi di dimensioni di 500-1000 m all'interno dei quali si riconoscono geometrie tipo anticlinali di "roll-over". Tali faglie si propagano dal fondo-mare attraverso la successione sedimentaria con bassi angoli di inclinazione e terminano su una superficie basale localizzata a circa 0.5 s sotto il fondo-mare. Una stima delle pendenze è stata fatta considerando una velocità media di propagazione di 2200 m/s (TWT) e ha messo in evidenza che i valori diminuiscono da SO verso NE passando da circa 37°, in corrispondenza degli scoppi 340, 300 e 250, a circa 28°, sullo scoppio 185 e 130 (Figura 3.16b).

Procedendo verso il centro della sezione (scoppi 350-540), l'Orizzonte-A si presenta discontinuo e individua la zona dove il basamento è più profondo (> 2.0 s TWT). Tra gli scoppi 350 e 450, corrispondenti alla cresta dell'alto strutturale, l'Orizzonte-C risale fino a circa 0.1 s dal fondo-mare per poi tornare progressivamente a profondità maggiori lungo il fianco sud-orientale della struttura (circa 0.6 s in corrispondenza dello scoppio 600). L'Orizzonte-C ed i riflettori sottostanti, anche se localmente discontinui, delineano una struttura antiforata molto estesa (scoppi 360-600; i.e. ~3.7 km) che separa il settore nord-orientale del bacino da quello sud-occidentale. La copertura sedimentaria sovrastante

l'Orizzonte-C presenta spessori ridotti e mostra terminazioni “on-lap” lungo i margini dell'alto.

Nel depocentro occidentale (scoppio 600-fine sezione), a sud-ovest dell'alto, il basamento immerge verso NE con una pendenza circa di 20°. I sedimenti sovrastanti definiscono un cuneo sedimentario all'interno del quale i riflettori si presentano continui lateralmente ed immergenti verso NE con inclinazioni che diminuiscono dal basso verso l'alto. In questa zona del bacino l'Orizzonte-B è un riflettore a grande ampiezza che delimita il tetto di una unità sismica in cui i riflettori hanno la stessa giacitura del basamento, mentre l'Orizzonte-C immerge verso NE con una inclinazione apparente di circa 8° e costituisce il tetto di un'unità sismica in cui i riflettori più profondi sono in “on-lap” sull'Orizzonte-B. Al di sotto dell'Orizzonte-C la successione sedimentaria è dislocata da faglie normali ad alto angolo (circa 75°) che localmente coinvolgono anche il basamento, mentre i riflettori al di sopra hanno un andamento sub-orizzontale. Come per il depocentro orientale (Figura 3.15) la successione sedimentaria osservabile presenta una alternanza di livelli con riflettori finemente stratificati, associati a sedimenti fini, e livelli acusticamente trasparenti che presumibilmente riflettono depositi più grossolani (Figura 3.16).

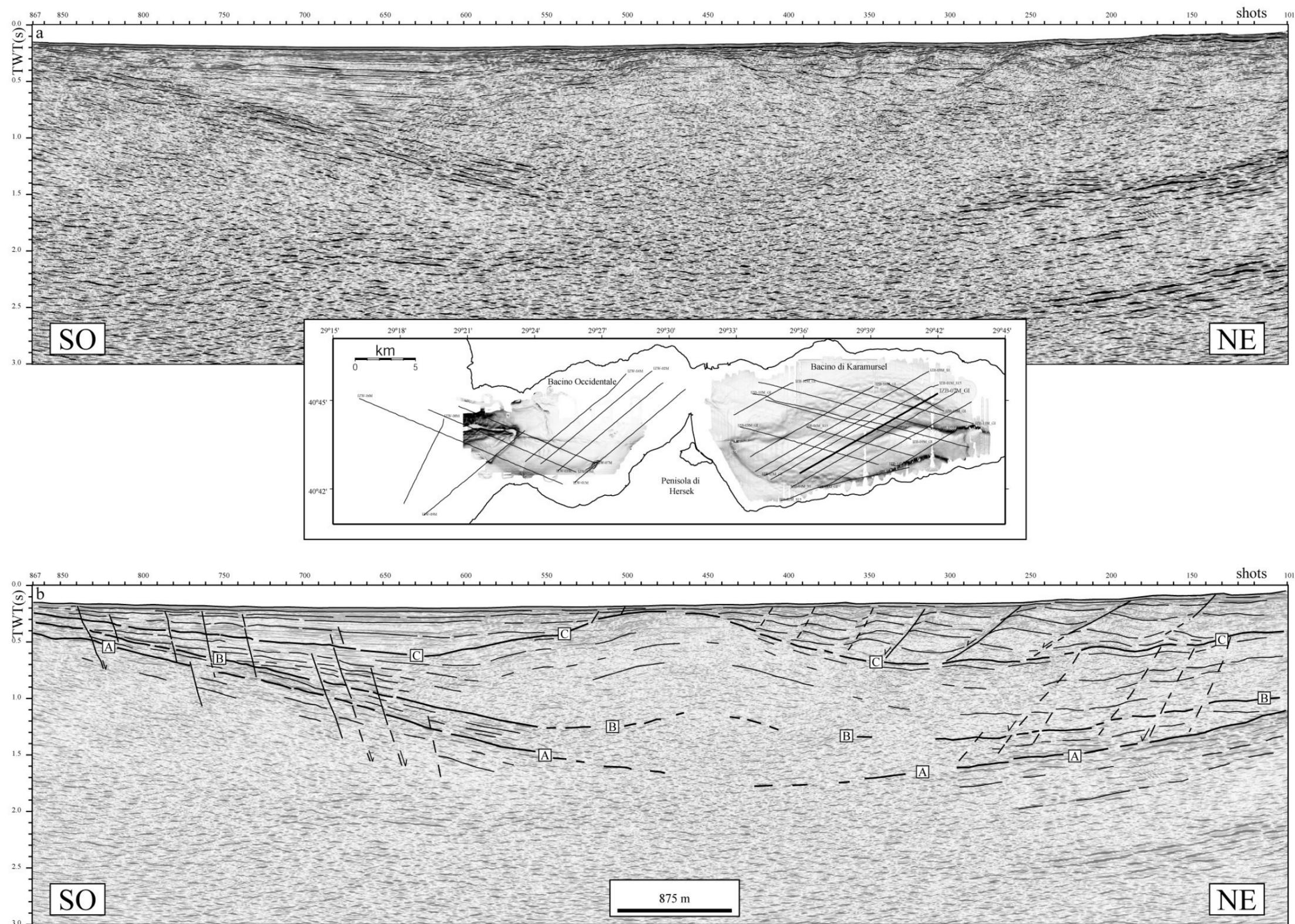


Figura 3.16: a) profilo sismico IZB-07m circa ortogonale al profilo IZB-09m. Il profilo mette in evidenza le strutture tettoniche al di sotto della scarpata nord-orientale e lungo la cresta dell'alto strutturale; b) "line drawing interpretativo. V.E.=1.3

3.2.3. Profilo sismico IZW-04m

Nel Bacino Occidentale la scarsa copertura di linee multicanale non ha permesso una dettagliata ricostruzione delle geometrie di sottosuperficie ad eccezione del basamento.

Il profilo sismico IZW-04m (Figura 3.17) è stato acquisito nel Bacino Occidentale con una orientazione NE-SO, per una lunghezza di 9.0 km, e interseca la zona principale di deformazione della FNA (segmenti 2 e 3 di Figura 3.2b) in corrispondenza degli scoppi 600 e 620. Il ramo principale della FNA si propaga in profondità, almeno fino a 1.0 s TWT, con un andamento sub-verticale, mentre quello secondario mostra un' immersione verso SO, che risulta evidente solo comparando il profilo MCS con le sezioni chirp. Nonostante il fitto reticolato di profili chirp abbia permesso di compilare una mappa della neotettonica molto dettagliata del Bacino Occidentale (Figura 3.2b), le poche linee sismiche multicanale acquisite in questa parte del Golfo di İzmit mettono in evidenza che zona principale di deformazione è molto più estesa. Infatti, tra gli scoppi 570 e 670, i riflettori sotto il fondomare si presentano estremamente discontinui e dislocati da numerose faglie sub-verticali che non presentano una espressione superficiale (Figura 3.17b).

A nord e a sud di questa zona deformata, i riflettori sono caratterizzati da grande ampiezza e continuità laterale (Figura 3.17b). L'Orizzonte-A marca il tetto del basamento che, nella sezione immerge verso SO con una inclinazione di circa 9° e raggiunge una profondità di 1.1 s (TWT) in corrispondenza del ramo principale della FNA. Questo orizzonte è piuttosto discontinuo e dislocato da numerose faglie normali ad alto angolo ($>70^\circ$).

All'interno della copertura sovrastante sono state riconosciute due "unconformity" principali che, sulla base della loro posizione all'interno della successione sedimentaria e dei rapporti stratigrafici con il basamento sono state indicate come Orizzonte-B e Orizzonte-C (Figura 3.17b). In realtà però non possiamo effettuare una precisa correlazione tra questi orizzonti e quelli individuati nell'adiacente bacino perché mancano linee di raccordo e un adeguato controllo stratigrafico.

L'Orizzonte-B rappresenta l' "unconformity" più profonda sopra il basamento con il quale va in coincidenza sismica in prossimità dello scoppio 400 (Figura 3.17b). Questa discontinuità si trova al tetto di un'unità sismica che si ispessisce verso le zone più profonde del bacino (raggiunge uno spessore massimo di circa 0.2 s TWT) e mostra terminazioni "on-lap" sul basamento.

L'Orizzonte-C rappresenta la seconda "unconformity" più evidente. Nelle zone meno profonde del bacino (scoppi 102-360) ha un andamento sub-orizzontale ed i riflettori

sottostanti, piano paralleli, sono localmente in “on-lap” sul basamento. Procedendo verso SO fino alla zona principale di deformazione (scoppio 600), questo orizzonte si approfondisce venendo dislocato da una serie di faglie normali che localmente terminano in corrispondenza del basamento mentre in altre zone coinvolgono tutta la successione sedimentaria sottostante compreso il basamento. Tra il fondo-mare e l’Orizzonte-C invece i riflettori sono sub-orizzontali, piano-paralleli e relativamente indisturbati.

Ciò che la sezione permette di osservare è la diffusa presenza di tettonica distensiva contemporanea alla subsidenza che interessa il bacino fino all’Orizzonte-C con un massimo in corrispondenza della zona principale di deformazione e l’assenza di deformazioni compressive, diversamente da quanto osservato in Karamürsel.

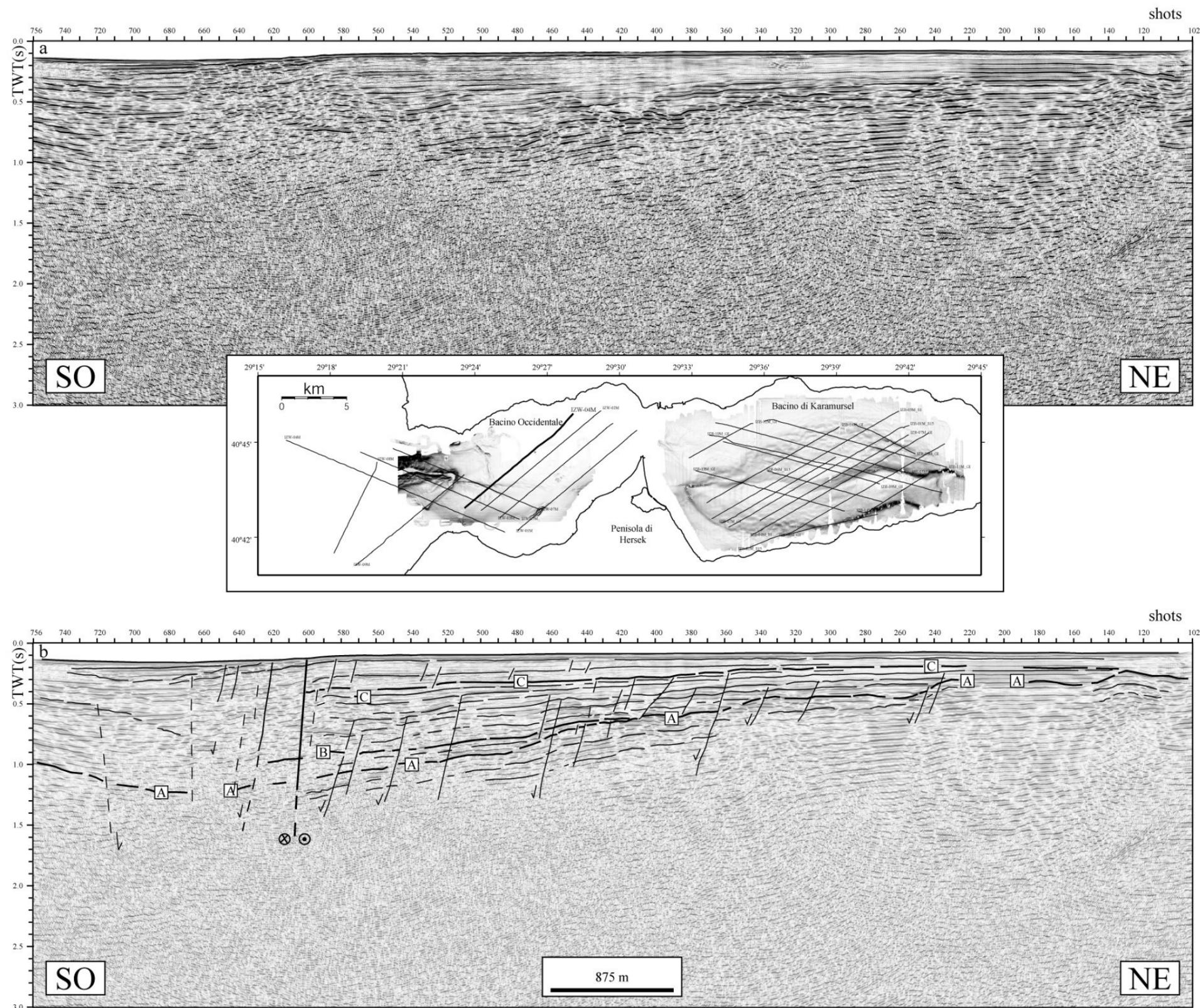


Figura 3.17: a) profilo sismico IZW-04m nel Bacino Occidentale. La zona principale di deformazione in superficie è costituita da un ramo principale ed uno secondario, mentre in profondità si osserva la presenza di un'ampia zona in cui riflettori discontinui sembrano dislocati da un gran numero di faglie sub-verticali; b) "line drawing" interpretativo. V.E.=1.3.

4. DISCUSSIONI: ANALISI INTEGRATA DEI DATI

4.1. Neotettonica del Golfo di İzmit

La mappa morfostrutturale presentata in Figura 4.1 mostra uno dei principali risultati ottenuti attraverso l'analisi dei dati superficiali: il ramo settentrionale della FNA che entra nel Mare di Marmara in corrispondenza del Golfo di İzmit non è costituito da una singola faglia che interseca l'intero golfo ma da diversi rami che presentano stile ed entità della deformazione variabili.

Questi risultati sono stati integrati con i dati stratigrafici ottenuti dallo studio di sedimenti campionati nel Golfo di İzmit attraverso carotaggi (Polonia et al., 2004; Çağatay et al., 2003). La Figura 1.10 mostra la carota IZ20 (MARM2001) che è stata prelevata sulla piattaforma settentrionale del Bacino Occidentale in prossimità di una paleo-linea di riva alla profondità di -85 m (Polonia et al., 2004). Le analisi litologiche e di facies eseguite sulla carota hanno permesso di riconoscere nella successione sedimentaria campionata due principali unità stratigrafiche: una superiore, costituita da depositi prevalentemente fangosi finemente stratificati, che si sono depositi in un ambiente di sedimentazione tipicamente marino ed una inferiore contenente sedimenti fini di ambiente fluvio-lacustre marcati verso l'alto da un livello sabbioso contenente resti di gusci di molluschi di ambiente infra-litorale, ciottoli e frammenti di legno. Le datazioni con il radio-carbonio sul materiale alla transizione lago-mare hanno indicato un'età di 10.200 ± 50 anni. Sulla base di queste informazioni gli stessi autori hanno proposto una ricostruzione paleo-oceanografica secondo la quale, durante l'ultimo periodo glaciale (12-14 ka), quando il livello marino nel Mediterraneo era sceso a -120 m, nel Golfo di İzmit vigevano condizioni lacustri. L'ultimo periodo di stazionamento basso del livello del mare, e la successiva risalita relativa, hanno portato alla formazione di una paleo-linea di riva, una "unconformity" riconosciuta in tutto il Mare di Marmara, sulla quale, durante l'Olocene, si sono depositi sedimenti trasgressivi di ambiente marino (Çağatay et al., 2003; Polonia et al., 2004).

Simultaneamente al campionamento del fondo marino sono stati acquisiti profili chirp (Figura 1.10) che hanno permesso di correlare le unità sismiche alle unità stratigrafiche. Alle unità sismiche individuate sui profili chirp è stato così possibile attribuire un significato stratigrafico: l'unità inferiore (Unità 1) corrisponde ai sedimenti pre-olocenici di ambiente fluvio-lacustre, mentre quella superiore (Unità 2) ai depositi marini trasgressivi dell'Olocene.

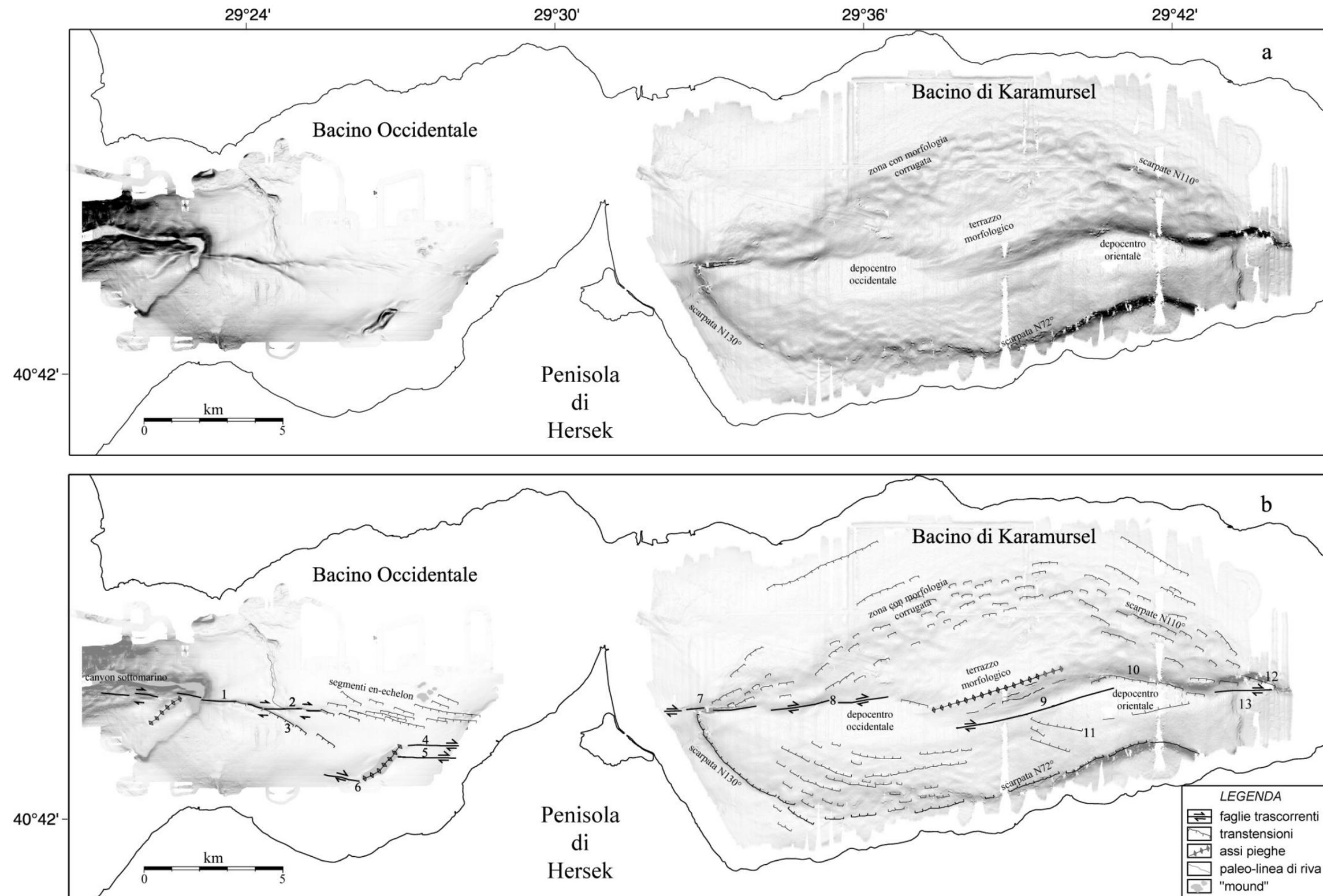


Figura 4.1: a) mappa del gradiente batimetrico dell'intera area studiata; b) mappa morfostrutturale d'insieme.

L' "unconformity" che le separa corrisponde alla transizione lago-mare che nelle zone più superficiali del bacino (sopra gli 85 m di profondità) ha un carattere erosivo mentre passa a continuità nelle zone più profonde. Tale "unconformity" rappresenta un marker riconosciuto in tutto il bacino e datato circa 10.200 ± 50 anni.

Il riconoscimento di queste due unità sismo-stratigrafiche ha così permesso di distinguere le faglie riportate nella mappa di Figura 4.1 in faglie attive anche durante l'Olocene ed affioranti sul fondo-mare, e in faglie pre-oloceniche che, suturate dai depositi dell'unità superiore, non presentano una espressione sul fondo-mare ma sono altrettanto importanti per comprendere l'evoluzione strutturale del bacino. L'analisi quantitativa dei rigetti che è stata condotta nella Sezione 3.1, ha permesso inoltre di stimare i tassi di deformazione olocenici e di verificare la presenza o meno di ripartizione del movimento lungo i diversi rami di faglia.

Nel Bacino Occidentale i segmenti che sono stati evidenziati per mezzo dei dati a maggiore risoluzione mostrano una successione di domini in cui zone di deformazione molto ristrette, caratterizzate dalla presenza di un singolo ramo di faglia ad andamento E-O, si collegano attraverso domini in cui le strutture sono orientate ONO-ESE e mostrano una zona principale di deformazione che progressivamente, da ovest verso est, diventa sempre più diffusa.

All'estremità occidentale del bacino (Figura 4.1), i profili chirp indicano che il canyon sottomarino dislocato da un segmento della FNA è inattivo poiché il fondo è piatto e riempito di sedimenti (Figura 3.3). Nel lavoro di Polonia et al. (2002) una misura della dislocazione del canyon avvenuta a partire da 10 ka ha permesso di ottenere per questo segmento della FNA un tasso di deformazione trascorrente di 10 ± 1.5 mm/a.

Dove la zona principale di deformazione è circoscritta al segmento 1 (Figura 4.1), la FNA presenta le caratteristiche di una faglia puramente trascorrente. Infatti, nonostante le condizioni geodinamiche diverse, la geometria della FNA lungo questo ramo (Figura 4.2) ricorda molto da vicino quella delle zone di frattura oceaniche, come ad esempio la Zona di Frattura Vema nell'Atlantico equatoriale (Bonatti et al., 2003; Bonatti et al., 2005). Anche in questo caso, infatti, si osserva una zona di deformazione estremamente circoscritta, dominata dalla presenza di una singola faglia sub-verticale all'interno della copertura sedimentaria.

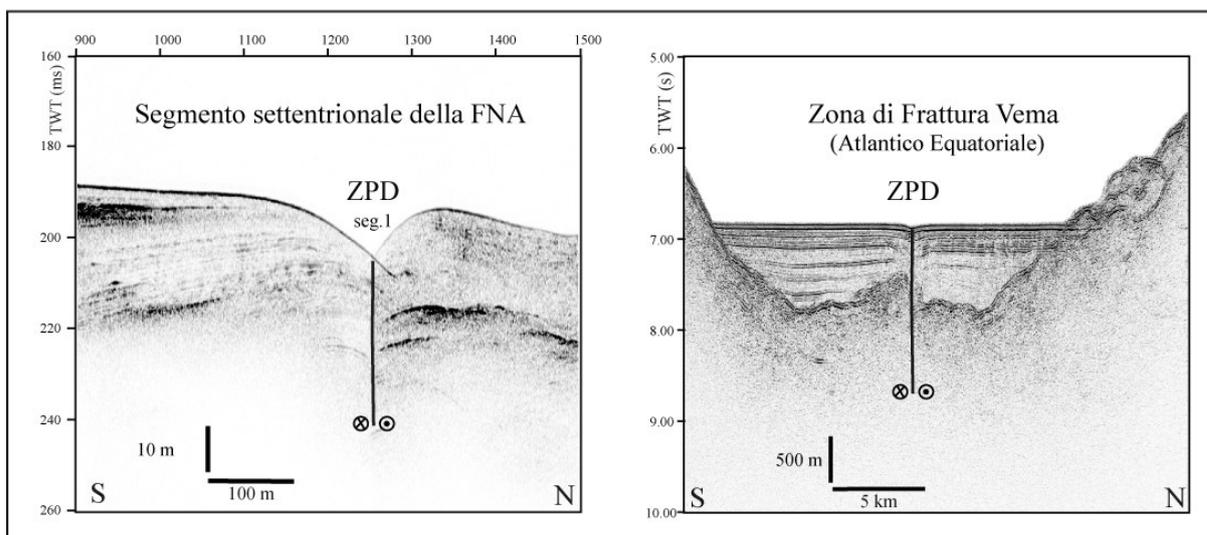


Figura 4.2: confronto tra la zona principale di deformazione (ZPD) di una faglia trascorrente continentale (FNA) e quella di una zona di frattura oceanica (Zona di Frattura Vema) ampiamente studiata in Atlantico Equatoriale (Bonatti et al., 2003; 2005).

La dislocazione delle strutture sedimentarie oloceniche quali canyon e canali sottomarini inattivi (Polonia et al., 2004) hanno fornito una stima del movimento orizzontale lungo il segmento 2 (circa 8 mm/a) ed il segmento 3 (1 mm/a). I rigetti verticali misurati sugli stessi segmenti (Figura 3.5) sono invece dell'ordine di 1 mm/a. Da queste osservazioni si evince una ripartizione del movimento trascorrente tra i due rami della FNA: il segmento 2 rappresenta un ramo principale della FNA sul quale si trasferisce oltre l'80% della dislocazione trascorrente, alla quale si associa una piccola componente verticale (circa 8 volte minore di quella lungo "strike"); il segmento 3 è invece un ramo secondario dal carattere transtensivo lungo il quale la componente orizzontale e la componente "dip-slip" del movimento sono paragonabili.

Nel dominio in cui la zona principale di deformazione è maggiormente diffusa (segmenti "en-echelon" in Figura 4.1) è stato possibile stimare, solo la componente lungo "dip" della dislocazione (Figura 3.6 e 3.7) ed osservare che la componente estensionale del movimento risulta circa il doppio di quella stimata nei domini più ad ovest (2.5 mm/a contro 1 mm/a). Dalle osservazioni integrate relative alla geometria delle faglie e all'entità delle dislocazioni risulta dunque che i segmenti orientati E-O hanno un carattere prevalentemente trascorrente, mentre quelli orientati NE-SO che rappresentano strutture tipo "R-Shear" (Sylvester, 1988) accomodano una prevalente componente estensionale.

A ovest di Hersek, la mappa di Figura 4.1 mette anche in evidenza la presenza di un "over-step" sinistro tra due faglie trascorrenti (segmento 4 e 6) che bordano un alto dalla

forma sigmoidale, espressione di un locale regime tettonico transpressivo. Dalla descrizione del profilo sismico iw01m (Figura 3.7) è emerso che le due faglie trascorrenti sono suturate dai sedimenti olocenici dell'Unità 2 i quali, a loro volta, sono relativamente indisturbati ed in "on-lap" sui fianchi della struttura stessa. Tali osservazioni suggeriscono che la transpressione non sia più attiva almeno dall'Olocene e che un locale regime tettonico trascorrente, indicato dalla presenza del segmento 5, sia rappresentativo dell'attuale regime tettonico e della probabile prosecuzione, a ovest di Hersek, della rottura del 1999.

Nel Bacino di Karamürsel la geometria e la posizione delle faglie (Figura 4.1) presentano una corrispondenza molto forte con le strutture morfologiche. A partire dalle linee di costa, i lineamenti tettonici, marcati da scarpate e da zone dalla morfologia corrugata, si dispongono lungo due orientazioni prevalenti, ENE-OSO e ONO-ESE, delimitando i contorni di un bacino dalla forma romboidale. L'analisi dei profili chirp ha infatti messo in evidenza sulle zone di piattaforma, al di sotto dei sedimenti trasgressivi olocenici che i depositi pre-olocenici presentano al loro interno geometrie molto più complesse indicando un forte controllo sulla sedimentazione sia da parte della tettonica che da parte delle variazioni relative del livello marino. Le faglie coinvolgono localmente i sedimenti più recenti nel settore meridionale (Figura 3.10c) mentre sulla piattaforma settentrionale sono suturate dai sedimenti dell'Unità 2 (Figura 3.10e) indicando assenza di attività tettonica a partire dall'Olocene.

Dalle zone di piattaforma l'attività tettonica migra verso il depocentro attraverso le zone di scarpata. Gli stili deformati riscontrati in queste zone attraverso l'analisi dei dati superficiali mostrano delle differenze tra il settore meridionale e quello settentrionale del bacino. A scarpate rettilinee e molto lunghe che marciano un netto approfondimento del bacino verso nord (scarpate N130° e N72° di Figura 4.1), si contrappongono zone in cui la deformazione estremamente diffusa è dovuta a faglie di limitata estensione superficiale. In particolare la zona dalla morfologia corrugata che si osserva sulla scarpata nord-occidentale (Figura 4.1) e che è stata analizzata attraverso dati a diversa scala (Figura 3.11 e 3.15) sembra essere associata a fenomeni di collasso gravitativo lungo piani di faglia che coinvolgono la successione sedimentaria solo a livello "pellicolare" cioè dall'unità inferiore pre-olocenica (Figura 3.11, scoppi 6000-8000) fino a circa 0.2 s TWT dal fondo-mare (Figura 3.15, scoppi 670-620). La scarpata nord-orientale è invece coinvolta dall'attività tettonica recente che si manifesta con scarpate ONO-ESE (Figura 4.1). L'analisi integrata dei profili sismici a singolo e multi canale ha messo in evidenza che alla base di queste strutture corrono delle faglie estensionali (Figura 3.12, scoppi 12000-13000) che ribassano e ruotano blocchi di dimensioni

di 500-1000 m e che convergono su una superficie basale localizzata ad una profondità di circa 0.7 s TWT (Figura 3.16, scoppi 135-310).

La zona principale di deformazione risulta localizzata nella parte centrale del bacino ed è costituita alle estremità da segmenti orientati E-O (segmenti 7 e 13) e successivamente da una successione di domini caratterizzati da singoli rami di faglia ENE-OSO (segmenti 8 e 9) collegati tra loro da domini in cui faglie ad opposta immersione orientate ONO-ESE. L'integrazione dei dati batimetrici e sismici ad alta risoluzione indica che la deformazione lungo i segmenti orientati E-O è legata ad un singolo piano di faglia (Figure 3.9 e 3.13) che presenta le caratteristiche delle faglie trascorrenti precedentemente discusse, mentre i rami ENE-OSO, analizzati attraverso dati a diverse scale (Figura 3.10, 3.11 e 3.15) formano degli "over-step" destri in corrispondenza dei quali si aprono i due depocentri principali con un meccanismo di "pull-apart" (Figura 4.1). Dunque i segmenti ENE-OSO sono prevalentemente trascorrenti mentre i segmenti ONO-ESE sono principalmente transtensivi.

4.2. Struttura profonda del Golfo di İzmit

L'interpretazione dei profili sismici multicanale ha messo in evidenza la variabilità delle deformazioni sia nello spazio che nel tempo. Le correlazioni tra le varie sezioni hanno permesso di compilare delle mappe rappresentative dell'andamento dell'Orizzonte-A, associato alle fasi iniziali di apertura del bacino, e dell'Orizzonte-C, per vedere come l'evento compressivo ne abbia modificato l'assetto. La mancanza di un controllo stratigrafico tuttavia ha reso impossibile attribuire a tali orizzonti un preciso significato temporale.

4.2.1. Forma del bacino: mappa del Basamento (Orizzonte-A)

Le mappe presentate in questa e nella successiva sezione sono state ottenute sulla base dell'interpretazione dell'intero dataset sismico multicanale. I profili sismici sono stati georeferenziati con il software SEISPRO (Sezione 2.2.1) e successivamente sono stati digitalizzati i rispettivi orizzonti ottenendo, così, dei *files.xyz* contenenti latitudine, longitudine e profondità (espressa in millisecondi, TWT). Un algoritmo di GMT ("nearest neighbor") è stato utilizzato per ottenere le griglie finali.

Tutte le sezioni analizzate mostrano che il basamento è caratterizzato da subsidenza sin-tettonica (Figure 3.15, 3.16 e 3.17) infatti risulta dislocato da faglie parallele ai bordi del bacino che immergono verso le zone più profonde. La mappa del basamento (Figura 4.3)

mostra la morfologia dell'Orizzonte-A al di sotto del fondo-mare fornendoci una immagine di come si presenta il bacino privo della copertura sedimentaria sovrastante. Diversamente da quanto si osserva dalla attuale morfologia, il basamento in Karamürsel mostra un bacino allungato con margini delimitati da “scarpate” sub-rettilinee e parallele alle linee di costa. Un unico depocentro, profondo fino a oltre 1.8 s (TWT), si sviluppa in direzione circa E-O in posizione baricentrica rispetto ai margini. Tale geometria è in accordo con la presenza di un “over-step” destro tra due rami della FNA come osservato da diversi autori sulla base della geometria delle faglie rilevate a terra (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Bargu e Yüksel, 1993; Akgün e Ergün, 1995; Koral e Öncel, 1995) e come viene evidenziato sperimentalmente attraverso modelli analogici (Dooley and McClay, 1997). Queste osservazioni sembrano dunque confermare che il bacino si è “aperto” con un meccanismo di “pull-apart” che ha prodotto una elevata subsidenza in un'area piuttosto ristretta.

Nel Bacino Occidentale la scarsa copertura di dati MCS non ci permette di definire con chiarezza la forma del substrato, tuttavia si può osservare che il basamento immerge verso SO raggiungendo profondità di 1.4 s (TWT). Diversamente dal bacino adiacente, il depocentro non si trova in posizione centrale rispetto agli attuali contorni definiti dalle linee di costa, ma è ubicato in prossimità della Penisola di Hersek al di sotto della quale la mancanza di dati ci impedisce di ricostruirne l'andamento.

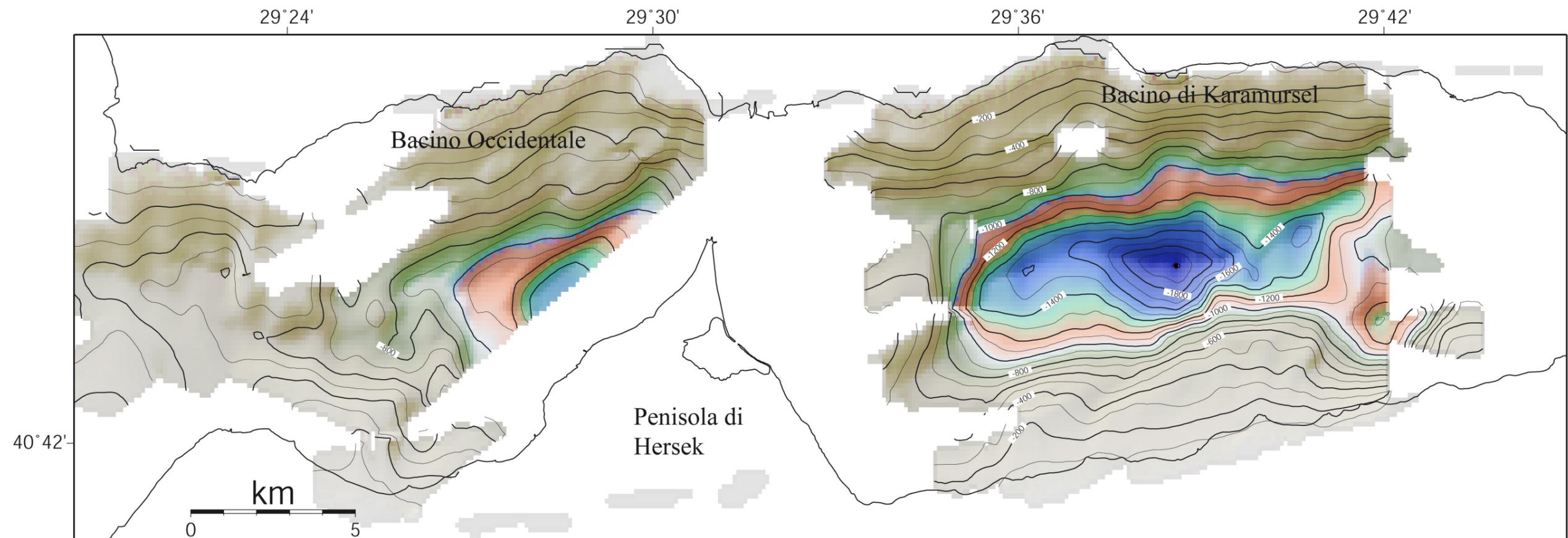


Figura 4.3: Mappa del basamento (Orizzonte-A) al di sotto del Golfo di İzmit. Le linee di contour ogni 100 ms indicano la profondità (TWT) del basamento al di sotto del fondo-mare.

4.2.2. Forma del bacino al termine dell'evento compressivo: mappa dell'Orizzonte-C

La mappa dell'Orizzonte-C (Figura 4.4) mostra la morfologia del Bacino di Karamürsel al termine dell'evento compressivo. Dall'analisi integrata di questa e dei profili sismici (Figura 3.15 e 3.16) è emerso che tale evento ha avuto la massima espressione nel settore centrale del bacino dove si è formato un alto strutturale allungato in direzione NE-SO (Figura 4.4a) che ha modificato l'assetto precedente del bacino suddividendolo in tre depocentri. L'origine questa inversione dello stile deformativo è ancora incerta, essa potrebbe attribuita ad una variazione locale o regionale del campo di stress. Nella Figura 4.4b la mappa della neotettonica è stata sovrimposta a quella dell'Orizzonte-C e mette in evidenza una chiara corrispondenza tra la morfologia del bacino al termine della compressione e l'assetto strutturale attuale. La zona principale di deformazione attuale segue l'andamento della morfologia dell'Orizzonte-C. L'alto compressivo che separa i due depocentri attuali sembra aver giocato un ruolo importante nella segmentazione della faglia. La zona principale di deformazione infatti si organizza in rami disposti "en-echelon" a formare degli "over-step" destri in corrispondenza dei quali si aprono i due depocentri attuali. Nel depocentro a nord dell'alto l'attività tettonica è prevalentemente di tipo estensionale. Nel profilo sismico IZB-07m (Figura 3.16) infatti sono state osservate faglie normali ad alto angolo che accomodano la subsidenza del bacino durante l'evento compressivo (faglie comprese tra gli scoppi 120-201 al di sotto dell'Orizzonte-C) e sovrastanti faglie estensionali a basso angolo che sembrano scollare sull'Orizzonte-C e che accomodano l'attuale estensione in quel settore del bacino.

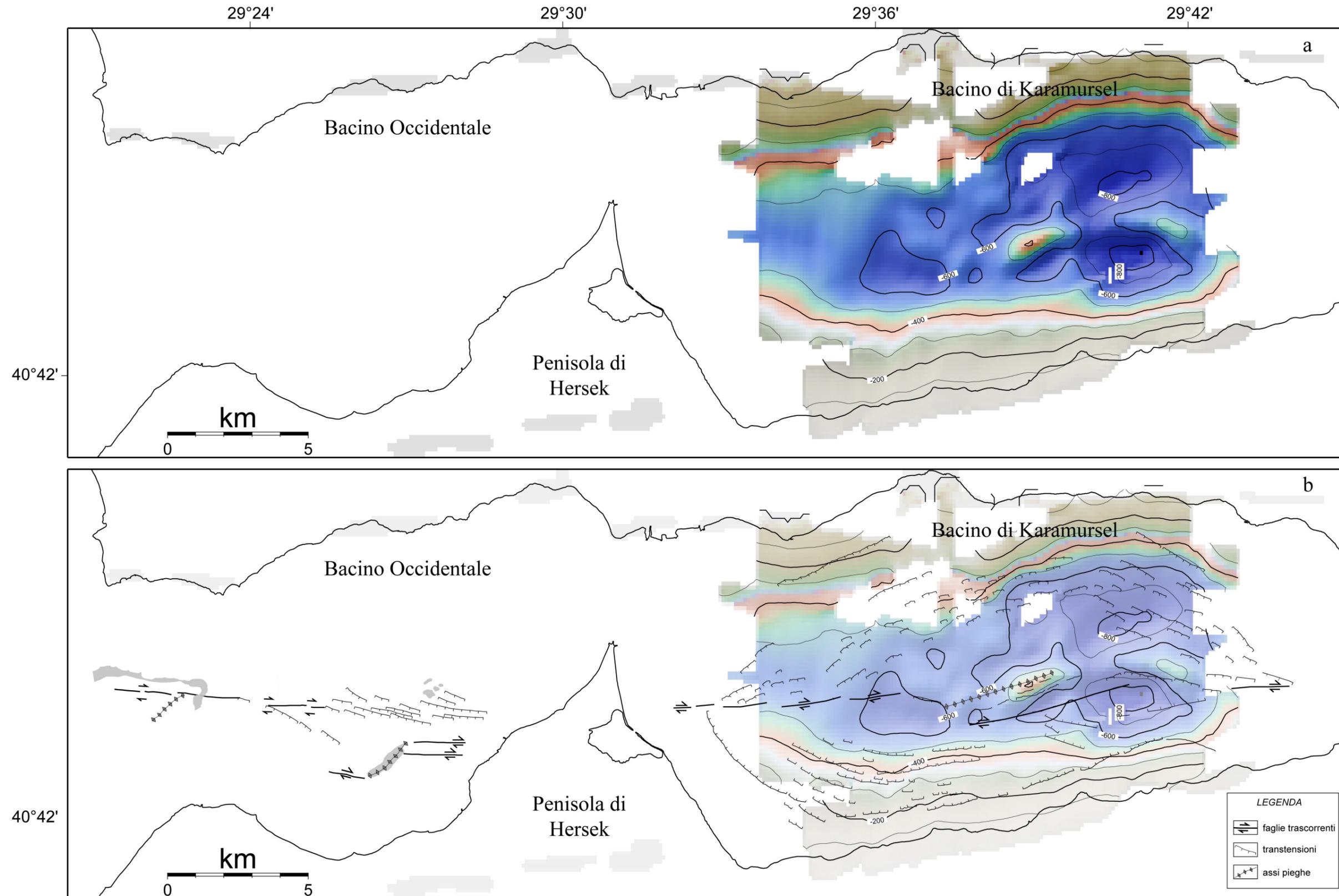


Figura 4.4: a) Mappa dell'Orizzonte-C che mostra la morfologia del Bacino di Karamürsel al termine dell'evento compressivo. Le linee di contour ogni 100 ms indicano la profondità (TWT) dell'Orizzonte-C al di sotto del fondomare; b) mappa della neotettonica sovrapposta a quella dell'Orizzonte-C.

4.3. Evoluzione tettonica del Golfo di Izmit

L'analisi integrata di tutti i dati utilizzati ed il confronto con i modelli analogici (McClay & Dooley, 1995; Dooley & McClay 1997; Rahe et al., 1998) dimostrano che il Bacino di Karamürsel rappresenta un classico esempio di bacino di “pull-apart”:

- i lineamenti morfostrutturali che, osservati a diverse scale, definiscono la geometria principale del bacino dalle linee di costa fino al depocentro, sono disposti secondo due direzioni preferenziali, ENE-OSO e ONO-ESE;
- lungo queste direzioni è avvenuta la progressiva espansione e subsidenza del bacino;
- durante la sua l'evoluzione l'attività tettonica ha subito una generale migrazione dall'esterno, ove sono state osservate numerose faglie inattive, verso il centro, dove si è sviluppata la zona principale di deformazione.

I dati hanno evidenziato però che la zona principale di deformazione attuale è ubicata lungo i bordi dei due depocentri che non risultano attraversati al loro interno da rami di faglia trascorrenti. Quest'ultima osservazione si discosta da quanto previsto dai modelli analogici precedentemente citati dai quali risulta che lo stadio “maturo” dell'evoluzione di un bacino di “pull-apart” è segnato dalla formazione di una singola faglia trascorrente che attraversa il depocentro collegando le estremità dell' “over-step”. Nei modelli analogici tale faglia risulta generata dalla propagazione e successiva coalescenza di segmenti secondari appropriatamente orientati che si sono formati durante le prime fasi evolutive del bacino (Figura 4.5).

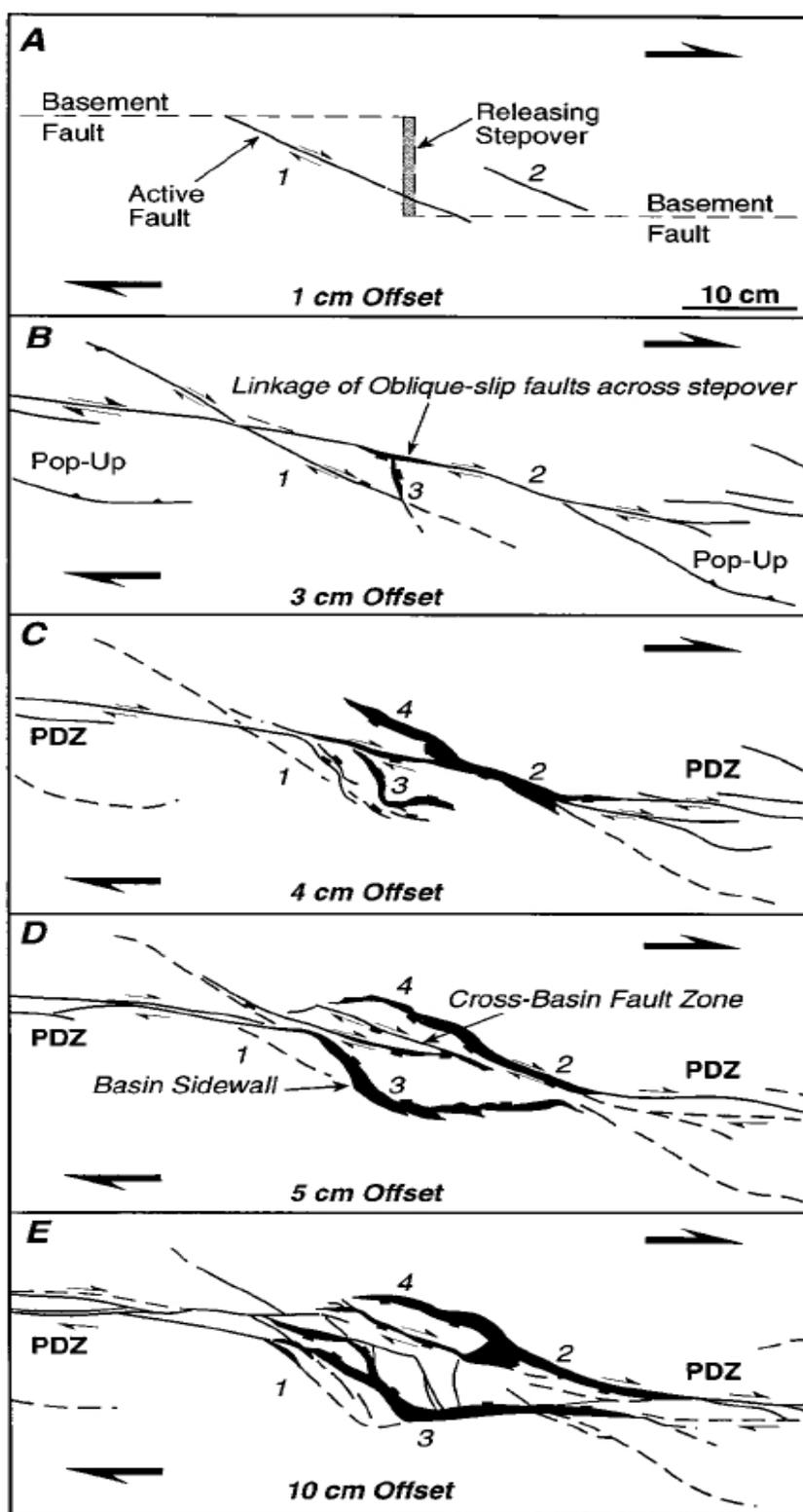


Figura 4.5: schema evolutivo dell'evoluzione di un bacino di "pull-apart" da modelli analogici. A) fase iniziale con lo sviluppo di faglie trascorrenti destre. B) aumento della deformazione trascorrente e formazione di strutture tipo "R-shear". C) le faglie oblique iniziano ad accumulare una componente estensionale significativa del movimento e formano i margini di un incipiente bacino romboidale. D) la forma romboidale del bacino è ben definita, le due PDZ sono collegate lungo i bordi del bacino da faglie oblique, immergenti verso il centro e caratterizzate da considerevoli movimenti verticali. Una faglia obliqua attraversa il bacino e collega le due PDZ precedenti. E) il bacino di pull-apart è completamente sviluppato. Le faglie sui margini sono prevalentemente estensionali mentre la PDZ è caratterizzata da faglie destre anastomizzate (da Dooley and McClay, 1997).

L'assenza di una “*cross-basin fault*” all'interno del Bacino di Karamürsel può essere spiegata in diversi modi:

- il bacino non ha ancora raggiunto il suo “stadio maturo”;
- la deformazione compressiva osservata al centro del bacino, che può essere stata causata da una anomalia locale nel campo di deformazione o da un cambiamento nel moto relativo tra le placche lungo il sistema FNA, ha contribuito a modificare dell'assetto del bacino e probabilmente alla segmentazione della faglia rappresentando un ostacolo alla propagazione di una singola faglia all'interno del bacino.

L'evoluzione tettonica del Bacino Occidentale rimane un argomento sul quale si continuerà a lavorare. La zona principale di deformazione attuale si è sviluppata prevalentemente in senso longitudinale, la disposizione delle strutture secondarie inoltre risulta compatibile con l'orientazione di strutture tipo “R-shear” in un regime tettonico trascorrente destro. L'analisi delle sezioni profonde (Figura 3.17) ha evidenziato un basamento antecedente la formazione della zona principale di deformazione che immerge verso SO e che presenta il depocentro ad ovest di Hersek. Questo dato pone un interrogativo importante circa l'estensione di questo bacino in relazione alla presenza di questa penisola. Quest'ultima struttura, da recenti analisi (Omer Emre, comunicazione personale) non risulta essere un delta fluviale come la sua morfologia e la presenza di un piccolo fiume potrebbe suggerire, ma l'apice di una struttura compressiva che potrebbe avere una genesi simile a quella dell'alto strutturale osservato al centro del Bacino di Karamürsel. In questo caso, il depocentro “embrionale” del Bacino Occidentale potrebbe trovarsi proprio al di sotto di Hersek e mostrare le stesse deformazioni che caratterizzano il bacino adiacente. Attualmente però mancano dati per confermare o smentire tale ipotesi.

4.4. Spessore dei sedimenti ed età del bacino

Dai profili sismici profondi (Figura 3.15, 3.16, 3.17) e dalla mappa del basamento (Figura 4.3) si è evidenziato che la copertura sedimentaria al di sopra del basamento raggiunge lo massimo spessore (1.8 s TWT) in corrispondenza del bacino di Karamürsel. Se trascuriamo gli effetti della compattazione sulla colonna sedimentaria e assumiamo una velocità media di propagazione dell'impulso di 2200 m/s otteniamo uno spessore medio di circa 1980 m. Utilizzando come riferimento un tasso di sedimentazione medio di 1-1.5 mm/a

(la media stimata per l'Olocene, i.e. Polonia et al., 2004) possiamo ricavare un ordine di grandezza per l'età di apertura del bacino: circa 1.3-1.9 Ma. Questa stima approssimativa è un dato nuovo e molto importante perché l'età del Golfo di İzmit e della FNA nel Mare di Marmara sono ancora problemi dibattuti e controversi (Armijo et al., 1999; 2002; Yaltirak et al., 2000; Le Pichon et al., 2003; Demirbag et al., 2003; Ranging et al., 2004; Sengör et al., 2005; Muller & Aydin, 2005; Cormier et al., in press).

4.5. Tassi di deformazione olocenici: confronto con i dati GPS

Nelle zone del Golfo di İzmit dove i rilievi multibeam e chirp sono stati condotti con maggiore dettaglio (reticolati in rosso indicati in figura 3.14) è stato possibile stimare, con una buona approssimazione, i tassi di deformazione trascorrente analizzando la dislocazione delle strutture oloceniche (Polonia et al., 2002; 2004) e i rigetti lungo i piani di faglia. I tassi stimati risultano circa la metà di quelli ottenuti attraverso le misure GPS (10 ± 1.5 mm/a contro 16-19 mm/a; i.e. Straub and Kahle, 1995; Straub et al., 1997; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000, 2003). Questa discrepanza può essere spiegata in due modi:

- le misure geodetiche possono riflettere un aumento della velocità relativa tra le due placche, ma l'intervallo di tempo considerato (10 anni) non è rappresentativo del comportamento a lungo termine della FNA;
- la dislocazione si distribuisce su diversi piani di faglia.

Questa ultima considerazione sembra essere quella che maggiormente si addice ai risultati ottenuti in questo lavoro. Infatti i tassi di deformazione olocenici mostrano una ripartizione del movimento tra piani di faglia puramente trascorrenti e piani di faglia transtensivi. Inoltre l'analisi dei profili MCS nel Bacino Occidentale, ha messo in evidenza la presenza di una zona ampiamente deformata che pur non avendo riscontro nella parte più superficiale della successione immaginata dalle linee chirp, si estende per circa 1200 m (i.e. Figura 3.17) sotto il fondo-mare, in domini dove la zona principale di deformazione si presenta piuttosto circoscritta (segmento 2 e 3 di Figura 4.3).

4.6. Assetto strutturale e valutazione del rischio sismico

La segmentazione osservata nei due bacini ha delle importanti conseguenze sulla pericolosità sismica associata al sistema della FNA in questa popolosa regione.

Quando sentiamo parlare di un terremoto, per descrivere la sua entità viene utilizzato il termine “magnitudo”. Questa rappresenta una misura su scala logaritmica dell’intensità dell’evento sismico. Esistono diverse scale di magnitudo ma quella più utilizzata è la “magnitudo del momento sismico” M_W . I terremoti di İzmit e Düzce del 1999, ad esempio, sono stati classificati come estremamente violenti poiché caratterizzati da una magnitudo $M_W = 7.4$ e $M_W = 7.2$ rispettivamente. Nell’espressione di questo tipo di magnitudo compare un parametro chiamato “momento sismico” M_0

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad \text{dove} \quad M_0 = \mu AD$$

che è un’unità di misura che tiene di tre fattori oggettivi (Figura 4.6): l’area della superficie di frattura ($A=LW$), la dislocazione media lungo i piani di faglia (D) e la rigidità del mezzo (μ) che assume valori di 32 GPa nella crosta, e 75 GPa nel mantello.

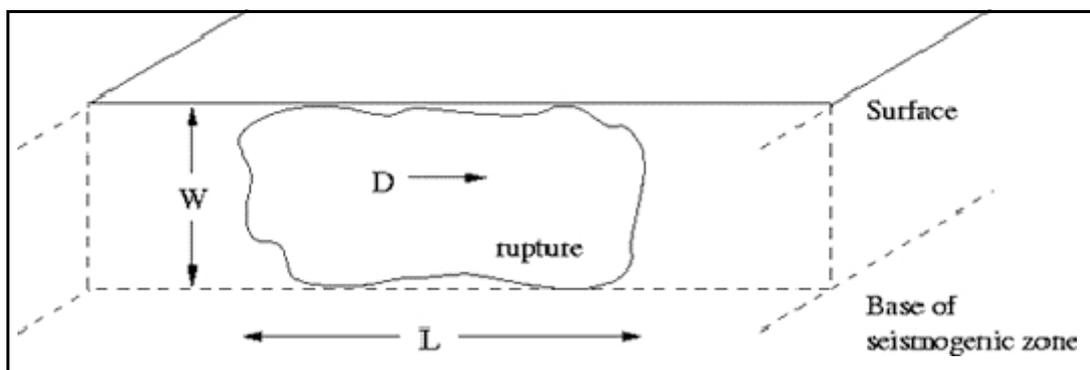


Figura 4.6: rappresentazione schematica di un piano di faglia e delle grandezze utilizzate nel calcolo del momento sismico M_0

Dunque una dettagliata conoscenza dei parametri delle faglie sismogenetiche è estremamente importante per stimare l’entità di un terremoto.

Recenti lavori pubblicati sulla geometria e natura delle faglie in Marmara (Le Pichon et al., 2001; 2003; Imren et al., 2001) suggeriscono la presenza di un singolo ramo attualmente in attività della lunghezza di circa 150 km, lungo il quale non si sono verificati eventi sismici significativi durante gli ultimi trecento anni. Questa situazione presuppone un rischio sismico molto elevato per la città di Istanbul e per i suoi dintorni, in quanto la stima del “carico tettonico” accumulato su singolo ramo di faglia farebbe supporre che il prossimo terremoto

potrebbe avere una magnitudo $M_w > 7$ e potrebbe verificarsi nei prossimi 10-30 anni (Hubert-Ferrari et al., 2000; King et al., 2001) .

Le nostre osservazioni non supportano questa ipotesi, ma suggeriscono che la FNA al di sotto del Mare di Marmara ed in particolare nel Golfo di İzmit è segmentata a varie scale, e che questa situazione non sia cambiata significativamente dalle prime fasi di formazione della struttura. In uno scenario in cui la FNA si presenta segmentata sia il “carico tettonico” che il tasso di deformazione medio si distribuiscono su diversi rami di faglia facendone diminuire il potenziale sismogenetico.

CONCLUSIONI

- La mappa morfostrutturale del Bacino Occidentale mostra che la zona principale di deformazione della FNA è variabile nello spazio: ad un ramo principale E-O sul quale si distribuisce la maggior parte del movimento trascorrente sono associate strutture orientate NO-SE che accomodano una prevalente componente transtensiva e strutture orientate NE-SO che registrano regimi tettonici transpressivi locali e transienti. Queste strutture, infatti, risultano inattive e dislocate dalle più recenti faglie trascorrenti.
- I tassi di deformazione olocenici stimati attraverso la dislocazione orizzontale di strutture sedimentarie e attraverso i rigetti sui piani di faglia indicano una ripartizione del movimento tra i diversi segmenti. Lungo i segmenti trascorrenti i tassi di deformazione orizzontale risultano circa otto volte maggiori rispetto a quelli verticali, mentre sui segmenti transtensivi assumono valori simili.
- I dati profondi nello stesso bacino hanno messo in evidenza al di sotto di fondo-mare dall'andamento mediamente pianeggiante una zona di deformazione molto più ampia di quanto non si osservi in superficie ed un depocentro in posizione eccentrica rispetto alle linee di costa, ubicato ad ovest della Penisola di Hersek. La copertura di linee MCS tuttavia non è sufficiente per permettere di definire un modello evolutivo.
- L'integrazione di dati a diverse scale (multibeam, chirp e sismica multicanale) indica che il Bacino di Karamürsel rappresenta un classico esempio di bacino di "pull-apart" che si è aperto lungo un "over-step" destro tra due rami della FNA. Questo assetto strutturale è chiaramente registrato dalla morfologia e dai lineamenti strutturali che si dispongono lungo due direzioni preferenziali: ENE-OSO e ONO-ESE.
- La zona principale di deformazione attuale corre lungo il margine settentrionale del depocentro ed è costituita da tre principali famiglie di faglie: strutture ad orientazione E-O caratterizzate da una deformazione prevalentemente trascorrente, strutture ad orientazione NE-SO trascorrenti che congiuntamente a strutture NO-SE accomodano la componente transtensiva legata all'apertura dei due depocentri attuali.

- I dati profondi hanno mostrato una evoluzione più complessa: dopo una iniziale fase di espansione e subsidenza avvenuta attraverso un meccanismo di “pull-apart”, il Bacino di Karamürsel viene interessato da un episodio di compressione che interessa quasi l’intera copertura e che modifica l’assetto del bacino favorendo una ulteriore segmentazione della FNA e la suddivisione del depocentro precedente in due depocentri minori . E’ possibile che lo stesso episodio sia registrato anche nel bacino Occidentale, in corrispondenza della Penisola di Hersek, ma la copertura dei dati non consente di verificarlo. Possiamo ipotizzare che si tratti della risposta ad un cambiamento del moto relativo tra le placche che ha causato una leggera convergenza accomodata da pieghe e faglie normali riprese in compressione. Benché il regime tettonico prevalente sia di tipo trascorrente, le deformazioni più recenti osservate hanno comunque carattere transtensivo nell’intero bacino.
- La stima dello spessore sedimentario al di sopra del basamento del Golfo di İzmit ha permesso di definire in prima approssimazione un ordine di grandezza del milione di anni di età del bacino. Tale informazione è molto importante poiché l’inizio della propagazione della FNA in İzmit e quindi nel Mare di Marmara è un argomento ancora dibattuto.
- Le osservazioni circa la segmentazione della FNA in İzmit hanno importanti implicazioni circa la stima della pericolosità sismica in una regione densamente popolata come Istanbul. Un tale assetto strutturale, infatti, implica una ripartizione su ciascun ramo di faglia del tasso di deformazione trascorrente e del “carico tettonico” prospettando una situazione di pericolosità sismica meno allarmate di quella prevista nel caso di una singola faglia trascorrente.

RINGRAZIAMENTI

Tre anni di dottorato di ricerca sono sufficienti a farti conoscere ed apprezzare le persone con le quali lavori.

Voglio ringraziare con grandissimo affetto Luca Gasperini ed Alina Polonia che con la loro disponibilità e pazienza hanno saputo indirizzarmi allo svolgimento di quello che spero sia un buon lavoro. Le discussioni, gli scambi di idee ed i suggerimenti che mi hanno dato sono stati per me di grandissimo aiuto.

Ringrazio ancora una volta il Prof. Enrico Bonatti che mi ha dato anche la possibilità di continuare a lavorare sulle zone di frattura oceanica, il mio primo amore nell'ambito della geologia marina.

Grazie ai "Referee" Prof. Luigi Torelli e Dr. Marco Ligi che pazientemente hanno letto la mia tesi e mi hanno dato utili suggerimenti per migliorarla.

Ma questo lavoro non poteva essere compiuto senza i "potenti mezzi" della scienza e della tecnica per tale motivo (e anche per altri) sarò sempre grata a mio Linux System Manager, G.B. e al piccolo Stefano (Ernan) Carluccio.

E che dire di tutti gli altri dottorandi/assegnisti ISMAR che come me hanno, e stanno passando, momenti difficili? Grazie a tutti voi (senza che vi elenco uno per uno altrimenti non finisco più!) per le discussioni SERIE e NON-SERIE.

Grazie ai miei "agganci" romani, il Prof. Carlo Doglioni, Eugenio Carminati e Giancarlo Barbino (J.C. Barabba), i miei angeli custodi e al Prof. Sergio Lucchesi, che come Coordinatore del Dottorato ha svolto un lavoro eccezionale.

Tanti sono stati i momenti di allegria e di totale "stress" che i miei coinquilini hanno vissuto insieme a me: Filomena, che ormai si è trasferita a Trieste e della quale sento la mancanza anche se è sempre presente (infatti ci ha lasciato in giro un sacco di cose); Ciccio Riccio Claudio che con la sua "romanità" ha alleviato il peso della lontananza da casa, per non parlare del fatto che fa un'ottima pasta A.O.&P.; l'ultimo arrivato Luca che solo a vederlo fumare, seduto in balcone, mi trasmette tanta tranquillità.

Un grazie specialissimo al mio caro amico Leonardo che purtroppo ha dovuto abbandonare la sua casa e la sua famiglia per andare a lavorare in America, a Marzietta che

mi ha sfamato diverse volte e agli amici di Roma che nonostante la lontananza mi sono sempre vicinissimi!

Ed infine, grazie a mamma, papà e a mia sorella Federica, con tutte le sue appendici (Mauro ed il piccolo Simone), e a mio fratello Valerio che ho ritrovato da poco tempo!

Ma il ringraziamento maggiore va all'uomo della mia vita, quello giusto, che ho incontrato proprio durante il dottorato. Hai saputo sostenermi in ogni momento, sia con parole dolci che con parole dure. A te, Fabrizio, dedico tutto questo.

Grazie
Valentina

BIBLIOGRAFIA

- Akgün, M. and Ergün, M., İzmit Körfezinin yapısı ve Kuzey Anadolu fayı (KAF) ile ilişkisinin irdelenmesi, *Jeofizik*, **9**, 71-78 (1995).
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous out-flow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, **153**, 275-302 (1999).
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N., Yaşar, D., Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea. Western Turkey: Extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, **10**, 1-2 (2000).
- Alpar, B., Yaltırak, C., Characteristic features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, **190**, 329-350 (2002a).
- Ambraseys, N.N., Finkel, C.F., The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas - A Historical Review, 1500-1800. *Eren Yayıncılık ve Kitapçılık*, İstanbul, 240 pp (1995).
- Ambraseys, N.N. and Jackson J.A., Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406 (1998).
- Ambraseys, N.N, and Jackson, J.A., Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, *Geophys. J. Int.*, **141**, F1-F6 (2000).
- Ambraseys, N.N, and White, D. "The seismicity of the Eastern Mediterranean region 550-1 BC: a reappraisal". *J. Earthq. Eng.*, **1**, 603-632 (1997).
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A.A., Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27** (3), 267-270 (1999).
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A.A., Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova* **14** 80- 86 (2002).
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus G., Mercier de Lèpinay B., Malaville, J., Dominguez, S., Gustcher, M.A., Smidth, S., Beck, C., Çağatay, M.N., Çakir, Z., İmren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Ranging, C., Emre, O., Sarikavak, K., Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-

- apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q06009, doi:10.1029/2004GC000896 (2005).
- Atakan, K., Ojeda, A., Meghraoui, M., Barka, A.A., Erdik, M., Bodare, A., Seismic Hazard in Istanbul following the 17 August 1999 İzmit and 12 November 1999 Düzce Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 466–482 (2002).
- Bargu, S., and Yüksel, A., İzmit Körfezi Kuvaterner deniz dibi çökellerinin stratigrafik ve yapısal Özellikleri ile kalınlıklarının dağılımı, *TJK Bull.*, **8**, 169-187 (1993).
- Barka A.A., The North Anatolian Fault zone. *Ann. Tecton.*, **6**, 164–95 (1992).
- Barka, A.A., Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1238–1254 (1996).
- Barka, A.A., Neotectonics of the Marmara region in active tectonics of Northwest Anatolia. In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), *The Marmara Poly-project*. Hochschulverlag AG an der ETH, Zurich, pp. 55–87 (1997).
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, **7**, 663-684 (1988).
- Barka, A.A., Akyüz, H.S., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Altunel, E., Armijo, R., Meyer, B., Chabaliere, J.B., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christoffeson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., Page, W., The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake, M 7.4, North Anatolian fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, no 1, 43-60 (2002).
- Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L. and Ottolini, L., Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of the oceanic lithosphere. *Nature*, **423**, 499-505 (2003).
- Bonatti, E., Brunelli, D., Buck, R., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L. and Ligi, M., Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**, 642-655 (2005).
- Bortoluzzi, G., Polonia, A., Cormier, M., Çağatay, M.N., Bonatti, E., Seeber, L., Blasi, A., Fabretti, P., Penitenti, D., Ömer, E., Kurt, H., Ozer, N., Tok, B., Satici, F., Bartolini, E., Boschetti, A., Catarinelli, A., Geophysical and Geological Studies in the Sea of Marmara. Report on Morphobathymetric, Seismic, and Coring Investigations during Cruise MARMARA2000 with R/V Odin Finder, *Rapporto tecnico IGM N.69*, 35pp. (2001a). URL: doc.bo.ismar.cnr.it/CRUISE_REPORTS/M2000_REP.

- Bortoluzzi, G., Bonatti, E., Gasperini, L., Ligi, M., Capotondi, L., Blasi, A., Marozzi, G., Magagnoli, A., Buseti, M., Serpi, G., Cormier, M., McHugh, C., Seeber, L., Ryan, W., Çağatay, M.N., Emre, Ö., Sarikavak, K., İmren, C., Okay, N., Eris, N., Bais, A., Scotto di Vettimo, P., Geophysical and Geological Studies in the Sea of Marmara. Report on Morphobathymetric, Seismic, and Coring Investigations during Cruise MARMARA2001 with R/V Urania, *Rapporto tecnico IGM N.70*, 85pp. (2001b). URL: doc.bo.ismar.cnr.it/CRUISE_REPORTS/M2001_REP.
- Bozkurt, E., Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, **14**, 3–30 (2001).
- Caress, D., and Chayes, D., MB-SYSTEM ..., URL: www.ldgo.columbia.edu/MB-System.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kusçu, İ., Late Glacial Holocene paleo-oceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, **167**, 191-206 (2000).
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., E. Demirbağ, E., Sakinç, M., Cormier, M.H., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, Ö., Eris, K., Sea level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late Glacial–Holocene period, *Marine Geology*, **202**, 159–173 (2003).
- Çetin, O., Çetin, T., Ukav, İ., İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. In: Meriç, E. (Ed.), İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, pp. 269-276 (1995).
- Cormier, M.H., Seeber, L., McHugh, C.M.G., Polonia, A., N., Çağatay, Emre, Ö., Gasperini, L., Görür, N., Bortoluzzi, G., Bonatti, E., Ryan, W.B.F., Newman, K.R. The North Anatolian Fault in the Gulf of Izmit (Turkey): Rapid vertical motion in response to minor dip and bends of a continental Transform (*submitted to J. Geophys. Res.*, Jan. 2005).
- Crampin, S. and Evans, R., Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *J. Geol. Soc. London*, **143**, 343-346 (1986).
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P. and Salichon, J., Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 İzmit Mainshock. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92** (1), 278-299 (2002).

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Letters*, **21**, 2191–2194 (1994).
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, **361**, 1–19 (2003)
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90** (Part I), 84-92 (1979).
- Doglioni C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. and Savasçin Y., On the extension in Western Anatolia and Aegean Sea. India-Asia convergence in NW Himalaya. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 169-183 (2002).
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchevalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., Ünay, E., Neogene-Quaternary evolution of the Eastern Marmara Region, Northwest Turkey. *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.* **120**, 119-145 (1998).
- Ergün, M., and E. Özel, Structural relationship between the Sea of Marmara basin and the North Anatolian fault zone, *Terra Nova*, **7**, 278–288 (1995).
- Gasparini, L., SEISPRO: Un software in ambiente Windows per l'elaborazione dei profili sismici ad alta risoluzione. Rapporto Tecnico n.(in prep.), Istituto di Geologia Marina, CNR, Bologna (2000).
- Gasparini, L., Ligi, M., Polonia, A., Ferrante, V., Bonatti E., Segmented, pull-apart fault system in the Gulf of Izmit: evidence from seismic reflection profiles. *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06–11 April, Geophysical Research Abstracts*, **5**, 11505 (2003).
- Gurbuz, C., Aktar, M., Eyidogan, A., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A.A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Baris, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Bicmen, F., Yoruk, A., 2000. The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment. *Tectonophysics*, **316**, 1-17.
- Göktaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., Güneysu, C., Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea): from high-resolution seismic and multi-beam bathymetry data. *Marine Geology*, **175**, 273-296 (2001).

- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yucel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, B., Tok, B., Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Marine Letters*, **23** (1), 19-33 (2003).
- Gökten, E., Çemen, İ., Varol, B., Pinar, A., and Özaksoy, V., The 17 August 1999 Gölcük (Kocaeli)-Arifiye (Adapazari) and 12 November 1999 Düzce Earthquakes, NW Turkey: Their mechanisms and tectonic significance. In *Integration of Earth Science Research on the Turkish and Greek 1999 Earthquakes*, N. Görür et al. (eds.), 1-15 (2002).
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakinç, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltirak, C., Tchapyga, A., Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *Int. Geol. Rev.*, **39**, 342-352 (1997).
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A.A., Jacques, E., Nalbant, S.S., Meyer, B., Armijo, R., Tapponier, P., King, G.C.P., Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature*, **404**, 269– 273 (2000).
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N., The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multichannel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**, 143-158 (2001).
- King, G.C.P., Hubert-Ferrari, A., Nalbant, S.S., Meyer, B., Armijo, R., Bowman, D., Coulomb interactions and the 17 August 1999 Izmit, Turkey earthquake. *EPS*, **333**, 557-569 (2001).
- Koral, H., and Öncel, A.O., İzmit körfezinin yapısal ve sismolojik özellikleri, *Jofizik*, **9**, 1-2, 79-82 (1995).
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Awata, Y., Active faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high-resolution shallow seismic study, *Marine Geology*, **190**, 421– 443 (2002).
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Gökaşan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M., Keçer, M., Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the Eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, **215**, 193-214 (2005).
- Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lépinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., and Tok, B., The active Main Marmara fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 595–616 (2001).

- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Sengör, AMC., The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara. *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2179 (2003).
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Barka, A.A., Bray, J., Page, W.D., Swan, F., Altunel, E., Bardet, J.P., Boulanger, R., Brankman, C., Çarık, Z., Chrisofferson, S., Cluff, L., Dawson, T., Fumal, T., Güneysu, A.C., Hengesh, J., Kaya, A., Langridge, R., Rathje, E., and Stenner, H., Surface fault rupture, in *Kocaeli, Turkey, Earthquake of August 17, 1999*, Reconnaissance report (supplement A to Vol. 16), T.L. Youd, J.P. Bardet, and J.D. Bray (Editors), Chapter 2, 11-53 (2000).
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C.E., Barka, A.A., Page, W.D., Kaya, A., Influence of releasing step-overs on surface fault rupture and fault segmentation: examples from the 17 August 1999 İzmit earthquake on the North Anatolian Fault, Turkey. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92** (1), 19–42 (2002).
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, K., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanll, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719 (2001).
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A., GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, **155**, 126-138 (2003).
- Meriç, E., İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri (Stratigraphy and depositional Features of the Quaternary Sequence in the Gulf of İzmit, Hersek Burnu-Kaba Burun). In: İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Quaternary Sequence in the Gulf of İzmit) (Ed. E. Meriç), 251-258 (1995).
- Muller, J.R., Aydin, A., and Maerten, F., Investigating the transition between the 1967 Mudurnu Valley and 1999 İzmit earthquakes along the North Anatolian fault with static stress changes. *Geophysical Journal International* **154** (2), 471-482 (2003).
- Muller, J.R. and Aydin, A., Using mechanical modelling to constrain fault geometries proposed for the northern Marmara sea. *J. Geophys. Res.*, **110**, B03407, doi:10.1029/2004JB003226 (2005).

- Okay, A.İ., Kaşlar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, NW Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, **321**, 189-218 (2000).
- Parke, J. R., White, R. S., McKenzie, D., Minshull, T. A., Bull, J. M., Kuşçu, I., Görür, N., and Şengör, C., Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2286, doi:10.1029/2001JB000450 (2002).
- Parke, J. R., Minshull, T. A., Anderson, G., White, R. S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J. M., Görür, N., and Şengör, C., Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, *Terra Nova*, **11**, 223– 227 (1999).
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R.S., Barka, A., Dieterich, J.H., Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: an interaction-based probability calculation. *Science*, **288**, 661– 665 (2000).
- Pinar, A., Honkura, Y., Kuge, K., Seismic activity triggered by the 1999 Izmit earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk, *Geoph. Journal International*, **146**, F1–F7 (2001).
- Polat, O., Eyidogan, H., Haessler, H., Cisternas, A., and Philip, H., Analysis and interpretation of the aftershock sequence of the August 17, 1999, İzmit (Turkey) earthquake. *J. Seism.*, **6**, 287-306 (2002).
- Polonia, A., Cormier, M.H., Çağatay, M.N., Bortoluzzi, G., Bonatti, E., Gasperini, L., Seeber, L., Görür, N., Capotondi, L., McHugh, C.M.G., Ryan, W.B.F., Emre, Ö., Okay, N., Ligi, M., Tok, B., Blasi, A., Buseti, M., Eris, K., Fabretti, P., Fielding, E.J., Imren, C., Kurt, H., Magagnoli, A., Marozzi, G., Ozer, N., Penitenti, D., Serpi, G., Sarikavak, K., Exploring submarine earthquake geology in the Marmara Sea, *EOS Transactions AGU*, **83** (21), 229 and 235-236 (2002).
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Cormier, M.H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L., Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 411– 426 (2004).
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999 (1997).

- Reilinger, R., Toksoz, N., McKlusky, S., Barka, A., 1999 İzmit, Turkey earthquake was no surprise, *GSA Today*, **10**, 1-6 (2000).
- Şengör, A.M.C., The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282 (1979).
- Şengör, A.M.C., Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby, C.J., Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics and Sedimentary Basins. Blackwell, Oxford*, pp. 53-117 (1995).
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study: Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, **37**, pp. 227-264 (1985).
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakiñç, M., Eyidođan, H., Görür, N., Le Pichon, X., and Rangin, C., The North Anatolian Fault: a New Look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 37-112 (2005).
- Straub, C., and Kahle, H.G., Active crustal deformation in the Marmara sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements. *Geophys. Res. Letters*, **22** (18), 2533-2536. (1995).
- Straub, C., Kahle, H.G. and Schindler C., GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27587-27601 (1997).
- Sylvester, A.G., Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1666-1703 (1988).
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F., and Michael, A.J., Space-Time Migration of Earthquake along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *Pageoph*, Vol. 117, 1258-1270 (1979).
- U.S. Geological Survey, Implications for Earthquake Risk Reduction in the United States from the Kocaeli, Turkey, Earthquake of August 17, 1999 . *U.S. Geol. Surv. Circular 1193*, 1-65 (2000).
- Wessel, P., and Smith, W. H. F., http://www.agu.org/eos_elec/95154e.html, Copyright 1995 by the American Geophysical Union (1995).
- Witter, R., Lettis, W.R., Bachhuber, J.L., Barka, A.A., Evren, E., Çakir, Z., Page, W.D., Hengesh, J., and Seitz, G., Paleoseismic trenching study across the Yalova segment on the North Anatolian fault, Hersek Peninsula, Turkey, in *The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary Results*, A. Barka, Ö. Kozaci, S. Akyüz, and E. Altunel (Editors), İstanbul Technical University publication, İstanbul, 329-339 (2000).

- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A., Görür, N., The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, **244**, 231–250 (1995).
- Wright, T., Fielding, E., Parsons, B., England, P. and Haynes, M., Source parameters of the 17 August 1999 İzmit earthquake from SAR interferometry, in A. Barka, Ö. Kozaci, S. Akyüz and E. Altunel (eds.), The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: results preliminary results. ITU Press. Istanbul, 289-293 (2000).
- Wright, T., Fielding, E., Parsons, B., Triggered slip: observations of the 17 August 1999 İzmit (Turkey) earthquake using radar interferometry. *Geophys. Res. Letters*, **28**, 1079-1082 (2001).
- Yaltırak, C., Sakiñç, M., Oktay, F.Y., Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics: comment. *Geology*, **28** (2), 187-188 (2000).
- Yaltırak, C., Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, **190**, 494-529 (2002).
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Yiğitbaşı, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of North-western Anatolia. *Tectonophysics*, **243**, 155-171 (1995).