

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA
ALMA MATER STUDIORUM

Dipartimento di Fisica

DOTTORATO DI RICERCA IN GEOFISICA - XVI CICLO



**STUDIO MULTIDISCIPLINARE PER LA CARATTERIZZAZIONE ED
IDENTIFICAZIONE DI AREE SISMICAMENTE ATTIVE IN APPENNINO:
METODI GEOLOGICI, GEOFISICI E STATISTICI**

Tesi di Dottorato di SIMONA PIERDOMINICI

Tutore:

Dott.ssa Paola MONTONE

Coordinatore:

Chiar.mo Prof. Maurizio BONAFEDE

Anno Accademico 2002-2003



ALMA MATER STUDIORUM

Università degli Studi di Bologna

Dottorato in Geofisica, XVI ciclo

***STUDIO MULTIDISCIPLINARE PER LA CARATTERIZZAZIONE ED
IDENTIFICAZIONE DI AREE SISMICAMENTE ATTIVE IN
APPENNINO: METODI GEOLOGICI, GEOFISICI E STATISTICI***

Tesi di dottorato di **Simona Pierdominici**

Tutore: **Chiar.ma Dott.ssa Paola Montone**

Referente: **Chiar.mo Prof. Enzo Boschi**

Coordinatore:

Chiar.mo Prof. Maurizio Bonafede

Anno Accademico 2002-2003

RINGRAZIAMENTI

Devo esprimere la mia profonda gratitudine alla Dott.ssa Paola Montone per la sua totale disponibilità, per i suoi preziosi consigli, per la dedizione nel seguire e curare lo svolgimento della mia tesi.

Un sentito ringraziamento lo rivolgo al Dott. Warner Marzocchi, che con la sua competenza, unita alla sua disponibilità, ha permesso la realizzazione di parte di questo lavoro.

Un immenso grazie alla Dott.ssa Francesca Romana Cinti per i suoi incoraggiamenti, per le istruttive discussioni inerenti al lavoro e per la sua impagabile amicizia.

Un grazie particolare anche alla Dott.ssa Maria Teresa Mariucci ed al Dottor Alberto Frepoli, per i loro suggerimenti e per l'assistenza ricevuta in questo periodo.

Un profondo ringraziamento alla Dott.ssa Laura Amicucci ed al Dott. Marco Moro per il loro aiuto in campagna, per la disponibilità ma soprattutto per la loro amicizia dimostratami in ogni occasione. Impagabili durante la stretta finale di edizione della tesi.

Un grazie al Dott. Fawzi Doumaz per avermi introdotta nel mondo GIS che mi ha permesso di eseguire la maggior parte delle figure della tesi.

Un enorme grazie alla Dott.ssa Licia Faenza per la sua collaborazione per la parte relativa alla statistica, per i suoi suggerimenti e critiche, ma anche per l'amicizia dimostratami e per la bella ospitalità insieme ai gustosi manicaretti della Dott.ssa Lucia Zaccarelli.

Ringrazio tutti gli altri, non esplicitamente menzionati, per avermi insegnato tutto ciò che ora conosco sulla geofisica e sull'elaborazione dei dati.

Naturalmente, vorrei ringraziare tutti i componenti della mia affollata stanza e tutti i colleghi dell'INGV (ricercatori e non) che mi hanno sopportato, compreso e aiutato in questi tre anni.

Vorrei ringraziare l'ENI-AGIP che mi ha permesso di eseguire parte di questo studio concedendomi l'esame dei dati delle perforazioni profonde ed in particolare il Dott. Marco Cesaro.

Desidero, infine, ringraziare il Professor Enzo Boschi che mi ha fatto da referente in questa tesi.

Un affettuoso ringraziamento alla mia famiglia la quale, in questi anni, mi ha sempre sostenuto soprattutto durante i grigi periodi di studio.

Infine, un immenso grazie a Carlo Emanuele per avermi capito, sopportato e sostenuto, sempre.

Grazie

Ai miei genitori e a mia sorella Daniela

*Più forte del vino è il re,
più forte del re una donna,
ma tra tutti è più forte la verità
Libro di Esdra*

INDICE

CAPITOLO 1	1
INTRODUZIONE	1
1.1 SCOPO DEL LAVORO	1
1.2 AREE SCELTE	5
1.2.1 APPENNINO CAMPANO-LUCANO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	5
1.2.1a <i>Introduzione</i>	5
1.2.1b <i>Strutture tettoniche ad attività quaternaria</i>	11
1.2.2 APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE: INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	15
1.2.2a <i>Introduzione</i>	15
1.2.2b <i>Strutture tettoniche ad attività quaternaria</i>	20
CAPITOLO 2	25
METODOLOGIE APPLICATE	25
2.1 GEOLOGIA E MORFOTETTONICA	25
2.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ	31
2.2.1 INTRODUZIONE	31
2.2.2 SISMICITÀ STORICA	31
2.2.3 SISMICITÀ STRUMENTALE	33
2.2.3a <i>Localizzazioni</i>	34
2.2.3b <i>Meccanismi focali</i>	35
2.2.3c <i>Determinazione del campo di stress dall'analisi dei meccanismi focali</i>	39
2.3 I BOREHOLE BREAKOUT	41
2.3.1 INTRODUZIONE	41
2.3.2 IL DIPMETER	46
2.3.3 METODOLOGIA E IDENTIFICAZIONE DEI BREAKOUT	53
2.4 IL TEST DI LEAK-OFF	59
2.4.1 INTRODUZIONE	59
2.4.2 METODO	60
2.4.3 STIMA E MISURA DELL' S_{HMIN} E S_{HMAX}	66
2.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI	69
2.5.1 INTRODUZIONE	69
2.5.2 DATA SET	70
2.5.2a <i>Scelta dei parametri sismici: Curva Cumulativa degli Eventi e Legge di Gutenberg-Richter</i>	70
2.5.2b <i>Parametri Geologici</i>	71
2.5.3 MODELLO STATISTICO	73
2.5.3a <i>Modello Hazard Proporzionale</i>	74
2.5.3b <i>Metodo Tanner & Wong</i>	76
2.5.3c <i>Funzione di Autocorrelazione</i>	77
2.5.3d <i>Distribuzione di Weibull</i>	79
2.5.4 STUDIO DELLA PROBABILITÀ DI OCCORRENZA PER I FUTURI TERREMOTI	80
CAPITOLO 3	81
DATI E RISULTATI	81
3.1 ANALISI DATI GEOLOGICI	81
3.1.1 BACINO DELLA VAL D'AGRI E MELANDRO-PERGOLA	81
3.1.2 RACCOLTA DATI E SINTESI	84
3.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ	91
3.2.1 INTRODUZIONE	91

3.2.2 SIMICITÀ STORICA	93
3.2.3 SIMICITÀ STRUMENTALE	98
3.2.4 ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLE SEQUENZE SISMICHE (2001-2002)	101
3.3 I BOREHOLE BREAKOUT	111
3.3.1 INTRODUZIONE	111
3.3.2 ANALISI E RISULTATI	113
3.3.2a Pozzo 1	113
3.3.2b Pozzo 2	118
3.3.2c Pozzo 3	124
3.3.2d Pozzo 4	129
3.3.2e Pozzo 5	133
3.3.2f Pozzo 6	138
3.3.2g Pozzo 7	142
3.3.2h Pozzo 8	147
3.3.3 DISCUSSIONE: ANALISI DI BREAKOUT E STRESS ATTIVO DAI DATI DI BREAKOUT	153
3.4 TEST DI LEAK-OFF	159
3.4.1 INTERPRETAZIONE DEL TEST DI LEAK-OFF	159
3.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI	165
3.5.1 RISULTATI E DISCUSSIONE DEL MODELLO STATISTICO	165
3.5.2 DATI APPLICAZIONE E RISULTATI	166
3.5.2a Parametri	173
CAPITOLO 4	179
DATI E RISULTATI	179
4.1 ANALISI DATI GEOLOGICI	179
4.1.1 ALTA VAL TIBERINA	179
4.1.2 RACCOLTA DATI E SINTESI	182
4.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ	191
4.2.1 INTRODUZIONE	191
4.2.2 SIMICITÀ STORICA	193
4.2.3 SIMICITÀ STRUMENTALE	195
4.2.4 ZONA DI SANSEPOLCRO-CITTÀ DI CASTELLO	197
4.3 I BOREHOLE BREAKOUT	203
4.3.1 INTRODUZIONE	203
4.3.2 ANALISI E RISULTATI	204
4.3.2a Pozzo 1	204
4.3.2b Pozzo 2	214
4.3.3 DISCUSSIONE: ANALISI DI BREAKOUT E STRESS ATTIVO DAI DATI DI BREAKOUT	222
4.4 TEST DI LEAK-OFF	227
4.4.1 INTERPRETAZIONE DEL TEST DI LEAK-OFF	227
4.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI	229
4.5.1 RISULTATI E DISCUSSIONE DEL MODELLO STATISTICO	229
4.5.2 DATI APPLICAZIONE E RISULTATI	230
4.5.2a Parametri	237
CAPITOLO 5	241
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	241
BIBLIOGRAFIA	

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

1.1 SCOPO DEL LAVORO

Lo studio effettuato in questa tesi di Dottorato ha lo scopo di integrare metodologie di analisi diverse - geologiche, geofisiche e statistiche - per contribuire alla determinazione del potenziale sismico, che è la diretta espressione dell'attività del campo di *stress* attualmente agente e responsabile della sismicità. Queste tre diverse metodologie sono state applicate in due aree selezionate ubicate lungo la catena appenninica, in corrispondenza delle conche intramontane di origine tettonica. Tali conche risultano preferenzialmente allungate in senso NW-SE, spesso marcate da faglie dirette e caratterizzate da evidenze morfologiche e stratigrafiche di attività quaternaria. A queste evidenze si aggiunge, in alcune di esse, una forte sismicità storica con terremoti che hanno prodotto effetti disastrosi sul territorio. Le due aree scelte sono: la zona di Città di Castello-Sansepolcro, ubicata in Appennino centro-settentrionale e l'area della Val d'Agri-Melandro-Pergola in Appennino meridionale, entrambe oggi contraddistinte da una sismicità strumentale da bassa a moderata (Figura 1.1.1a, b). La prima appartiene alla zona sismogenica caratterizzata dai terremoti di Norcia (1979), Gubbio (1984) e Colfiorito (1997); mentre la seconda zona è compresa tra i terremoti dell'Irpinia (1980, a nord) e Castelluccio-Lauria (1998, a sud). La scelta di queste aree si basa anche sul presupposto che esse possano avere un notevole potenziale sismico essendo caratterizzate da importanti eventi storici di elevata magnitudo, come l'area di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano), colpita dal terremoto del 26 settembre 1997 e contraddistinta da forti terremoti storici (Figura 1.1.2).

Tra le metodologie applicate in questo studio, i metodi geologici mirano alla comprensione dell'evoluzione quaternaria delle depressioni intrappenniniche con particolare riguardo al riconoscimento ed alla valutazione delle evidenze di tettonica attiva. Sono stati considerati ed acquisiti i dati di letteratura esistenti, basilari per avviare l'indagine, che hanno permesso di conoscere l'assetto geologico-strutturale di superficie e profondo attraverso l'ausilio di dati di geoelettrica, di geofisica e di esplorazione del sottosuolo. La descrizione morfologica e geomorfologica delle aree di indagine è scaturita dall'analisi della cartografia disponibile (tavole dell'IGM a scala 1:25.000) e dall'analisi delle foto aeree dell'IGM a scala 1:30.000 relative ai voli del 1955-56 e del 1996, sia prima che durante le indagini di campagna. Lo studio dei due voli ha permesso di individuare le principali lineazioni, le eventuali scarpate, le frane, i terrazzi, i basculamenti etc.; in seguito è stato condotto un rilevamento geologico-strutturale (scala 1:25.000)

finalizzato a sopralluoghi nei settori di maggiore interesse scientifico e mirato all'individuazione di strutture tettoniche attive (orientazione, regime ed attività temporale).

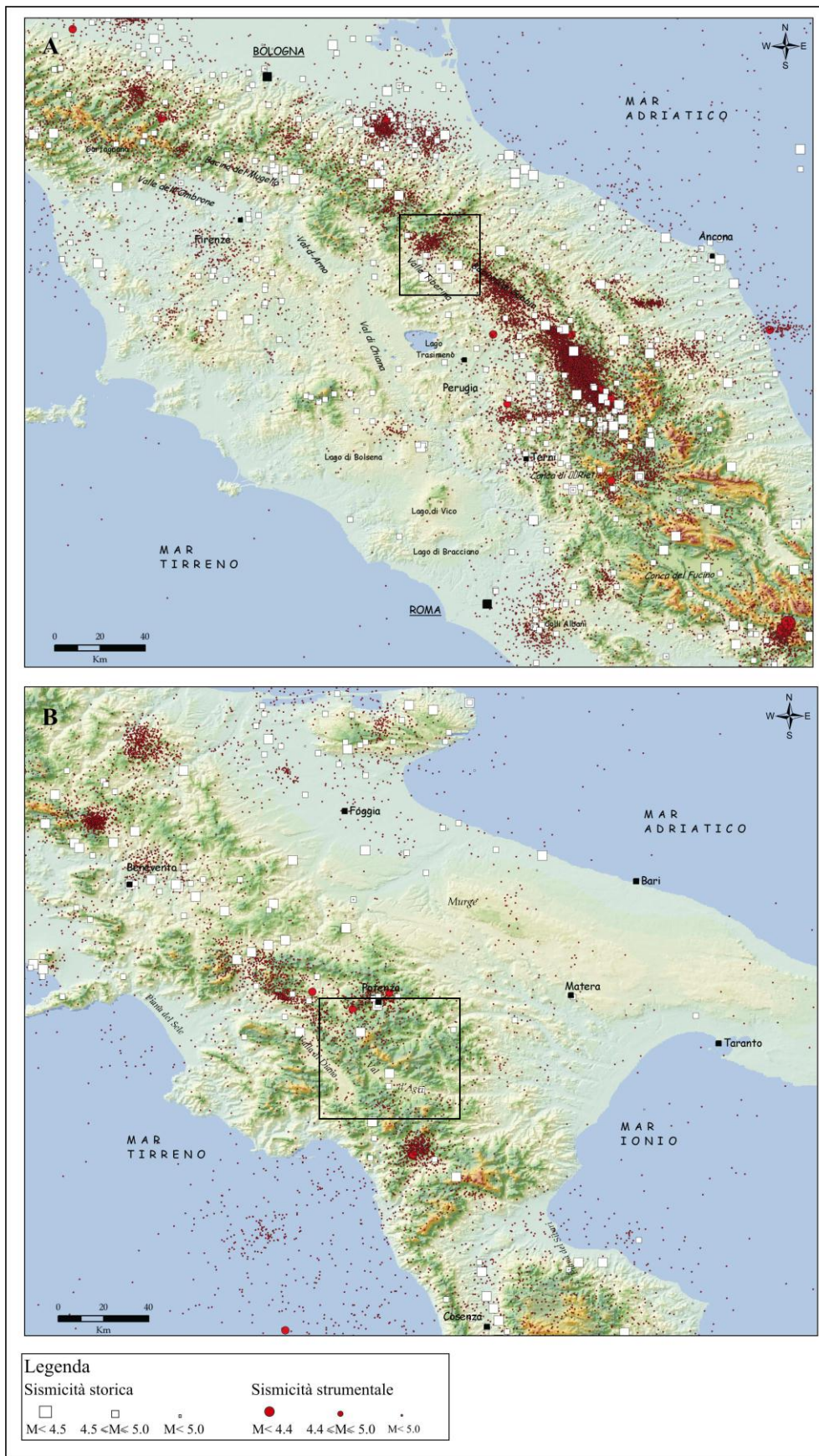


Figura 1.1.1 – Distribuzione della sismicità storica e strumentale delle due aree scelte e delle zone limitrofe. (A) area di Città di Castello-Sansepolcro, (B) area della Val d’Agri-Melandro-Pergola.

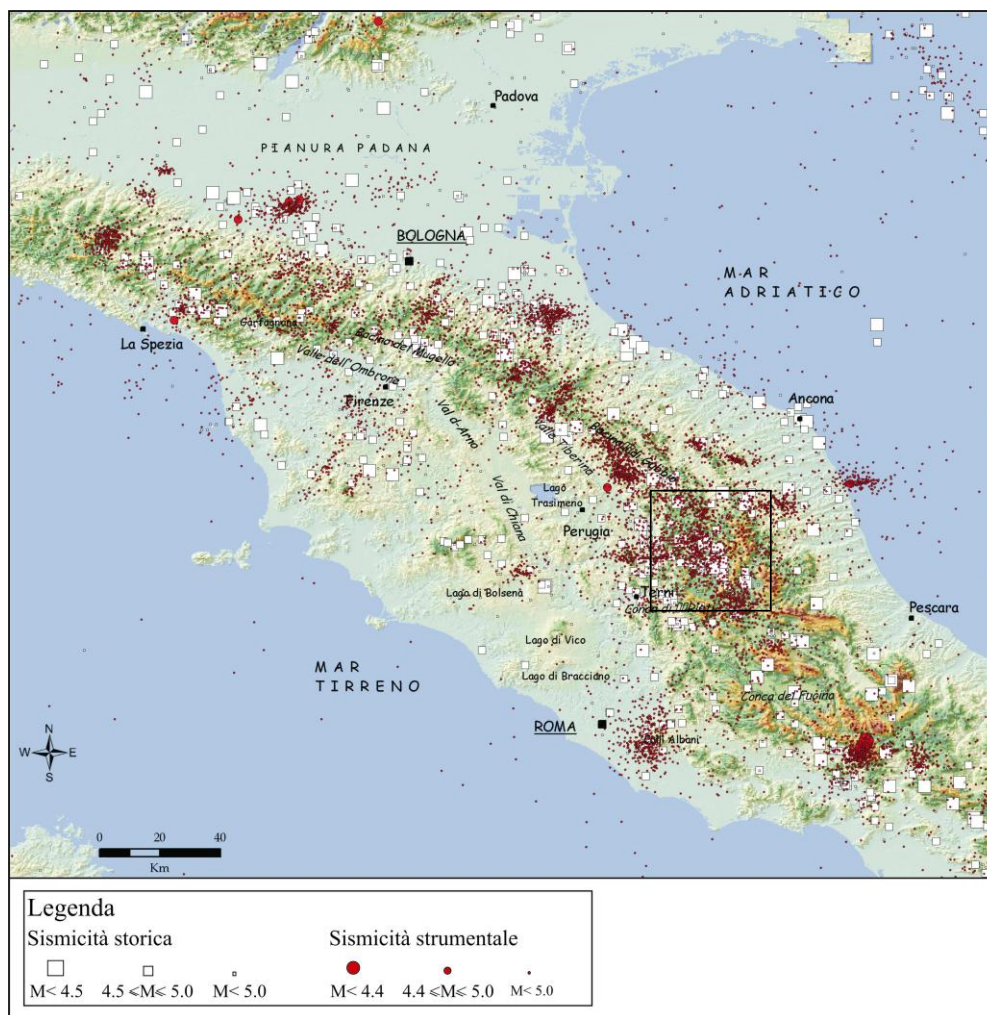


Figura 1.1.2 – Distribuzione della sismicità storica e strumentale dell’area di Colfiorito e delle zone limitrofe. La sismicità strumentale è riferita a qualche mese prima dell’evento sismico del 26/09/1997

I metodi geofisici sono stati applicati per studiare e definire meglio il campo di *stress* attraverso l’analisi dei dati di *borehole breakout*, dei meccanismi focali dei terremoti e del *test* di *Leak-off*. Tutte le tecniche sono volte a determinare le componenti relative al campo di *stress* quali orientazione (Shmin ed asse-T), tipo di regime (normale, trascorrente o inverso) e sua quantificazione (pressioni in MPa). È stato inizialmente affrontato uno studio della sismicità storica e strumentale, attraverso l’analisi dei vari cataloghi, per integrare le conoscenze sulla geodinamica dell’Appennino, sull’assetto geologico-strutturale profondo, sulla definizione delle strutture sismogeniche, sulla distribuzione e sul potenziale sismico delle aree campioni. È stata affrontata l’analisi delle sequenze sismiche per determinare la distribuzione areale ed in profondità degli eventi, l’orientazione ed il tipo di regime di *stress* e la stima del tensore dello *stress* regionale mediante il metodo di inversione di GEPHART & FORSYTH (1984).

Infine, sono stati applicati due metodi statistici per studiare la distribuzione spazio-temporale dei terremoti tramite due approcci non-parametrici: l’analisi multivariata che implementa il dato di sismicità con quello geologico-strutturale (FAENZA *et al.*, 2003) ed il metodo di TANNER & WONG

(1984) che utilizza solo i dati di sismicità relativi ad un campione omogeneo. Infine, è stata calcolata la probabilità di evento nelle due aree campioni.

La maggior parte di lavoro di questa tesi (analisi geologico strutturali, determinazione dei meccanismi focali dei terremoti e metodi di inversione, analisi di *breakout* e *Test di Leak-off*) è focalizzata sulla stima del campo di *stress* attivo nelle sue componenti di orientazione e grandezza. Lo studio del campo di *stress* attivo in una determinata regione è importante per capire le forze ed i processi deformativi in atto e prevedere il comportamento delle strutture sismogeniche. Per campo di *stress* si intende una grandezza fisica che rappresenta l'andamento degli sforzi che agiscono in una certa zona in un certo tempo. Dal punto di vista matematico questa grandezza è un tensore del secondo ordine rappresentato da un ellissoide a tre assi principali perpendicolari tra loro denominati σ_1 , σ_2 e σ_3 (sforzo massimo, intermedio e minimo, assumendo valori positivi per la compressione). In generale, il tipo di faglia prodotto dipende dall'intensità relativa dello sforzo principale (σ_1 , σ_2 e σ_3) diretto lungo la verticale. Inoltre, poiché non esistono sforzi di taglio nel piano della superficie terrestre si assume che i tre sforzi principali siano S_v , *stress* verticale, S_{hmin} S_{Hmax} il più piccolo ed il più grande *stress* orizzontale. Se in una regione sono state identificate faglie attive (da indagini geologiche, geomorfologiche, sismologiche o geodetiche) e si ha una conoscenza dettagliata del campo di *stress* attuale è possibile determinare quali siano le faglie orientate più favorevolmente rispetto agli sforzi, cioè quelle che possono muoversi con più probabilità in un prossimo terremoto. Per questa ragione è necessario ricostruire il campo di forze che hanno agito in un settore della litosfera per poter comprendere l'orientazione degli sforzi necessari a produrre diversi tipi di faglie (normale, inversa, trascorrente, etc.). Il confronto dei risultati delle varie tecniche applicate permetterà di comprendere il regime di *stress* attivo in una determinata regione e vedere le sue variazioni dalla superficie fino a vari chilometri di profondità.

Parte di questa tesi è stata svolta nell'ambito di due progetti finanziati dal Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti coordinati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (INGV): "*Terremoti probabili in Italia tra l'anno 2000 ed il 2030: elementi per la definizione di priorità degli interventi di riduzione del rischio sismico*" coordinatore Dott. Alessandro AMATO (GNDT, 2001-2003) e "*Sviluppo e confronto di metodologie per la valutazione della pericolosità sismica in aree sismogenetiche: applicazione all'Appennino centrale e meridionale*" coordinatore Dott. Massimo COCCO (GNDT, 2001-2003).

1.2 AREE SCELTE

1.2.1 APPENNINO CAMPANO-LUCANO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

1.2.1a Introduzione

In questo paragrafo saranno illustrati a grandi linee gli elementi geologico-strutturali (reperiti dalla letteratura ed inediti) che contribuiscono alla comprensione del quadro sismotettonico ed alla definizione del campo di *stress* dell'area *test* della Val d'Agri e Melandro-Pergola. L'area in esame è ubicata in Appennino lucano, tra le latitudini 40.63 e 40.25 e le longitudini 15.55 e 16.00, comprendendo i comuni di Brienza, Marsico Nuovo, Montemurro, (Figura 1.1.3).

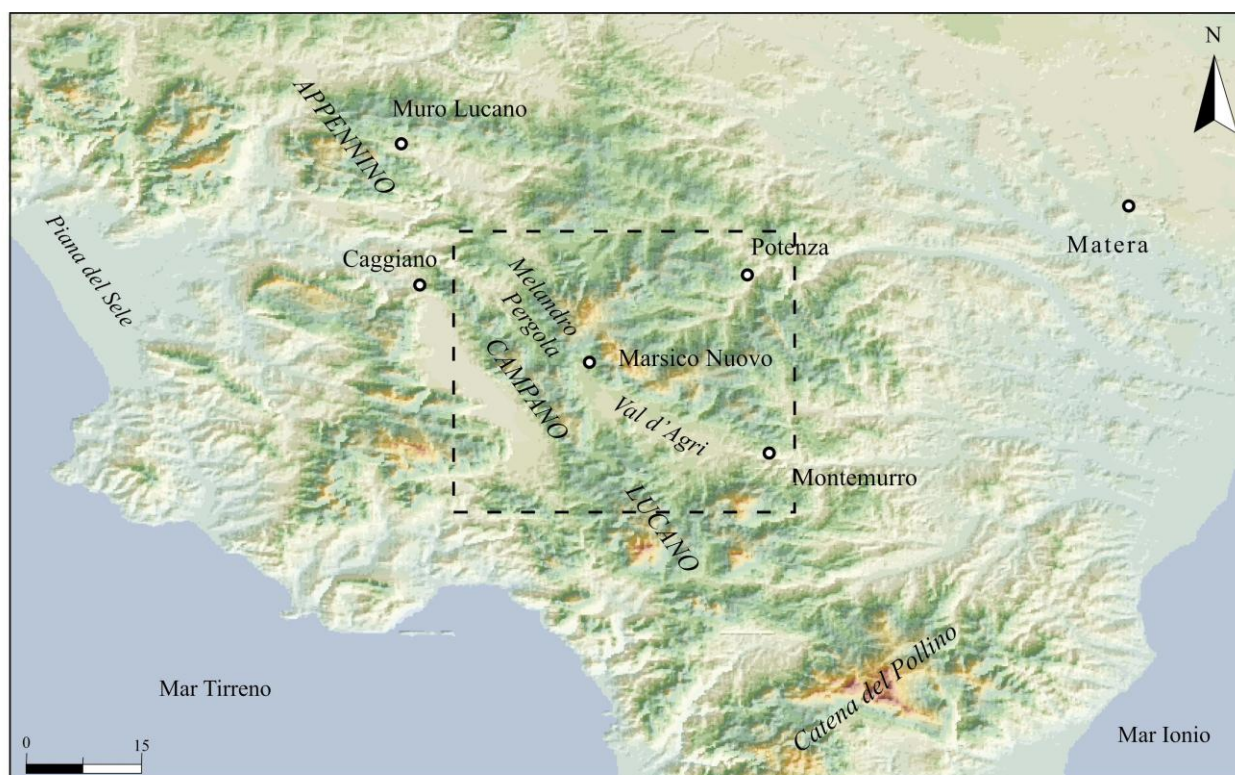


Figura 1.1.3 – Ubicazione dell'area in studio evidenziata dal riquadro in tratteggio.

L'Appennino lucano è una porzione dell'Appennino meridionale e presenta un assetto tettonico strutturale articolato. Esso è il risultato di un complesso processo geodinamico legato alla lenta convergenza verso NNW-SSE fra la placca europea e quella africana durante il Neogene-Quaternario. La collisione è stata seguita, nell'Oligocene, dalla subduzione della litosfera oceanica verso ovest sotto quella europea che ha portato alla formazione di un cuneo di accrezione rappresentato, in Appennino, dalle unità Sicilidi e dal Complesso Liguride (BONARDI *et al.*, 1988). Dal Burdigaliano, la deformazione investe il margine adriatico (D'ARGENIO *et al.*, 1973) che subisce una flessurazione accompagnata dall'instaurarsi, sopra ed al fronte delle falde, di bacini torbidity

domini esterni in quanto originariamente poggianti sul margine adriatico della placca africana (D'ARGENIO *et al.*, 1973).

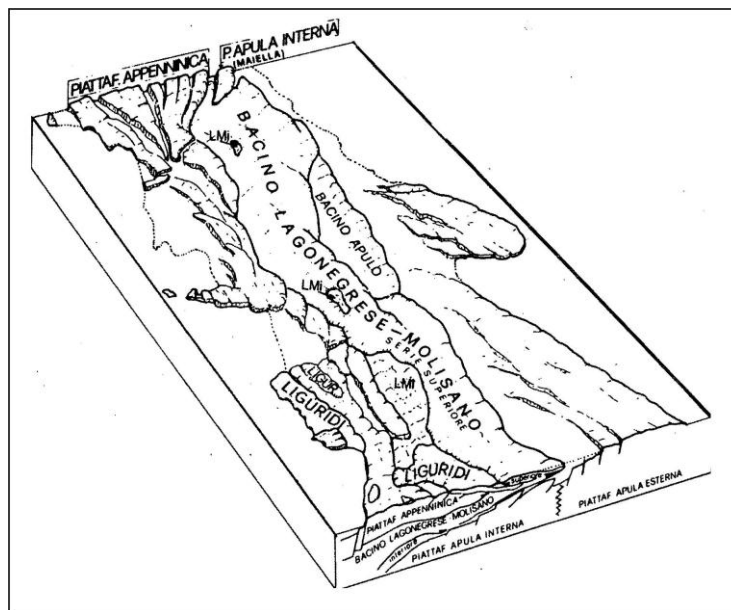


Figura 1.1.5 – Schema paleogeografico: stadio post-orogenico (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

Su tali unità in corso di deformazione è avvenuta la sedimentazione di successioni terrigene *flyschoidi* mioceniche che hanno età via via più recenti verso l'avampaese (SGROSSO, 1981). In posizione strutturale più elevata rispetto alle citate unità tettoniche, si rinvengono altre di provenienza interna, note in letteratura come Complesso Sicilide (AMODIO MORELLI *et al.*, 1976) e Complesso Liguride (BONARDI *et al.*, 1988). In posizione ancora più elevata si rinvengono successioni clastiche terrigene alto mio-plioceniche e plio-pleistoceniche costituite da argille, sabbie e conglomerati (PIERI *et al.*, 1997; HYPPOLITE *et al.*, 1994 e 1996).

Dati di sottosuolo evidenziano: (1) la sovrapposizione tettonica delle unità più avanzate del *thrust belt* sui depositi dell'Emiliano dell'avanfossa (BALDUZZI *et al.*, 1982) e l'indefornabilità dei depositi siciliani dell'avanfossa che indicano la fine del trasporto orogenico (CINQUE *et al.*, 1993); (2) la presenza della piattaforma Apula sotto il *roof thrust* fortemente deformata da strutture compressive a formare *thrust belt* sepolti (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et al.*, 1988; LENTINI *et al.*, 1990).

Nel corso del Miocene alto-Pliocene, mentre si realizzava la compressione degli accavallamenti verso le aree esterne, l'attivarsi di *thrust* fuori sequenza coinvolgeva le unità tettoniche già deformate. Questi eventi sono ben documentati nel bacino dell'Ofanto (HYPPOLITE *et al.*, 1994b) che, nel corso del Pliocene, si è impostato in conseguenza di movimenti verticali indotti in superficie dalla contemporanea strutturazione, in profondità, di unità tettoniche sepolte (*overthrust belt*, CASERO *et al.*, 1988); la compressione avrebbe successivamente coinvolto lo stesso riempimento del

bacino. A complicare l'assetto tettonico generato nel corso degli eventi traslativi hanno contribuito, nel corso del Plio-Pleistocene, dislocazioni orizzontali sinistre lungo faglie ad andamento appenninico nel tratto campano-lucano (CAPOTORTI & TOZZI, 1991; DEWEY *et al.*, 1989; KNOTT & TURCO, 1991; ASCIONE *et al.*, 1992a, b; CINQUE *et al.*, 1993; CATALANO *et al.*, 1993; GHISSETTI *et al.*, 1994; BERARDI *et al.*, 1996) (Figura 1.1.6) sarebbero state, localmente, accompagnate da rotazioni di blocchi lungo assi verticali, e secondo alcuni Autori, esse sarebbero all'origine della formazione di bacini intracatena pleistocenici come per esempio la Val d'Agri (TURCO *et al.*, 1990).

La cessazione degli eventi compressivi nel Siciliano è stata seguita da un generale sollevamento della catena che ha portato in emersione anche l'avanfossa Bradanica. La cessazione degli accavallamenti ed il conseguente sollevamento dell'orogene è determinato probabilmente da una situazione geodinamica oggetto di diverse e controverse opinioni di vari Autori. Secondo NICOLICH (1989) l'assenza di radici crostali profonde di cui è caratterizzato l'Appennino meridionale (massima profondità della Moho è di 35-40 km), non permette di interpretare il sollevamento post-orogeno come l'effetto della risposta isostatica all'orogenesi.

Tra le ipotesi formulate, vi sono quelle che vedono nel distacco dello *slab* litosferico che era in subduzione (SPAKMAN, 1990) il fenomeno che avrebbe innescato un ripristino elastico (CINQUE *et al.*, 1993) od isostatico (HYPPOLITE *et al.*, 1994a). DOGLIONI *et al.* (1994) hanno proposto che il sollevamento post-orogeno sia legato all'inizio del coinvolgimento della piastra apula dotata di un notevole spessore litosferico (110 km). Nella subduzione il pronunciato inarcamento della spessa piastra litosferica in flessurazione avrebbe bloccato il trasporto orogenico e causato il sollevamento dell'avanfossa e dello stesso avampaese apulo.

Mentre la strutturazione procedeva verso est, nel Pliocene-Pleistocene, una tettonica distensiva ha disarticolato le aree ubicate in posizione più interna, producendo un sistema segmentato di faglie a direzione prevalente NW-SE, lungo il quale si sono sviluppate depressioni tettoniche fluvio-lacustri quaternarie: Auletta, San Gregorio Magno, Vallo di Diano, Melandro-Pergola, Val d'Agri, Mercure, Sant'Arcangelo (DI NIRO *et al.*, 1992; SCHIATTARELLA *et al.*, 1994) (Figura 1.1.6).

Molti Autori (KNOTT & TURCO, 1991; ORTOLANI *et al.*, 1992; MONACO & TORTORICI, 1998; SCHIATTARELLA *et al.*, 1997; CELLO *et al.*, 2000a, b; GIANO *et al.*, 2000; MENARDI-NOGUERA & REA, 2000) hanno proposto differenti interpretazioni sulla "genesi" di questi bacini, definiti come: (1) *pull-apart* relazionati all'attività di grosse zone di faglie sinistre; (2) bacini estensionali, (3) bacini che si sono originati come depressioni di pull-apart ma successivamente evoluti in estensionali.

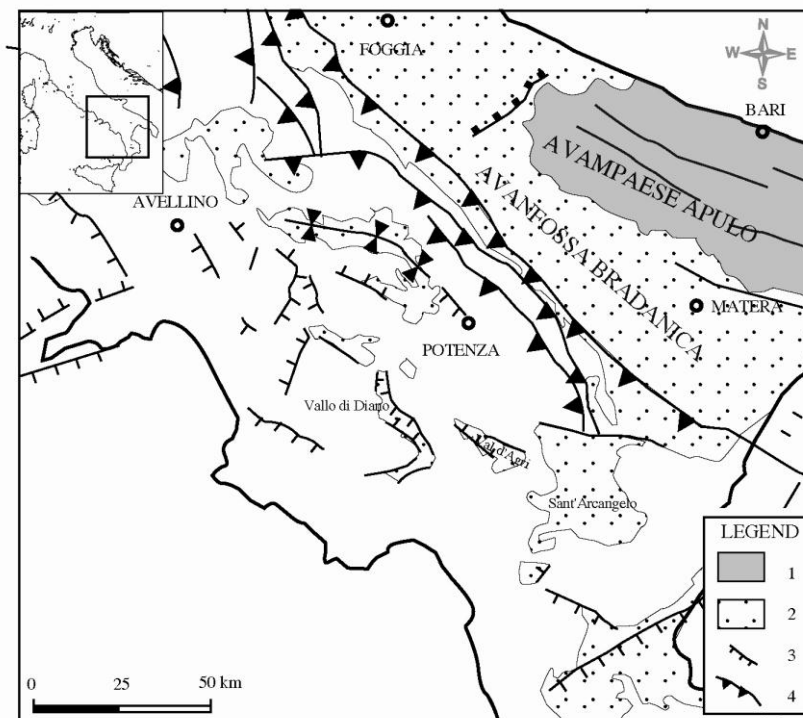


Figura 1.1.6 – Rappresentazione dei bacini quaternari e strutture tettoniche plio-pleistoceniche associate. Legenda: (1) depositi carbonatici dell’avanpaese apulo; (2) bacini quaternari; (3) faglie normali; (4) sovrascorrimenti.

L’area è costituita da terreni lagonegresi che occupano una vasta fascia montuosa ampia 40 km ubicata lungo la zona assiale della catena. La formazione lagonegrese è costituita da sedimenti silicoclastici di mare basso, da calcari organogeni e da argille, siltiti e marne (nella parte sommatale) che testimoniano il progressivo approfondimento del bacino (Formazione di Monte Facito, Trias medio-inf.). La sovrastante successione pelagica è caratterizzata da sedimenti carbonatici della formazione dei Calcari con selce (Trias sup.) sostituita da una sedimentazione dapprima argilloso-marnosa e poi essenzialmente silicea (Formazione degli Scisti silicei, Giurassico).

Durante il Cretacico nel bacino ebbe luogo una sedimentazione torbiditica destinata a formare una monotona alternanza di argilliti e marne silicifere (Formazione dei Galestri) seguita da flussi di materiale calcareo-clastico proveniente dalla contigua piattaforma carbonatica appenninica (D’ARGENIO *et al.*, 1973) intercalato da argilliti rosse (Flysch rosso) che marcano i momenti di sotto alimentazione del bacino, ad indicare un rilevante incremento dell’attività tettonica lungo la fascia di confine tra piattaforma e bacino che evidentemente produceva sollevamenti e conseguente erosione dei margini della piattaforma tra il tardo Cretacico e l’Oligocene (Figure 1.1.7).

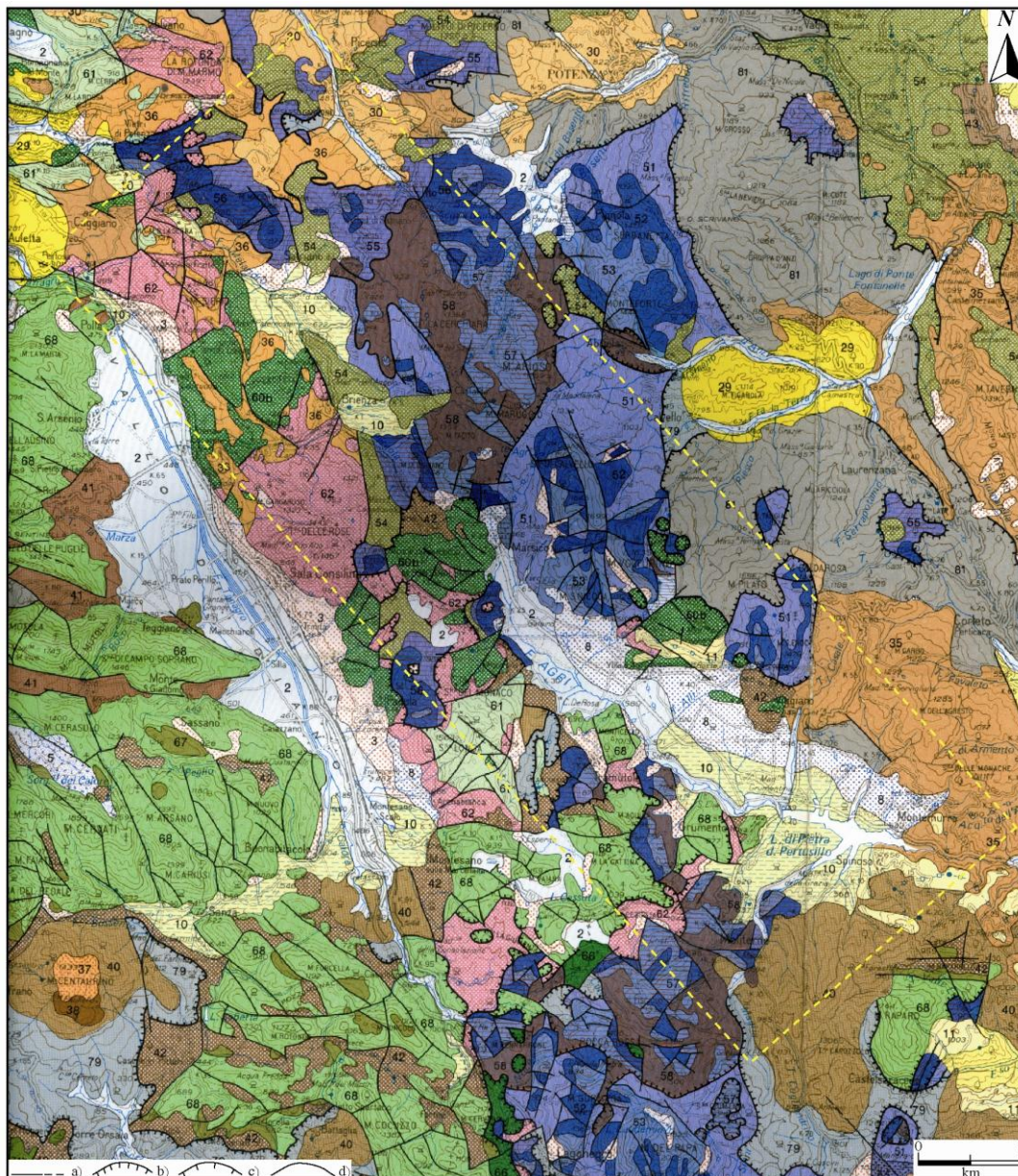


Figura 1.1.7 - È raffigurata una porzione della "Carta geologica dell'Appennino meridionale" (BONARDI *et al.*, 1988), il riquadro giallo rappresenta l'area in studio. Legenda: *Depositi sedimentari del Quaternario*: 2) Alluvioni, sedimenti lacustri ed alluvionali (Olocene); 3) Detriti di falda, eluvioni, aree in frana (Olocene); 8) Detriti di falda cementati, terre rosse (Pleistocene sup.); 10) Depositi lacustri terrazzati (Pleistocene medio-inf.); 11) Conglomerati alluvionali dislocati (Pleistocene medio-inf.); *Avanfossa e bacini intrappenninici plio-pleistocenici*: 29) Unità di Calvello sabbie ed argille (Pleistocene inf.-Pliocene inf.); *Catena Appenninica*: 30) Unità di Ariano (Pliocene medio-inferiore); 34) F.ne di Serra Palazzo-M.te Faeto (Unità irpine esterne) (Tortoniano inf.-Langhiano sup.); 35) F.ne di Castelvetere-Gorgoglione-Caiazzo-San Bartolomeo (Tortoniano inf.-Serravalliano); 36) F.ne di Punta Lagno e M.te Sierio (Serravalliano-Langhiano sup.); 40) F.ni di Albidona, San Mauro, Pollica (Langhiano-Burdigaliano sup.); 41) F.ne di Piaggine-Raganello (Burdigaliano); 42) F.ni di Bifurto e Cerchiara (Burdigaliano inf.-Aquitaniense); 43) "Flysch Numidico" (Langhiano-Oligocene sup.); *Unità Lagonegro I*: 52) "Scisti silicei" (Giurassico-Trias sup.); 53) "Calcarei con selce" (Trias sup.); *Unità Lagonegro II*: 54) "Flysch rosso" (Oligocene-Cretacico sup.); 55) "Flysch Galestrino" (Cretacico inf.); 56) "Scisti silicei" (Giurassico); 57) "Calcarei con selce" (Giurassico inf.-Trias sup.); 58) F.ne di M.te Facito (Trias medio e inf.); *Unità M.te Marzano-M.te della Maddalena*: 60b) Risedimenti carbonatici (Eocene-Cretacico); 61) Depositi carbonatici di piattaforma e di margine (Cretacico inf.-Lias); 62) Dolomie e calcari dolomitici (Lias inf.-Trias inf.); *Unità di Monte Foraporta*: 66) Dolomie e risedimenti carbonatici, talora con selce (Giurassico-Trias sup.); *Unità Alburno-Cervati-Pollino*: 68) Calcari di piattaforma, localmente risedimentati calcarei (Cretacico sup.-Lias medio); *Unità Capri-Monte Monna e Bulgheria-Verbicaro*: 71b) Calcari con selce e risedimenti calcarei, marne di Monte Bulgheria-Verbicaro; *Unità nord calabresi*: 79) F.ne del Saraceno, delle Crete Nere, di Timpa delle Murge successioni ad affinità sicilide (Oligocene-Malm); *Unità sicilidi*: 81) Calcareniti, argilliti, argille variegata, arenarie (Miocene inf.-Cretacico). *Tettonica*: 1) Faglie e loro probabile prolungamento; 2) Sovrascorrimenti; 3) Thrust del margine esterno appenninico; 4) Limiti di incerta e/o controversa interpretazione.

In sintesi in questa area, da ovest verso est, si individuano: (a) le unità interne, che rappresentano un prisma di accezione oligo-miocenico con blocchi di ofioliti di provenienza ligure, coperto da depositi sintettonici del Miocene inf., (b) la piattaforma campano-lucana, che separava l'oceano ligure dal bacino di Lagonegro; (c) le unità lagonegresi, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo, (d) le unità irpine, depositatesi in bacini satellite e di avanfossa nel Miocene medio-sup. al di sopra delle unità lagonegresi deformate; (e) la piattaforma Apula.

I dati sismotettonici e geologico-strutturali convergono nel definire questo sistema coniugato di faglie bordiere ancora attivo. Questa complessa articolazione si rispecchia nell'alto livello di sismicità dell'area.

Il carattere sismotettonico prevalente è distensivo legato a grossi sistemi ~NW-SE di faglie normali e trassensive disposte longitudinalmente alla catena ed associati proprio a strutture tettoniche ubicate in corrispondenza dei bacini quaternari intramontani (Vallo di Diano, Val d'Agri; San Gregorio Magno, Piano di Pecore) (BENEDETTI *et al.*, 1998; CELLO *et al.*, 2000 e 2003; CINQUE *et al.*, 2000; CUCCI *et al.*, 2004, SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; VALENSISE & PANTOSTI, 2001b).

L'area è caratterizzata da una tettonica estensionale con direzione di massima estensione SW-NE (BARCHI *et al.*, 2004) e da un campo di *stress* attivo con la medesima orientazione ($\sigma_3 \sim N44^\circ \pm 11^\circ$), dedotto sia dai meccanismi focali dei terremoti sia dall'analisi dei *borehole breakout* (AMATO & MONTONE 1997; AMATO *et al.*, 1995, MONTONE *et al.*, 1999a; PONDRELLI *et al.*, 2002).

1.2.1b Strutture tettoniche ad attività quaternaria

L'Appennino campano-lucano è caratterizzato da faglie ad attività quaternaria (Tabella 1.1.1 e Figura 1.1.8) la cui geometria e cinematica è a tutt'oggi irrisolta a causa della difficoltà di imprimerla su litotipi fortemente erodibili e franosi (successioni terrigene) che caratterizzano queste aree. In questo quadro, le scarpate create dalla tettonica recente, specie in corrispondenza di pendii o al piede dei versanti di faglia più antichi sono state rapidamente regolarizzate.

La Tabella 1.1.1 è relativa ad un quadro di sintesi di alcuni parametri di faglie attive (orientazione e cinematica). Sono stati presi in considerazione i contributi del database di VALENSISE & PANTOSTI, (2001), quello di GALADINI *et al.* (2000) e il contributo di CINQUE *et al.* (2000). Il primo database individua le sorgenti sismogeniche responsabili dei terremoti di $M \geq 5.5$, caratterizzandone la geometria e la cinematica, partendo solo dal dato sismologico. Mentre il secondo database (*Progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*) propone uno schema strutturale completo anche di quelle strutture alle quali può essere associato un evento non inserito nel Catalogo per limiti temporali ma "attive e recenti" in senso geologico.

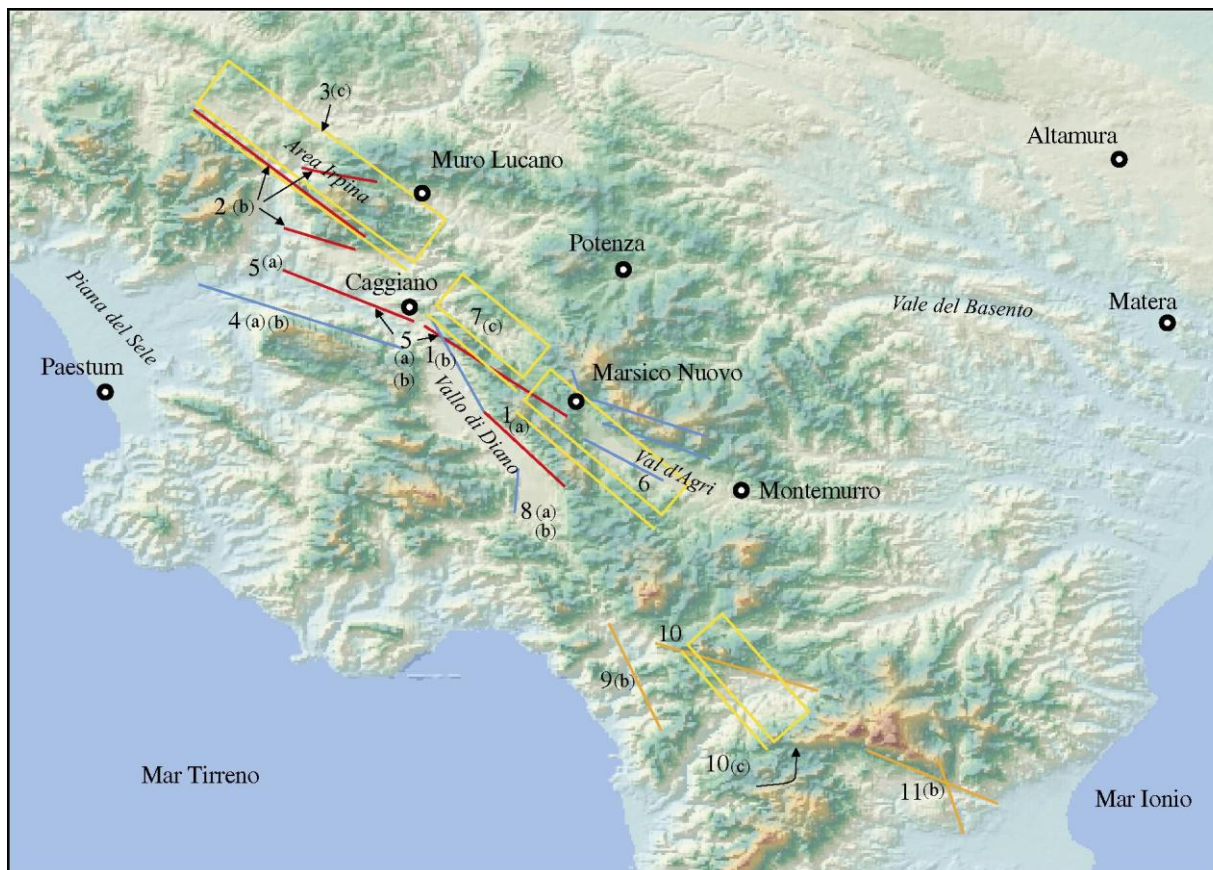


Figura 1.1.8 - Carta delle faglie attive in Appennino campano-lucano.(elementi geologici di superficie). I numeri sulle faglie si riferiscono alle strutture riportate nella tabella 1.1.1 nel testo; mentre le lettere si riferiscono ai vari Autori (vedere legenda in tabella 1.1.1). Le faglie rosse rappresentano le faglie per le cui espressioni superficiali sono disponibili dati sull'attività nel Pleistocene sup.-Olocene. Le faglie blu rappresentano le faglie ad attività quaternaria per le cui espressioni superficiali non sono disponibili dati sull'attività nel Pleistocene sup.-Olocene. Le faglie arancioni rappresentano le faglie per le quali non c'è consenso tra le Unità di Ricerca (UR) sulle evidenze di attività recente lungo le espressioni superficiali (GALADINI *et al.*, 2000; CINQUE *et al.*, 2000). Le box gialle rappresentano i dati del database di PANTOSTI & VALENSISE, 1999).

Questi dati provengono da analisi geomorfologiche e geologiche del Quaternario e propongono associazioni tra eventi e faglie. Come si può osservare nella Tabella 1.1 e nella Figura 1.1.8 l'opinione dei diversi Autori non è concorde sull'attività e sulla geometria di alcune strutture. Infatti, non si è ancora risolto il problema dell'individuazione dell'espressione superficiale, (legata al terremoto del 1857) nell'Alta Val d'Agri. Ovvero se essa si colloca nella porzione NE o SW e conseguentemente non è noto se la struttura principale sia da porre in relazione con una faglia immergente verso SW o verso NE, rispettivamente (VALENSISE & PANTOSTI, 2001; BENEDETTI, 1999). Anche la struttura del Pollino-Mercure è ancora di incerta definizione sia geometrica, che cinematica e temporale. Consenso unanime per l'area irpina e Vallo di Diano. Mentre per la struttura del bacino del Melandro-Pergola (che non figura in Tabella 1.1.1) non è stata ancora avanzata nessuna ipotesi dagli Autori citati ma è in via di definizione (vedere paragrafo 3.1.2) sia a seguito di questo lavoro di tesi che in seguito ai dati ed interpretazioni in via di pubblicazione nel lavoro di MORO *et al.* (in prep.).

N	Faglie	L (km)	W (km)	Slip-rate verticale (mm/a)	Intervalli cronologici	Interv. ricorrenza (anni)	Spessore sismogenetico (km)
1	Vallo di Diano	31 (a) 43 (b)		0.5-1 (a) 1 (a) 0.5-1.0 (b) 1.0 (b)	Quaternario (a e b) 0.4-0.6 Ma (a e b)	- (a e b)	- (a e b)
2	Irpinia	30 (b)		0.2-0.4 (b)	- (b)	Olocene (b)	8-12 (b)
3a	S. Gregorio Magno (bordiera)	17 (a)	15	<0.5 (a)	Quaternario (a)	- (a)	- (a)
3b	S. Gregorio Magno (sisma 1980)	4 (a)		0.17-0.4 (c)	19660 anni BP-Attuale (c)	2206-3104 (c)	8-12 (c)
3c	M. Ognà	13 (a)		<0.5 (a)	Ultimo Glaciale-Attuale (a)	- (a)	- (a)
3d	Piano di Pecore	8 (a)		0.29-0.4 (c)	8600 anni BP-Attuale (c)	1684-2150 (c)	8-12 (c)
4	M. Alburno	34 (a) 28 (b)		- (a e b)	- (a e b)	- (a e b)	- (a) 5-15 (b)
5	Valle del Tanagro	18 (a) 15 (b)		0.7-0.25 (a e b)	Tardo Pleistocene medio- Attuale?	- (a e b)	- (a e b)
6	Alta Val d'Agri	25 (a) 34 (b)	23	<0.6 (a) 1.0 (b)	Pleistocene medio-Attuale?	- (a e b)	- (a) 5-15 (b e d)
7	Melandro- Pergola	(c)	17.9				
8	Buonabitacolo	5 (a) 6 (b)		<0.1 (a e b)	Tardo Pleistocene medio- Attuale?	- (a e b)	- (a e b)
9	Lagonegro	21			Quaternario	-	5-15
10	Mercure	20	22	0.5	Olocene	-	5-15
11	Pollino	20		0.5	Olocene	-	5-15

Tabella 1.1.1 – Sintesi dei dati disponibili sulle faglie attive nell'Appennino campano-lucano. Nella colonna *slip-rate* in grassetto sono indicati i valori stimati sulla base dell'*offset* di successioni datate; nei restanti casi i valori sono stimati su base geomorfologia. I numeri della prima colonna si riferiscono alle faglie riportate nella Figura 3.1.1.6
Legenda: (a) CINQUE *et al.* (2000); (b) GALADINI *et al.* (2000); (c) PANTOSTI *et al.* (1993); (d) BENEDETTI, 1999.

Per contribuire alla migliore conoscenza e definizioni delle strutture attive quaternarie che hanno favorito la genesi dei bacini appenninici a direzione da NNW-SSE a WNW-ESE (Auletta, San Gregorio Magno, Vallo di Diano, Melandro-Pergola, Valle del Noce, Val d'Agri, Mercure, Sant'Arcangelo) sono stati interpretati alcuni profili di sismica a riflessione messi a disposizione dall'ENI-Agip (BARCHI *et al.*, 2004; Figura 1.1.9). Gli Autori propongono le seguenti strutture per i diversi bacini:

- bacino di Auletta (o valle del Tanagro) è legato ad una faglia immergente verso NE che borda il lato sud-occidentale (Plio-Pleistocene medio);
- Vallo di Diano è controllato da un sistema di faglie SW immergenti (Pliocene sup.-Pleistocene medio) probabilmente ancora attive;

- Alta val d'Agri è controllata da un *set* di faglie sia ovest che est immergenti, attive dal Pleistocene inf. e responsabili dell'attività sismica dell'area.

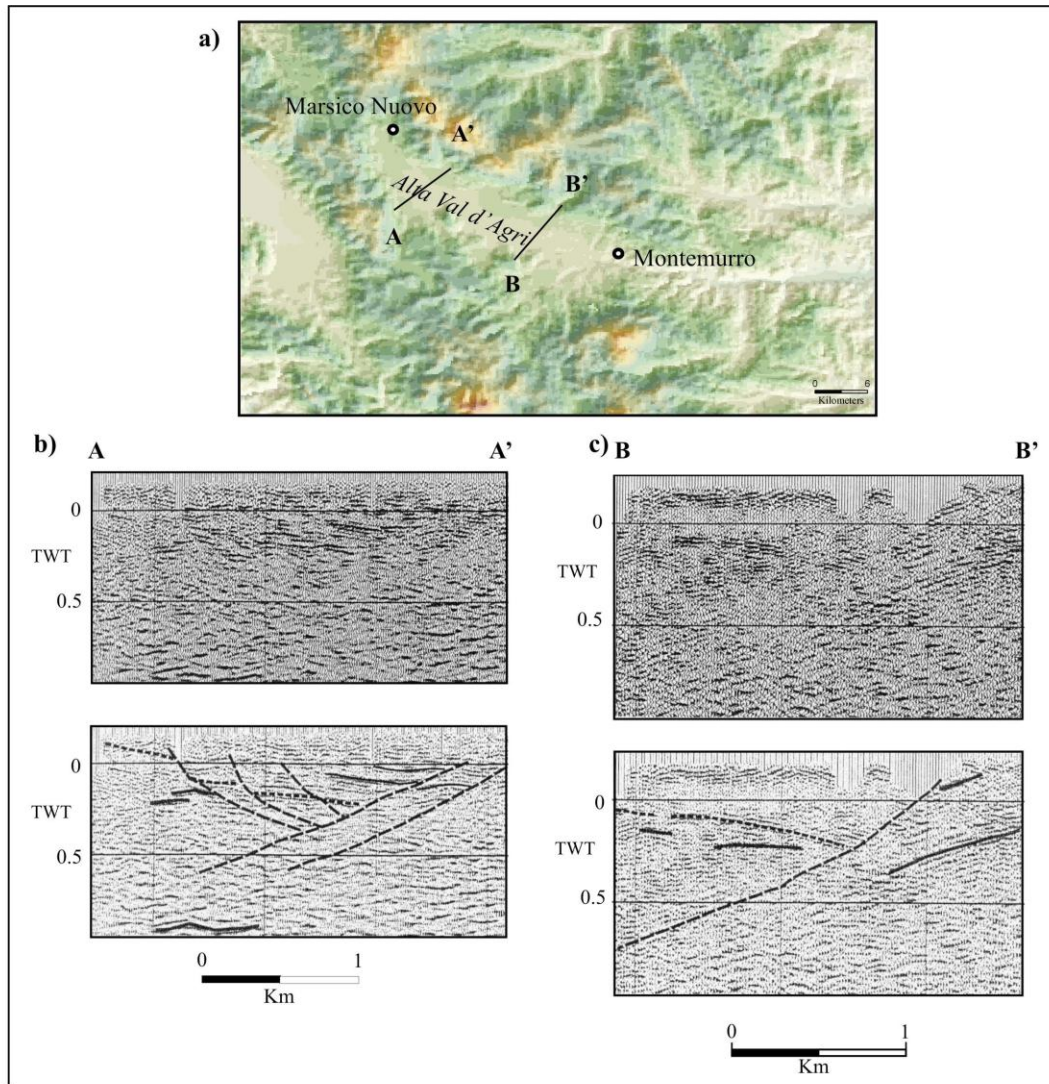


Figura 1.1.9 – Ubicazione dei profili sismici in Alta Val d'Agri (a) e loro interpretazione: profilo A-A' (b) e B-B' (c) (BARCHI *et al.*, 2004).

1.2.2 APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE: INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

1.2.2a Introduzione

In questo paragrafo verranno illustrati alcuni degli elementi geologico-strutturale (reperiti dalla letteratura ed inediti) che possano aiutare alla comprensione del quadro sismotettonico ed alla definizione del campo di *stress* dell'area di Città di Castello-Sansepolcro. L'area in esame fa parte del Bacino Tiberino (Appennino centro-settentrionale), tra le latitudini 43.67 e 43.40 e le longitudini 12.04 e 12.33, comprendendo i comuni di Sansepolcro, Monterchi-Citerna, Città di Castello, Montone (Figura 1.1.10).



Figura 1.1.10 – Ubicazione dell'area in studio.

Numerosi Autori sin dall'inizio del 1900 hanno ampiamente descritto la geologia, la stratigrafia e l'evoluzione strutturale dell'Appennino umbro, in lavori sia di carattere generale che di specifico dettaglio. Anche se non è questa la sede per approfondire una tematica così ampia e complessa. Si ritiene opportuno comunque, per la comprensione dei risultati di tutto il lavoro, fornire un quadro sintetico dello stato della ricerca geologico-stratigrafica e strutturale di questo settore dell'Appennino. Prima di entrare in merito all'argomento è doveroso ripercorrere le tappe fondamentali dell'evoluzione delle conoscenze geologiche dell'Appennino umbro, se non altro per ricordare quegli Autori che nella prima metà del XX secolo gettarono le basi per i moderni studi di stratigrafia e tettonica regionale. Tra la fine del 1800 e la prima metà del XX secolo molti Autori (BONARELLI, CANAVARI, PARONA, VERRI, PRINCIPI, FOSSA MANCINI ed altri) intrapresero i primi studi. La prima opera di respiro regionale è la monografia del LOTTI (1926) che traccia un quadro

completo della situazione geologica e che merita un particolare commento per l’accuratezza della ricerca e delle felici intuizioni dell’Autore. La dettagliata descrizione della serie stratigrafica mette in evidenza l’esistenza di serie giurassiche ridotte e lacunose. L’Autore giustifica queste anomalie ipotizzando fenomeni di sprofondamento e di emersione che avrebbero prodotto disomogeneità nel fondale marino e dato origine a settori emersi. Questa ipotesi venne rifiutata dalla comunità scientifica di allora mentre oggi viene riconosciuta pienamente valida dalle moderne ricerche sedimentologiche e strutturali. L’Autore riconosce nel Pliocene una fase di tettonica da collasso che investe le strutture occidentali e dà origine alle depressioni che hanno ospitato i bacini lacustri del Villafranchiano. Il LOTTI riconosce nell’allineamento Tivoli-Ancona il motivo tettonico che divide il dominio umbro-marchigiano da quello abruzzese-laziale e sottolinea la stretta relazione tra le grandi linee tettoniche regionali e le zone a più elevata sismicità.

Nel 1944 il MERLA pubblica il volume sulla geologia del bacino del Tevere come parte di una nuova monografia idrologica. Lo stesso Autore (MERLA, 1952) traccia un moderno quadro della geologia dell’Appennino settentrionale. Viene affermata la continuità della sedimentazione della serie giurassica, in contrasto con le osservazioni del LOTTI, giustificando le riduzioni di serie come effetti locali di origine tettonica. L’opera del MERLA non porta sostanziali elementi di novità nell’analisi delle serie mesozoiche; invece, è di particolare interesse il nuovo quadro stratigrafico dei depositi terziari fino ad allora poco conosciuti. Ma la grande novità sta nella nuova interpretazione strutturale dell’Appennino che, secondo l’Autore, risulta formato da una serie di “rughe tettoniche”. Con il nuovo concetto di “ruga” il MERLA rifiuta l’ipotesi di una tettonica gravitativa ed afferma la sostanziale autoctonia dei sedimenti mesozoici ad eccezione della coltre più epidermica delle “Argille scagliose”. L’evoluzione tettonica è vista come la conseguenza di una serie di intumescenze che si sarebbero prodotte in tempi successivi a partire dal Tirreno verso l’Adriatico. Ogni “ruga” sarebbe dovuta a fenomeni di raccorciamento crostale, che avrebbero prodotto spinte tangenziali capaci di generare, nello zoccolo rigido fasci di faglie convergenti in un punto, inverse sul lato nord-occidentale e dirette sul lato opposto della “ruga”. Questo schema, che si ispira alla teoria dei “cunei composti” di MIGLIORINI (1948), prevede una tettonica disgiuntiva nel substrato rigido profondo che evolve nella serie plastica sovrastante in motivi plicativi caratteristici dello stile tettonico più epidermico, direttamente osservabile nei rilievi affioranti. A chiusura del suo lavoro, il MERLA dichiara inapplicabile nella regione la teoria orogenetica gravitativa e, con grande intuizione, riconosce l’allora embrionale teoria delle “correnti subcrostali” come la sola capace di spiegare l’evoluzione strutturale dell’Appennino.

SCARSELLA con il rilevamento del Foglio Gubbio e del Foglio Norcia dà un contributo essenziale alle conoscenze geologiche regionali. L’Autore nel 1949 descrive la zona di incontro tra Umbria e Abruzzo così come appare lungo la “Linea delle Facies”. Ancora SCARSELLA (1952) descrive i

caratteri strutturali della "ruga" orientale umbra che comprende la dorsale dei Monti Nerone-Catria-Cucco-Colfiorito, formata dalla fusione di cinque anticlinali, ciascuna delle quali si fonde con la successiva nel punto di massima curvatura dell'arco, dando luogo ad una struttura caratteristica definita "virgazione scalare".

MANFREDINI & MANGANELLI (1969) riconsiderano la tettonica regionale proponendo un diverso modello strutturale: i movimenti tettonici sarebbero dovuti essenzialmente a movimenti verticali di età miocenica che avrebbero dato origine a strutture sin-sedimentarie come effetto della forte subsidenza verificatasi durante la deposizione dei sedimenti terrigeni miocenici. Verrebbero spiegati in tal modo anche i processi che hanno prodotto anticlinali rovesciate, sovrascorrimenti e duplicazioni di serie.

Una sintesi della geologia umbra è data da PAROTTO & PRATURLON (1975) che riesaminano la stratigrafia e la letteratura regionale, in occasione della presentazione del nuovo modello strutturale dell'Italia.

Inoltre, a partire dalla metà del XX secolo, quando ormai il quadro geologico è stato definito nelle sue linee essenziali, numerosi Autori si sono dedicati allo studio di maggiore dettaglio delle singole strutture significative e alla ricostruzione dei domini paleogeografici. Gli studi più recenti (DEIANA, LAVECCHIA, CELLO, BALLY, BARCHI, etc.) sono alla ricerca di un nuovo modello strutturale che si inquadri nell'evoluzione del più vasto bacino del Mediterraneo.

Quest'area si inquadra all'interno della geodinamica che ha investito la penisola italiana. Essa è il risultato della collisione tra la placca europea e la zona adriatica fin dal Cretacico sup. (LAVECCHIA 1988; DEWEY et al., 1989; DECANDIA et al., 1994;). L'Appennino umbro costituisce un segmento della catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti che coinvolgono in affioramento una copertura sedimentaria che evolve, al di sopra dei depositi continentali (Trias medio), da sequenze neritico-pelagiche di margine passivo (Trias superiore-Eocene p.p.) a depositi emipelagici (Eocene p.p.-Messiniano p.p.) e sequenze torbiditiche via via più giovani verso est (Langhiano-Pleistocene inf.). Quest'ultime rappresentano la sedimentazione di avanfossa che registra la progressiva migrazione della deformazione compressiva neogenica (RICCI LUCCHI, 1986; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995). Sotto il profilo strutturale questa porzione di Appennino rappresenta il risultato del regime tettonico compressivo che dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore caratterizza tutto l'Appennino centro-settentrionale, portando all'impilamento delle diverse unità tettoniche con fronti compressivi con direzione appenninica a vergenza NE. In particolare CENCETTI et al. (1994) hanno evidenziato come l'area sia attraversata da NW a SE da un fronte di accavallamento di importanza regionale che ha determinato la sovrapposizione dell'Unità Cervarola-Falterona su quella umbro-romagnola (Marnosa-Arenacea e Marne di Verghereto). Le Unità Liguri, affioranti nella porzione meridionale, fanno parte di un più esteso affioramento (M.ti Rognosi), che costituisce

una depressione strutturale allungata in senso antiappenninico, trasversale ai fronti di accavallamento. Tali strutture compressive sono evidenti nelle zone assiali della catena dove affiorano le unità mesozoiche-paleogeniche, mentre nelle aree interne sono mascherate dai più recenti elementi disgiuntivi e dagli associati bacini plio-quadernari (ARUTA *et al.*, 1998; LAVECCHIA *et al.*, 2000). Sovrainposte sugli elementi di catena si osservano faglie plio-quadernarie normali, trassensive e trascorrenti. Queste, nei settori interni, bordano gli ampi bacini ad andamento NW-SE e NNW-SSE dell'Umbria, riempiti da depositi plio-quadernari, mentre nelle zone assiali sono orientate da NW-SE a NS e bordano piccole depressioni tettoniche riempite con depositi pleistocenici ed olocenici (LAVECCHIA *et al.*, 1994a, b; BARTOLINI *et al.*, 1996; BERTOTTI *et al.*, 1997; MELETTI *et al.*, 2000; Figura 1.1.11). Le faglie e le strutture "recenti" che si sono formate durante gli eventi neotettonici rappresentano la storia tettonica post-miocenica ed i processi deformativi che hanno dato origine a tali strutture sono tuttora in atto. Attualmente, la maggior parte dei dati di *breakout*, di sismicità (MONTONE *et al.*, 1999) indicano un'estensione attiva nella zona assiale della catena umbra. La maggior parte delle strutture attive consistono in faglie che bordano una serie di bacini montani orientati NW-SE (Lunigiana, Grafagnana, Mugello, Casentino Alta Val Tiberina Gubbio; Colfiorito; Norcia) (DI BUCCI & MAZZOLI, 2002). Molti Autori sono concordi nel considerare il tensore dello *stress* minimo (σ_3) in questa porzione di catena orientato NE-SW (MARIUCCI *et al.*, 1999; BONCIO *et al.*, 2000). Quindi, è d'uopo cercare di individuare queste strutture in quanto esse sono le dirette responsabili della distribuzione e dell'intensità della sismicità, passata ed attuale dell'area e la loro definizione contribuisce ad una sempre migliore determinazione dell'orientazione e del regime del campo di *stress* crostale che in Italia è alquanto complesso.

1.2.2b Strutture tettoniche ad attività quaternaria

L'Appennino umbro è caratterizzato da faglie ad attività quaternaria Tabella 1.1.2 e Figura 1.1.12 associate ad una campo di sforzi distensivo con σ_3 in direzione SW-NE (BONCIO & LAVECCHIA, 2000). Ogni sistema di faglie regionale è costituito da una *master fault* continua per alcune decine di chilometri in profondità, spesso caratterizzata in strutture *en échelon* destro. Queste strutture (Tabella 1.1.2 e Figura 1.1.12) sono definite sismogeniche perché caratterizzate da evidenze in campagna di attività tardo quaternaria e soprattutto perché associabili ad eventi sismici strumentali e storici.

N	Strutture	Giacitura in superficie (°)			Dimensioni (km)				Geom.	Cinem.	Tensore degli sforzi			Attività Quat.	Rif
		Dir.	Imm.	Incl.	L	W	Ws	D			σ_1	σ_2	σ_3		
1	Alta Val Tiberina W				23									PI	A
2	Alta Val Tiberina E				28									PI	A
3	M. Civitello				13									PI	A
4	Gubbio	130	SW	50	30	10	10	6	listrica	dip-slip	04480	14200	23210	TQ	B
5	Gualdo Tadino	150 (?)	SW	/	15	12 (?)	9-10	6-7 (?)	listrica	/	/	/	/	/	B
6	Cofiorito	145	SW	55	15	14	10	8	listrica	dip-slip	max estensione NE			TQ	A B G1 G3
	S. Martino M. Civitella	145	SW	60	11	10	8	6-7	listrica	dip-slip	max estensione NE			TQ	A B G1 G3
7	Preci-F.ca d'Ancarano	135 - 150	SW	50	12	11	9	11	listrica	dip-slip	17169	33320	06505	TQ	A B G1 G3
	Nottoria-M. Pizzuto	140 - 180	AW-W	50-75	17	11	9	11	listrica	dip-slip/trans. sx	17169	33320	06505	TQ	A B G1 G3
8	Vettore	140 - 170	SW	40-60	35	21	13	13	listrica	dip-slip	30278	14210	05104	TQ	A B G1 G2

Tabella 1.1.2 – Parametri geometrici e cinematici delle strutture appartenenti alle principali *master fault* sismogenetiche dell'area umbra. Legenda: L=lunghezza lungo la direzione; W= lunghezza lungo l'immersione; Ws= larghezza della proiezione in superficie della faglia; D= profondità della faglia sismogenetica. L'orientazione dei tre assi del tensore di sforzi è espressa in *trend* (prime 3 cifre) e *plunge*. PI= attività Pleistocenica, Q= attività Tardo Quaternaria. Riferimenti bibliografici citati in tabella: A= GALADINI *et al.*, 2000, G1 e G2= GNDT-Progetto 5.1.2; contributi delle unità di ricerca (G1= UR_Chieti, CALAMITA; G2= UR_CNR-IRTR; G3= UR_Camerino); B VALENSISE & PANTOSTI (2001).

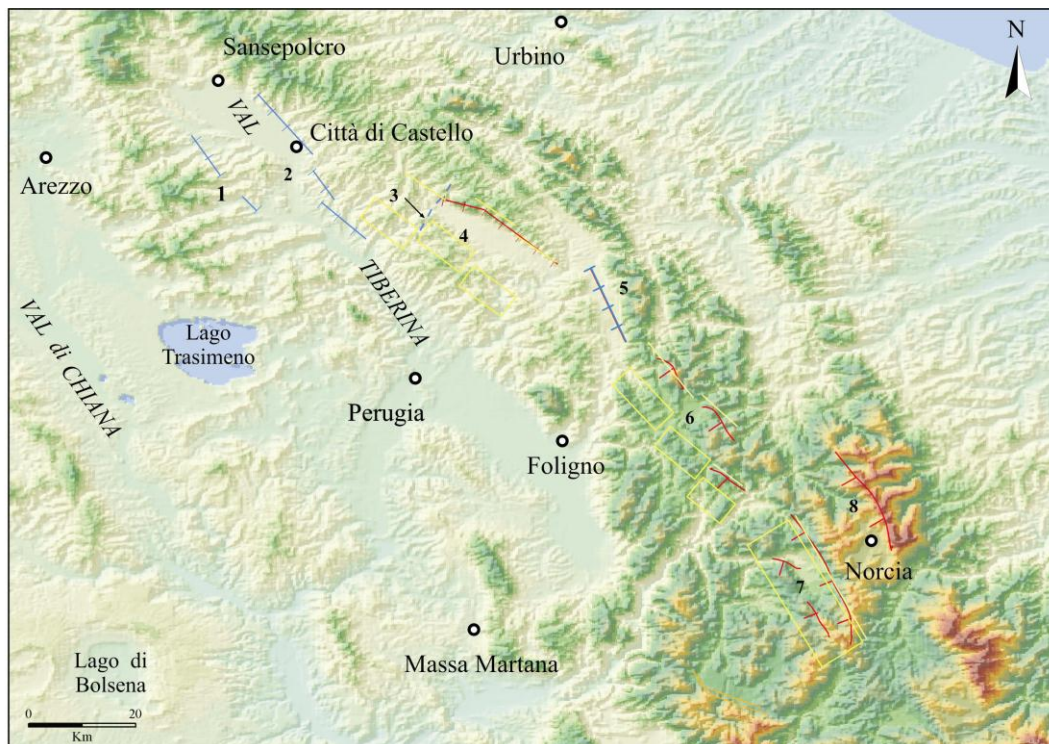


Figura 1.1.12 - Carta delle faglie attive in Appennino umbro (elementi geologici di superficie). Le faglie rosse rappresentano le faglie per le cui espressioni superficiali sono disponibili dati sull'attività nel Pleistocene sup.-Olocene. Le faglie blu rappresentano le faglie ad attività quaternaria per le cui espressioni superficiali non sono disponibili dati sull'attività nel Pleistocene sup.-Olocene (GALADINI *et al.*, 2000; LAVECCHIA *et al.*, 2000). Le box gialle rappresentano i dati del database di VALENSISE & PANTOSTI, 2001).

Si osserva un approfondimento della base delle strutture sismogeniche spostandosi da NW (Gubbio 6 km) verso SE (Nottoria 11 km) (BONCIO & LAVECCHIA, 2000; BONCIO *et al.*, 1996, 1998). Nell'area umbra la distribuzione della sismicità strumentale e storica sembra essere fortemente controllata dalla Faglia Alto Tiberina la cui esistenza è ben documentata da dati geologici di superficie e di sottosuolo (Pozzo Perugia 2 e San Donato 1), di sismica a riflessione (profili CROP03) ed a rifrazione (profili DSS 78) (BARCHI *et al.*, 1998; BONCIO *et al.*, 1998; PICCININI *et al.*, 2003). Il profilo di sismica a riflessione (CROP03) ha investigato fino a 12 km di profondità (BARCHI *et al.*, 1998; BONCIO *et al.*, 1998). La faglia ha un'inclinazione media di 30° verso NE e rappresenta lo scollamento basale di faglie quaternarie sismogeniche SW-immersenti, come la struttura di Gubbio. La traccia di superficie della Faglia Alto Tiberina separa un settore quasi asismico ad ovest, al letto della faglia Alto Tiberina, da un settore in distensione interessato da attività sismica ad est, al tetto della Faglia Alto Tiberina (LAVECCHIA *et al.*, 2000). Le faglie sintetiche ed antitetiche al tetto della Faglia Alto Tiberina permettono di suddividere il settore in distensione in una serie di blocchi strutturali che presentano differenti caratteristiche nella distribuzione e nell'entità della sismicità (LAVECCHIA *et al.*, 2000; Figura 1.1.13). La Faglia Alto Tiberina è vincolata per una lunghezza di circa 70 km da Sansepolcro a Bettona e secondo alcuni Autori rappresenterebbe lo *splay* orientale di un sistema est-immersente, denominato "Etrurian fault system" (EF system, LAVECCHIA *et al.*, 2000; Figura 1.1.14) la cui emergenza è localizzata più

internamente, cioè ad ovest della traccia di superficie della Faglia Alto Tiberina. Nell'area umbra l'affioramento della Faglia Alto Tiberina si localizza ad occidente dei Massicci Perugini, mentre verso nord una possibile continuazione della Faglia Alto Tiberina può essere individuata nella zona di taglio est-immersante che delimita ad ovest il *graben* del Casentino, del Mugello fino ad arrivare al bacino della Garfagnana e Lunigiana (ARUTA *et al.*, 1998; LAVECCHIA *et al.*, 2000).

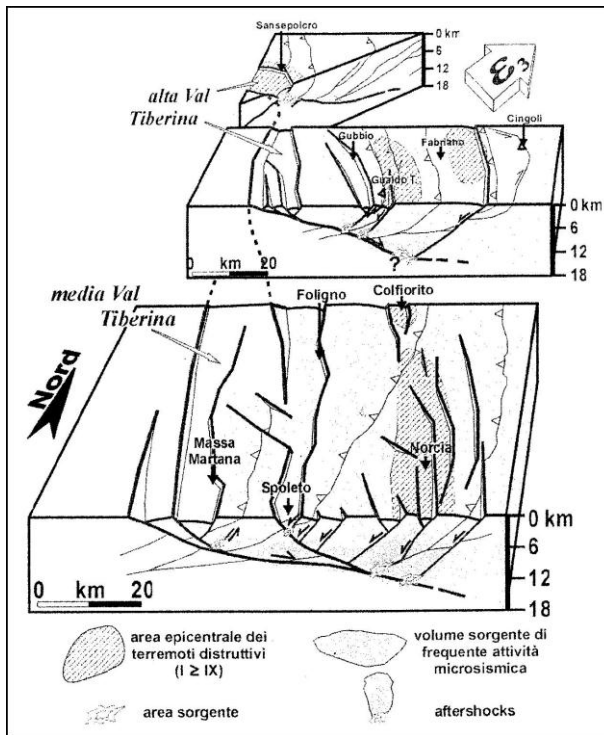


Figura 1.1.13– Modello sismotettonico dell'Appennino umbro-marchigiano. In grigio è rappresentato il blocco considerato attivo al tetto della Faglia Alto Tiberina, all'interno del quale si distribuisce prevalentemente la sismicità; in bianco sono indicati i blocchi relativamente asismici; in grigio scuro sono schematizzate le aree in sezione a maggiore concentrazione di microsismicità. La freccia indica la direzione di allontanamento del blocco di tetto (LAVECCHIA *et al.*, 2000)

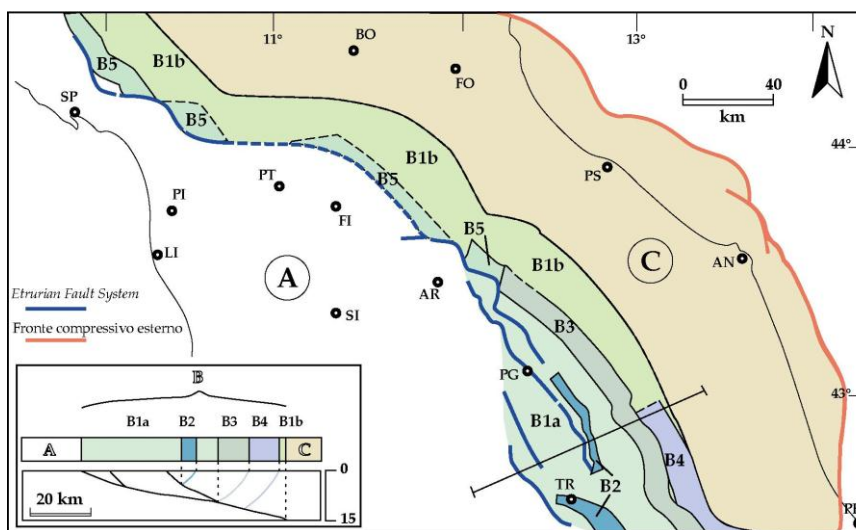


Figura 1.1.14 – Carta delle zone sismotettoniche. In bianco è rappresentata l'area toscana a crosta assottigliata (settore A); in verde chiaro, scuro ed in celeste sono indicate le varie zone dell'area appenninica in distensione (settore B); in giallo è rappresentata la zona in compressione (settore C). In basso a sinistra, la sezione schematica illustra il significato strutturale delle varie zone all'interno dell'area appenninica umbro-marchigiana in distensione (settore B) (LAVECCHIA *et al.*, 2000).

Come detto in precedenza il CROP03, che attraversa l'alta Valle Tiberina, ha evidenziato presso la località Monterchi (sezione in pianta Figura 1.1.15), la geometria della Faglia Alto Tiberina. Una faglia normale a basso angolo est immergente che ha controllato la genesi e la sedimentazione del bacino. Infatti, si osserva una asimmetria del Bacino Tiberino con spessori crescenti da circa 200 m nella parte orientale a circa 1000 m nella parte occidentale. La depressione è delimitata da una struttura antitetica che borda ad est il bacino Tiberino con immersione verso ovest ed un'altra struttura più a est che sembrerebbe non arrivare in superficie, sempre ovest-immergente. Non è tuttora chiara la relazione tra la sismicità e le strutture sopra citate, molti studi sono ancora un fase di definizione. In Figura 1.1.16 è rappresentato l'andamento in profondità della Faglia Alto Tiberina, nell'area compresa tra Gubbio e Gualdo Tadino. Dall'andamento delle isocrone, dedotto dall'analisi di un set di linee sismiche a riflessione acquisite dall'ENI-AGIP, si può osservare una geometria irregolare ed articolata.

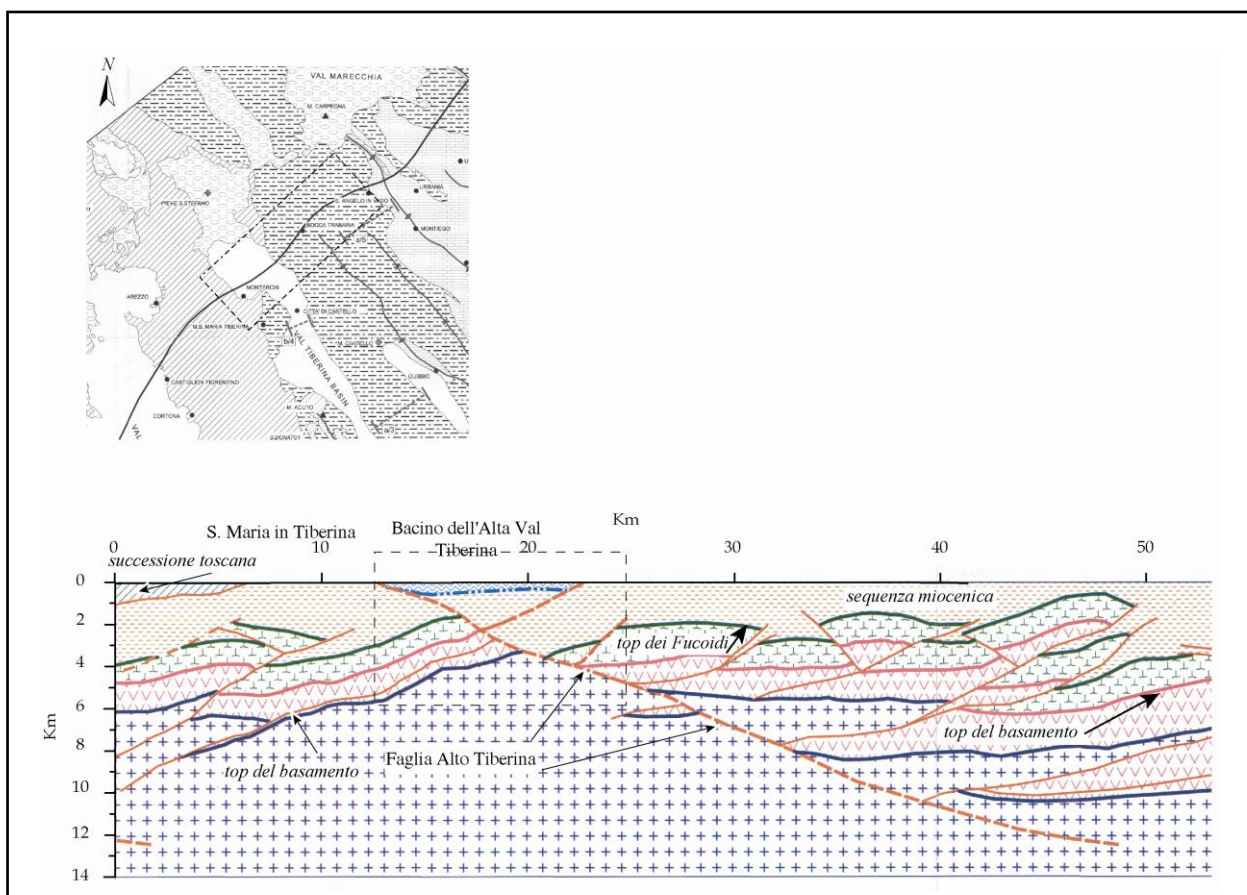


Figura 1.1.15 – Ubicazione della linea CROP03 in pianta (A) e profilo in profondità (B). Si osserva l'andamento della Faglia Alto Tiberina est-immergente e le sue antitetiche. Sono riportati anche i riflettori della linea sismica (BARCHI *et al.*, 1998).

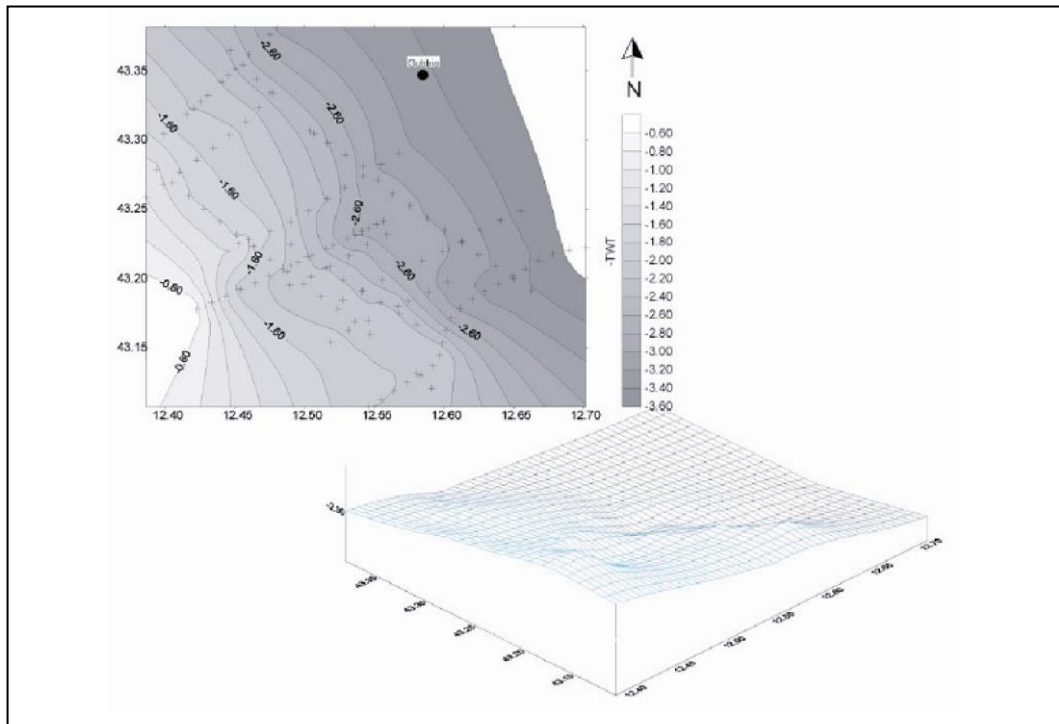


Figura 1.1.16 – Distribuzione in pianta (A) ed in profondità (B) delle isocrone della Faglia Alto Tiberina.

CAPITOLO 2

METODOLOGIE APPLICATE

2.1 GEOLOGIA E MORFOTETTONICA

La geologia dei terremoti mira alla ricostruzione dell'evoluzione quaternaria delle depressioni intrappenniniche e pone particolare attenzione al riconoscimento ed alla valutazione delle evidenze di tettonica attiva.

Un primo passo è lo studio della geologia-strutturale dell'area con maggiore attenzione all'analisi dei depositi quaternari continentali affioranti in superficie (stratigrafia e rapporti giaciture) ed in profondità (sondaggi) e successivamente allo studio delle caratteristiche morfologiche del paesaggio attuale.

Le informazioni relative ai terreni pre-quaternari sono essenzialmente desunte dalla letteratura, i dati di potenziale interesse sono comunque stati verificati successivamente sul terreno. Il lavoro si propone di apportare un contributo alla ricostruzione dell'evoluzione dei bacini intrappenninici quaternari, cercando di stabilire se i motivi tettonici che ne hanno causato la formazione sono ancora attivi ed il grado di rilasciare sismicità anche significativa per studi di hazard sismico. L'analisi della bibliografia esistente è stata indirizzata sia verso tutti gli studi riguardanti l'area investigata che verso i lavori che descrivono gli effetti della fagliazione superficiale nelle aree appenniniche limitrofe.

Lo studio della morfotettonica quantitativa viene condotto sui caratteri evolutivi del paesaggio (reticolo idrografico, terrazzi fluviali, conoidi, assetto giacitura dei depositi quaternari, etc.) e permette di identificare e caratterizzare geometricamente e cinematicamente le faglie sismogeniche, mediante l'analisi dell'evoluzione della morfologia superficiale. Essa cerca di studiare gli elementi morfologici presenti nelle immediate vicinanze delle strutture attive. Ad ogni terremoto è infatti associata una deformazione cosismica permanente del suolo, di entità proporzionale all'intensità dell'evento, ovvero all'energia rilasciata. L'accumulo di questa deformazione, dovuta al ripetersi di terremoti sulle stesse strutture geologiche produce distorsioni del reticolo idrografico, basculamento delle superfici terrazzate, deformazioni locali del gradiente di sollevamento regionale. L'esame degli elementi morfologici principali permette, nella maggior parte dei casi, la definizione dell'estensione e della forma dell'area di deformazione cosismica, dati che consentono di fare delle stime sulla lunghezza, profondità e pendenza della struttura sismogenica oltre alla sua orientazione. L'analisi morfostrutturale è finalizzata all'identificazione delle strutture morfologiche e del controllo strutturale che hanno sul territorio come per esempio versanti e scarpate che interrompono

morfologie erosionali o deposizionali, incisioni e deviazioni dei corsi d'acqua susseguenti e loro allineamenti. Importante è l'analisi dei versanti strutturali al fine di pervenire ad una loro interpretazione come forme generate da eventi tettonici sin-erosionali o passivamente controllate da tettonica. Eventuali riattivazioni di faglie basali o di faglie che ne interrompono la continuità, porterebbero al “ringiovanimento” dei versanti stessi (CINQUE *et al.*, 1993). Le morfologie strutturali sono state individuate mediante le analisi delle carte topografiche e della fotointerpretazione. La prima analisi permette di seguire delle possibili evidenze nel paesaggio delle suddette morfologie a diverse scale (1:100.000; 1:50.000; 1:25.000) mentre l'analisi a scala più ampia consente di individuare i lineamenti strutturali aventi una maggiore estensione lineare e presumibilmente costituenti l'espressione morfologica delle principali faglie. L'analisi a scala locale consente di ricercare vincoli utili ad inquadrare l'attività sulla base dei rapporti temporali esistenti tra la faglia stessa e le morfologie erosionali. L'analisi sul terreno dei versanti strutturali deve essere accompagnata dal rilevamento di elementi cinematici che permettano di comprendere il tipo di movimento all'origine della scarpata. L'analisi geomorfologia permette di individuare forme erosionali e/o deposizionali che possano testimoniare fasi di modellamento da porsi in relazione con momenti di stabilità dei livelli di base locali e/o generale, quali terrazzi marini, lacustri e fluviali. Questi possono essere utilizzati come livelli guida (per di più con valore locale) nella ricostruzione cronologica delle fasi morfoevolutive e per la stima degli eventi di sollevamento sia assoluti che relativi. La ricostruzione tra eventi di fagliazione e fasi di modellamento rappresenta un fondamentale strumento di indagine per l'individuazione dei motivi all'origine della genesi del rilievo in quanto consente di discernere, caso per caso, se la tettonica abbia attivamente o passivamente contribuito ad essa.

L'attuale configurazione dell'arco appenninico è il risultato di una deformazione compressiva sviluppatasi tra il Miocene superiore e la fine del Pliocene, che ha prodotto strutture plicative a vergenza adriatica, associate a faglie dirette, sovrascorrimenti e faglie trascorrenti. A questa fase ne è seguita una estensionale (iniziata nel Pleistocene inferiore e tutt'oggi attiva) i cui “segni” sono evidenti in superficie. Proprio questi “segni” sono individuati dallo studio aerofotogrammetrico (sia prima che durante le indagini di campagna) e successivamente osservate sul terreno. Sono stati analizzati due voli differenti dell'IGM quello del 1959-1960 ed il volo del 1996, a scala 1:33.000. L'analisi delle foto aeree del volo 1959-1960 ha permesso di individuare e meglio definire le principali lineazioni, le eventuali scarpate, le frane, i terrazzi, i basculamenti etc., tutti elementi che sono stati alterati od obliterati successivamente a seguito dell'intensa urbanizzazione delle due aree e quindi non ben osservabili nelle fotoaeree del volo 1996.

La foto aerea è un'immagine risultante dall'interazione tra l'energia elettromagnetica ed un sistema di registrazione ed esse sono descrivibili in termini di proprietà geometriche (scala e

risoluzione) e spettrali come tono, contrasto, colore, tessitura, struttura e forma. L'interpretazione delle immagini fotografiche deve tener conto delle caratteristiche geometriche del tipo di ripresa e del sensore impiegato, e di quelle spettrali relative alla pellicola utilizzata. Le prime due fasi del processo di fotointerpretazione sono connesse all'osservazione preliminare dei principali aspetti fisiografici-morfologici e solo successivamente si passa all'interpretazione in base all'ausilio della cartografia geologica e topografica (MANTOVANI & MARCOLONGO, 1992). Sulle foto aeree sono state annotate tutte le fratture individuabili per mezzo dell'osservazione stereoscopica. La metodologia di annotazione delle fratture si basa sul presupposto che le forme rilevabili e delle quali sia riconosciuto dal fotointerprete il carattere naturale, possono essere espressione superficiale di fratture che interessano il substrato geologico. L'assunto che giustifica tale presupposto è che le deformazioni fragili della crosta e dei corpi rocciosi in genere, segnano preferibilmente delle traiettorie rettilinee o leggermente curve. La classificazione delle fratture così interpretate in differenti categorie deriva da una selezione eseguita in fase di fotointerpretazione e basata sull'evidenza e lunghezza della traccia di frattura osservata e sulle relazioni tra la frattura e le unità geologiche, con il supporto della documentazione esistente. Le fratture sono suddivise in classi che rappresentano una diversa espressione di due principali gruppi: uno delle faglie e l'altro delle fratture. Le prime sono generalmente elementi di notevole lunghezza (faglie dirette, fronti di sovrascorrimento, faglie trascorrenti) legati alla tettonica principale, che appaiono sulle fotografie aeree come tagli morfologici evidenti, sottolineati da scarpate ed impluvi molto scolpiti. Date le loro dimensioni si presume che interessino, con piani preferibilmente inclinati, uno spessore notevole di roccia; in molti casi attraversano più unità litostratigrafiche e talvolta fanno da limite tra le stesse unità. Le fratture s.s. sono generalmente di dimensioni più limitate in quanto individuano discontinuità di tipo tensionale, con piani preferibilmente subverticali, subordinate alle precedenti. Sono considerate come elementi che interessano uno spessore di roccia relativamente modesto anche se la loro traccia risulta ben marcata e netta sulle foto aeree. Esse assumono particolare importanza quando costituiscono fasci e concentrazioni in quanto esprimono il grado di deformazione dei corpi rocciosi (MANTOVANI & MARCOLONGO, 1992). Le espressioni morfotettoniche del paesaggio sono fortemente dipendenti dall'attività sismica che caratterizza l'area. Un chiaro e sensibile indicatore dell'attività tettonica è rappresentato dai corsi fluviali (BURNETT & SCHUMM, 1983; OUCHI, 1985) le cui aste si adattano alle deformazioni verticali, alle variazioni del livello di base con modificazioni della morfologia principale attraverso processi di incisione e di aggradazione; ma la loro modificazione è imputabile anche ad un controllo strutturale più o meno spinto (pattern parallelo, subdendritico, angolare e angolato). Il riempimento di una valle fluviale e la successiva incisione verticale fornisce come risultato la formazione di un terrazzo di accumulo. Incisioni episodiche e poco profonde possono formare inoltre un terrazzo d'erosione scolpito nel materiale alluvionale.

Inoltre, è importante conoscere, valutare ed analizzare le cause delle deviazioni fluviali avvenute nel tempo che possono essere ascrivibili a fenomeni alluvioni, a frane, alle conoidi, alle eruzioni vulcaniche, all'attività di una faglia ed all'azione dell'uomo.

In aree di catena si riconoscono due tipi fondamentali di bacini intramontani originati da tettonica estensionale, ovvero controllati da faglie normali e che si possono quindi riferire a strutture quali *graben* o *semi-graben* continentali, concomitanti alla formazione della catena. Il primo è costituito da una conca lacustre, cioè con drenaggio centripeto, bordata da uno o più lati da faglie. Il secondo è costituito da valli fluviali con drenaggio assiale, ovvero subparallelo all'andamento delle strutture tettoniche presenti (LEEDER & GAWTHORPE, 1987).

Il contributo della geologia all'individuazione delle strutture probabilmente sismogeniche è molto articolato in quanto deve tenere nella giusta considerazione sia l'analisi geomorfologica e morfotettonica delle strutture tardo-quadernarie, sia lo studio dei terremoti passati attraverso tecniche paleosismologiche, sia l'analisi dell'evoluzione cinematica della regione appenninica nell'ambito di una storia deformativa più lunga nel tempo.

Tutti questi dati ed analisi confluiscono nello studio delle relazioni fra sismicità e strutture tettoniche al fine di individuare faglie attive e terremoti ad esse associabili. Inoltre, sono stati considerati i risultati bibliografici sintetizzati in alcuni elaborati principali per entrambe le aree *test*, descritte nel Capitolo 3 e 4: (1) Carta degli allineamenti di faglie quadernarie rilevanti dal punto di vista sismogenico relativa tabella con i parametri geometrici delle strutture; (2) Carta delle box sismogeniche e relativa Tabella descrittiva con possibili associazioni terremoto-struttura e (3) zonazione sismotettonica dell'area intra-appenninica in distensione. In particolar modo sono stati presi in considerazione il database dell'INGV (VALENSISE & PANTOSTI, 2001) e dell'ANPA (VITTORI *et al.*, 1997). Il primo tipo di database propone informazioni sulla geometria e sulle caratteristiche cinematiche di sorgenti sismiche responsabili di terremoti di $M \geq 5.5$. Le geometrie sono in parte ottenute dall'utilizzo di informazioni di sismologia storica. In particolare, tramite l'elaborazione di dati relativi alla distribuzione del danno dovuto a forti terremoti, secondo il metodo pubblicato da GASPERINI *et al.* (1999), vengono definiti i parametri come la direzione e l'immersione delle sorgenti sismiche responsabili dei terremoti storici. Questi dati sono integrati dalle conoscenze acquisite negli ultimi anni mediante l'utilizzo di tecniche paleosismologiche, la cui applicazione è ancora limitata per distribuzione areale ed i cui dati hanno un utilizzo subordinato a fronte delle necessità di coprire, con informazioni sulle sorgenti sismiche, l'intero territorio nazionale. Per quanto riguarda la banca dati dell'ANPA, la complessità delle strutture proposte è legata alla grande quantità di informazioni in essa contenute e relative alle "faglie capaci" (sensu IAEA, 1991), ovvero ciascun segmento per il quale si ritiene possibile una attivazione e conseguente dislocazione del terreno viene immesso nella banca dati. Come si può facilmente dedurre i due

database sono fundamentalmente differenti. Il primo mira all’individuazione immediata delle strutture responsabili di terremoti di magnitudo moderata o elevata, mentre l’altra banca dati fornisce un catalogo delle faglie recenti e/o attive alle quali possono essere associate eventi sismici riconosciuti nel Catalogo storico ma anche precedentemente ad esso. Un’altra differenza sostanziale è rappresentata dall’uso determinante del dato sismologico del database dell’INGV e dal preponderante utilizzo di dati provenienti dalle analisi geomorfologiche e geologiche del quaternario nel database dell’ANPA (che comunque propone associazioni tra terremoti storici e segmenti di faglia). È stato, quindi, realizzato un inventario delle faglie attive (*“Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili* di GALADINI *et al.*, 2000) per fornire in maniera sintetica informazioni sulla tettonica attiva, sulla geometria delle strutture sismogeniche responsabili dei terremoti distruttivi che hanno interessato o potrebbero interessare il territorio nazionale.

2.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ

2.2.1 INTRODUZIONE

L'analisi della sismicità, congiuntamente ad altri studi di carattere geofisico, consente di incrementare le conoscenze sull'evoluzione geodinamica della regione italiana. Oltre alle possibili indagini sulla struttura profonda della litosfera e del mantello superiore, l'attività sismica permette anche di individuare le strutture sismogeniche all'interno della crosta responsabili dei forti terremoti. L'attuale distribuzione della sismicità in Italia è strettamente connessa all'evoluzione geodinamica che ha subito la nostra regione negli ultimi milioni di anni, dal Neogene ad oggi. Sia la sismicità storica che quella strumentale, nel nostro caso, contribuiscono ad aumentare lo stato di conoscenza di questa distribuzione. L'analisi della sismicità storica (BOSCHI *et al.*, 1999) consente di individuare le aree con elevato risentimento sismico, potenzialmente soggette in futuro ad altri forti terremoti. Inoltre, unitamente alle indagini geologiche sia di superficie che profonde, a quelle geodetiche e a quelle di sismicità strumentale, il dato storico permette di risalire al tipo ed alla velocità di deformazione in atto in una data regione. Tutte queste conoscenze sono alla base della comprensione di un fenomeno fisico così complesso quale la genesi di un terremoto.

Il monitoraggio sismico del territorio nazionale, notevolmente migliorato negli ultimi 20 anni grazie all'ampliamento della rete sismica centralizzata dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), ha consentito di aumentare lo stato di conoscenza della sismicità di fondo che, in modo continuo, avviene su buona parte del territorio italiano.

2.2.2 SISMICITÀ STORICA

Intorno alla metà dell'Ottocento, lo studioso inglese ROBERT MALLETT, in base ai suoi studi sulla meccanica e sulla dinamica dei terremoti, pose le fondamenta di una nuova disciplina, che chiamò "*Sismologia*". Egli si preoccupò che rispettasse le tre regole fondamentali della scienza: teoria, sperimentazione e ricerca sul campo. Il terremoto appartiene, infatti, a quei fenomeni che non possono essere riprodotti ed osservati in via sperimentale (se non in piccolissima misura). Per questo motivo la raccolta di dati, riguardanti gli effetti dei terremoti del passato, si rivelò subito di grandissimo interesse. Infatti, se MALLETT riuscì a tracciare una carta della sismicità del Mediterraneo, lo si deve al fatto che già esisteva una tradizione europea di studi sulla sismicità storica. Questa eredità di dati permise di compilare, nel giro di pochi anni, uno dei più grandi Cataloghi sismici dell'Ottocento.

In aggiunta, uno dei migliori cataloghi della tradizione italiana, nato all'inizio del '900 dalla ricerca del BARATTA (1868-1935) "*I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia*

sismica”, ha permesso di migliorare le conoscenze delle aree sismiche italiane maggiormente soggette a terremoti distruttivi. L’analisi della sismicità storica consente di studiare l’andamento dell’attività sismica di una data regione nel lungo periodo. La descrizione degli effetti prodotti da un terremoto storico non danno solo informazioni importanti da un punto di vista sociale ed economico di un dato territorio, ma forniscono elementi utili per comprendere la geometria e l’estensione della struttura tettonica che lo ha generato. La sismicità storica insieme alle indagini geologiche e geofisiche, consente di completare la ricostruzione geografica delle strutture sismogeniche che caratterizzano un dato territorio.

Per valutare la grandezza dei terremoti del passato si utilizza l’intensità macrosismica, definita come: *“una grandezza che misura l’entità delle perturbazioni che un evento sismico produce sulle “strutture” presenti sulla “superficie terrestre”*”, intendendo con il termine “strutture” oggetti, esseri viventi, corpi naturali ed artificiali e con la parola “superficie terrestre” l’area in cui dette strutture si trovano. Questa grandezza è ancora oggi utilizzata per confrontare i terremoti del passato con quelli recenti e come mezzo di valutazione per le varie applicazioni all’ingegneria sismica. Una forte limitazione nell’uso dell’intensità macrosismica consiste nel criterio di valutazione stesso poiché le imprecisioni che ne derivano possono causare confusione nella rappresentazione grafica delle isosisme e nell’interpretazione dei campi macrosismici (COSENTINO, 1991). L’estensione areale delle isosisme dà un’idea della posizione dell’area epicentrale, mentre la loro forma può fornire informazioni sull’orientazione della struttura sismogenetica. In alcuni casi l’allungamento delle isosisme può essere condizionato da fattori quali la distribuzione geografica delle aree antropizzate oppure la diversa litologia che può favorire o sfavorire il prolungarsi delle vibrazioni sismiche nel tempo (effetti di sito).

Per l’analisi della sismicità nelle due aree campione del nostro studio è stato utilizzato il Catalogo Parametrico dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1999).

2.2.3 SISMICITÀ STRUMENTALE

Al momento attuale, oltre alle conoscenze acquisite attraverso la sismicità storica, si ha la disponibilità dei dati strumentali delle reti sismometriche. Questi dati consentono, nel caso del territorio italiano, di conoscere la distribuzione della microsismicità degli ultimi venti anni (1983-2004). Dopo i disastrosi terremoti del Friuli (1976) e dell'Irpinia (1980) è stata avvertita la necessità di arrivare ad un migliore monitoraggio sismico del territorio nazionale. I dati della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV (Figura 2.2.1), insieme a quelli di reti locali e temporanee, hanno consentito di ottenere rilevanti risultati nello studio della sismicità italiana. Il costante miglioramento nella qualità dei dati (aumento del numero di stazioni, passaggio dall'acquisizione analogica a quella digitale), ha consentito di ottenere localizzazioni ipocentrali e stime di magnitudo sempre più precise e corrette. Attualmente la RSNC comprende circa 120 stazioni ubicate in modo abbastanza omogeneo sul territorio nazionale, con alcuni addensamenti in corrispondenza di alcune aree sismicamente più attive. La maggior parte delle stazioni sono ad una componente, ma attualmente si sta incrementando il numero delle stazioni digitali a tre componenti. I dati sono acquisiti in telemetria, e giungono alla sede centrale di Roma sia attraverso ponti radio che attraverso linee telefoniche (linee di trasmissione dati TD). Ultimamente si stanno attivando stazioni sismometriche a trasmissione satellitare. Nella sede di Roma è attiva una sala di sorveglianza sismica nella quale è possibile avere una visione completa in tempo reale della sismicità del territorio nazionale e, per i terremoti più forti, anche dell'area mediterranea e nel resto del mondo. L'attività in essa svolta consiste essenzialmente nel calcolo dell'ipocentro di un terremoto e nella stima della sua grandezza (magnitudo).

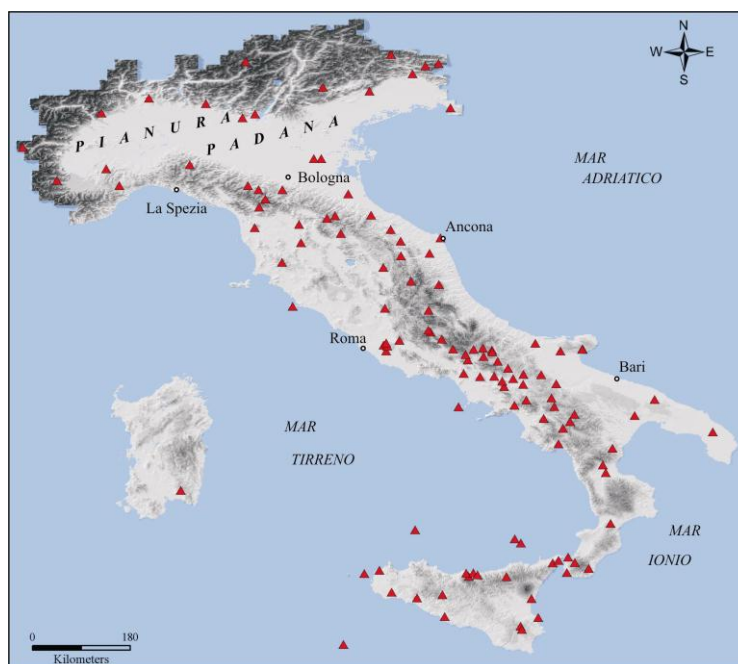


Figura 2.2.1 – Localizzazione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV sul territorio italiano.

2.2.3a Localizzazioni

La determinazione ipocentrale consiste nella risoluzione di un sistema di equazioni con quattro incognite: le tre coordinate spaziali (longitudine, latitudine, profondità) e la coordinata temporale o tempo origine (t_0) dell'evento. Per risolvere questo sistema sono necessarie le letture dei tempi d'arrivo alle singole stazioni delle fasi P e S generate all'ipocentro. Un'altra incognita nella localizzazione è data dal modello di velocità crostale per i terremoti superficiali, e litosferico per quelli intermedi e profondi delle zone di subduzione. Sulla base di alcuni studi geofisici è possibile risalire al modello di velocità che maggiormente si avvicina al reale andamento delle velocità all'interno della Terra.

Nel processo di calcolo della localizzazione ipocentrale viene minimizzato lo scarto quadratico medio dei residui di stazione per trovare la migliore soluzione. Il residuo è dato dalla differenza tra il tempo d'arrivo osservato ad una stazione sismometrica e quello calcolato in base al modello teorico di velocità usato. In questo modo, se il valore del residuo è negativo si ha un anticipo, vale a dire, il modello teorico di velocità usato risulta essere più lento rispetto ai valori delle velocità che realmente sono presenti nella crosta. Contrariamente, se il valore di residuo è positivo, il modello teorico di velocità impiegato nella localizzazione è più veloce dei valori reali di velocità crostale. Ne consegue che, tanto più il modello teorico di velocità è prossimo alla reale distribuzione delle velocità, tanto più i residui di stazione risultano essere piccoli in valore assoluto. Inoltre, la qualità della localizzazione ottenuta dipende dal numero di stazioni e dalla loro distribuzione azimutale attorno all'area epicentrale.

Tra le incognite ipocentrali, la profondità è quella meno vincolata nel processo di localizzazione, poiché dipendono fortemente dalla spaziatura media tra le stazioni di una rete sismometrica. Infatti, se la rete presenta una spaziatura mediamente intorno ai 20-30 km, le profondità ipocentrali inferiori ai 20 km risultano essere poco vincolate rispetto agli eventi con profondità superiore. Di conseguenza, per ottenere un dettaglio migliore della distribuzione ipocentrale all'interno di una sequenza sismica, si rende necessario l'impiego di una rete locale sufficientemente densa con spaziatura media tra i 3 ed i 5 km. Le localizzazioni degli eventi analizzati in questa Tesi sono state eseguite mediante il programma Hypoinverse di KLEIN (1989). Il modello di velocità teorico utilizzato è a strati piano-paralleli con velocità crescenti con la profondità (modello 1-D) elaborato da AMATO & SELVAGGI (1993). Nel file di uscita di ogni localizzazione, tra le varie informazioni, compaiono i tre errori spaziali sulla determinazione ipocentrale. Questi sono espressi in km ed indicano la lunghezza del semiasse dell'ellissoide di errore. L'estensione dell'ellissoide d'errore è indicativa della bontà della localizzazione. Generalmente, essendo le profondità ipocentrali poco vincolate, questo ellissoide presenta l'elongazione maggiore prossima o coincidente con la verticale. Nel caso della nuova versione del programma Hypoinverse (KLEIN, 2002), ad ogni localizzazione è

associato un fattore di qualità da A (migliore) a D (peggiore). Il fattore di qualità tiene conto dei valori di scarto quadratico medio dei residui (RMS), e degli errori orizzontali e verticali (ERH e ERZ), cioè delle lunghezze dei semiassi dell'ellissoide di errore. Gli intervalli per ciascun fattore di qualità sono indicati nella seguente tabella (Tabella 2.2.1):

Qualità	RMS	ERH	ERZ
A	< 0.15 sec	≤ 1.0 km	≤ 2.0 km
B	< 0.30 sec	≤ 2.5 km	≤ 5.0 km
C	< 0.50 sec	≤ 5.0 km	
D	Localizzazione da scartare		

Tabella 2.2.1 – Valori di qualità in base agli errori RMS, ERH e ERZ della localizzazione

Inoltre i suddetti fattori di qualità tengono conto anche della geometria della rete sismometrica, vale a dire del numero di stazioni (NWR), del massimo gap azimutale (MAXGAP) e della distanza della stazione più vicina all'ipocentro (DIM), secondo la seguente tabella (Tabella 2.2.2):

Qualità	NWR	MAXGAP	DIM
A	≥ 6	≤ 90	≤ 5.0 o ≤ prof.
B	≥ 6	≤ 135	≤ 10 o 2*prof.
C	≥ 6	≤ 180	≤ 50
D	Localizzazione da scartare		

Tabella 2.2.2. – Valori di qualità relativi ai parametri geometrici della rete sismica.

2.2.3b Meccanismi focali

Secondo la teoria del rimbalzo elastico (REID, 1911) l'energia liberata da un terremoto viene trasmessa sotto forma di onde che si irradiano dall'ipocentro in tutte le direzioni. Dall'analisi di queste onde elastiche è possibile risalire al meccanismo che ha generato la rottura della roccia con conseguente liberazione di energia. Quindi, per investigare con maggior dettaglio i processi sismogenici è necessario conoscere, oltre all'energia liberata da un terremoto (magnitudo), anche altri parametri, quali quelli relativi alla geometria della sorgente sismica. È possibile risalire all'orientazione del piano di faglia con il calcolo della soluzione focale, chiamata anche soluzione del meccanismo focale o del piano di faglia. L'orientazione del piano di faglia ed il tipo di

movimento ad essa associato sono definiti dai valori di direzione rispetto al nord (*strike*, ϕ), di immersione (*dip*, δ) e di angolo dello scorrimento sul piano (*rake* o *slip*, λ) (Figura 2.2.2a).

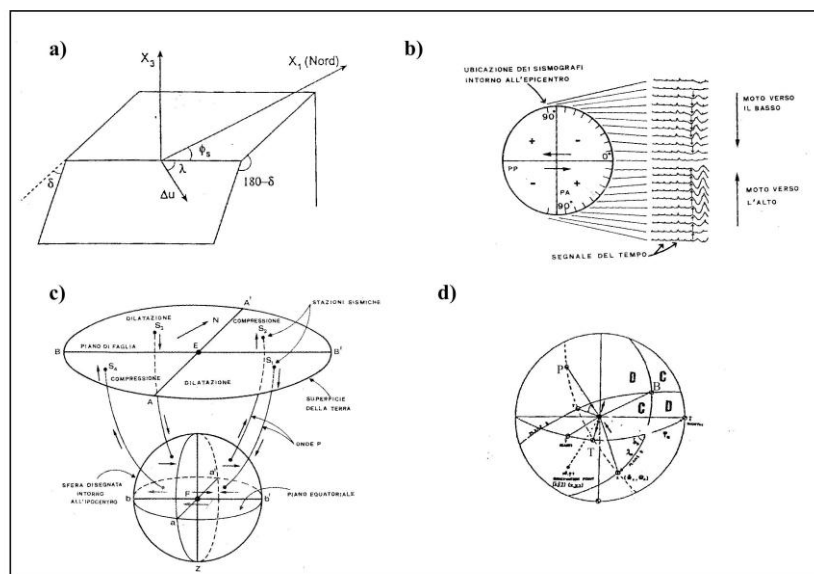


Figura 2.2.2 – (a) orientazione di un piano di faglia definito in base alla direzione (*azimuth* o *strike*) della sua traccia, ϕ_s , misurata dal nord in senso positivo verso est (*range* di variazione 0° - 360°), l'inclinazione (*dip*) δ misurata dal piano orizzontale (*range* 0° - 90°), e l'angolo di scivolamento (*rake*) λ , misurato dalla retta orizzontale sul piano di faglia (*range* -180° ÷ 180°). (b) Rappresentazione del piano di faglia ed il piano ortogonale ad esso (*piano ausiliario*); (c) Sulla sfera focale si possono definire due sistemi di assi: XYZ e PTZ. Il sistema XYZ rappresenta gli assi delle forze della doppia coppia; X e Y sono i poli (direzioni normali) dei piani nodali A e B dell'onda P. Il sistema PTZ rappresenta gli assi principali dello sforzo, pressione (a 45° da Y in verso opposto all'asse X), tensione (sul piano XY a 45° dall'asse X) ed intermedio (CONSOLE, 1996); (d) Rappresentazione dei quattro quadranti che dividono la sfera focale mediante due *piani nodali*, ortogonali tra loro.

La geometria del piano di faglia si può ottenere a partire dall'analisi dei sismogrammi delle singole stazioni. Il modo più semplice per arrivare alla determinazione di un meccanismo focale, è quello che consiste nella lettura della polarità del primo impulso delle onde P. Il movimento relativo delle due porzioni di crosta dislocate dal piano di faglia, può essere definito come lo scorrimento prodotto da una coppia di forze ortogonali tra di loro. Ogni coppia di forze agisce su uno dei due piani nodali del meccanismo di rottura. Uno dei piani nodali è la faglia stessa (PP in figura 2.2.2b), l'altro, ortogonale, viene chiamato piano ausiliario (PA in figura 2.2.2b). La coppia di forze agente su di un piano viene rappresentata con due frecce indicanti il movimento relativo tra le due porzioni di crosta dislocate (Figura 2.2.2b). I due piani nodali separano le porzioni di crosta sottoposte ad una compressione da quelle sottoposte ad una dilatazione. Se il primo impulso rilevato dalla componente verticale del sensore è verso l'alto, allora la fase P si dice essere in compressione, se è verso il basso questa è in dilatazione (Figura 2.2.2b). Generalmente, tenendo conto delle grandi distanze che separano la sorgente dal ricevitore, si può considerare valida l'assunzione secondo la quale la faglia generatrice dell'evento sismico è coincidente con una sorgente puntiforme. In questo modo, è possibile considerare una sfera che avvolge l'ipocentro o fuoco del terremoto da cui partono i raggi sismici verso le singole stazioni (Figura 2.2.2c). Questa sfera prende il nome di sfera focale. Ogni

raggio sismico interseca la sfera focale in un punto, al quale verrà assegnato un valore positivo o negativo a seconda della polarità letta alla singola stazione. Queste polarità, a loro volta, vengono riportate sul piano equatoriale della sfera focale secondo una proiezione stereografica. La distribuzione delle polarità sulla sfera focale delinea la presenza di quadranti in dilatazione e in compressione. Questi sono delimitati dai due piani nodali del meccanismo focale. All'interno del quadrante in compressione e di quello in dilatazione si trovano l'asse di minima compressione (asse T) e l'asse di massima compressione (asse P), rispettivamente (Figura 2.2.2d). Questi due assi sono ortogonali tra di loro e sono posti a 45° dai due piani nodali. Infine, l'intersezione dei due piani nodali dà il terzo asse, definito come asse nullo o intermedio (asse B). Anche i piani nodali, insieme ai tre assi che definiscono un meccanismo focale, vanno ad intersecare la sfera focale, e vengono riportati sul piano equatoriale secondo la proiezione stereografica (Figure. 2.2.2c e 2.2.2d). Da una singola soluzione focale non è possibile distinguere tra i due piani nodali il piano di faglia. Sono necessarie altre osservazioni, non sempre disponibili, quali la presenza di strutture o morfologie visibili sul terreno, quali le scarpate di faglia oppure la distribuzione delle repliche (*aftershocks*) all'interno di una sequenza sismica. Infatti, nel caso di evento sismico significativo, alla scossa principale (*mainshock*) seguono delle repliche che tendono a distribuirsi nell'intorno della struttura principale generatrice del terremoto. Ciò avviene poiché la dislocazione della faglia principale produce una perturbazione e variazione del campo di sforzo nel volume di roccia circostante con conseguente movimento di tutte le strutture minori nelle immediate vicinanze.

Inoltre, la distribuzione delle repliche, oltre alla stima dell'energia liberata, consente di conoscere, con una certa approssimazione, l'estensione della faglia. Tenzialmente, le repliche di una sequenza sono localizzate al di sopra dell'ipocentro della scossa principale, il quale, quindi, delimita la base dello strato sismogenetico all'interno della crosta.

I meccanismi focali sono stati calcolati utilizzando il programma FPFIT (REASENBERG E OPPENHEIMER, 1985). Questo programma calcola le soluzioni focali di doppia coppia assumendo nulle le componenti non di doppia coppia. I meccanismi focali che presentano una elevata componente di doppia coppia sono tipici degli eventi di aree geotermiche e vulcaniche. La procedura di calcolo cerca di trovare il meccanismo focale che risulta essere il più possibile in accordo con la distribuzione delle polarità sulla sfera focale.

Per ogni soluzione focale determinata, FPFIT dà una stima delle incertezze nei parametri del modello: direzione del piano (*strike*), inclinazione del piano (*dip*) e orientazione e verso dello scorrimento tra i due blocchi dislocati (*rake* o *slip*). Inoltre, viene elaborato dal programma un plot sul quale sono riportate tutte le posizioni degli assi P e T del meccanismo focale, all'interno del limite di confidenza del 95%, compatibili con la soluzione trovata. La procedura FPFIT fornisce, quindi, per ogni soluzione focale due fattori di qualità, Q_f e Q_p , che variano, per convenzione,

secondo una scala di valori decrescenti da A a C (Tabella 2.2.3). Il fattore di qualità Q_f è legato al valore della funzione di misfit F_j , la quale mette in relazione il numero totale di polarità con il numero di polarità errate, cioè ricadenti nei quadranti di segno opposto. Nel caso in cui tutte le polarità ricadono nei quadranti corrispondenti al loro segno, la funzione di misfit F_j assume il valore nullo.

Il secondo fattore di qualità, Q_p , è legato alle ampiezze, espresse in gradi, degli errori di *strike*, *dip* e *rake*.

F_j	Q_f	$\Delta STR, \Delta DIP, \Delta RAK$	Q_p
< 0.025	A	< 20°	A
da 0.025 a 0.1	B	da 20° a 40°	B
> 0.1	C	> 40°	C

Tabella 2.2.3 – Fattori di qualità Q_f e Q_p . Qualità A: migliore; qualità C: peggiore. F_j è la funzione di misfit dei dati; $\Delta STR, \Delta DIP, \Delta RAK$ sono gli errori sullo *strike*, *dip* e *rake*, rispettivamente.

Per poter associare con maggiore facilità i meccanismi focali ai corrispondenti regimi di stress, ci avvaliamo della classificazione proposta da ZOBACK (1992) per il *World Stress Map* che si basa sui differenti intervalli di variazione dei valori d'immersione (*plunge*) degli assi P e T (Tabella 2.2.4).

<i>Plunge</i> degli assi		Categorie FPS
P	T	
$p \geq 52^\circ$	$p \leq 35^\circ$	NF
$40^\circ \leq p < 52^\circ$	$p \leq 20^\circ$	NS
$p < 40^\circ$	$p \leq 20^\circ$	SS
$p \leq 20^\circ$	$p < 40^\circ$	SS
$p \leq 20^\circ$	$40^\circ \leq p < 52^\circ$	TS
$p \leq 35^\circ$	$p \geq 52^\circ$	TF

Tabella 2.2.4 – Classificazione dei diversi regimi di *stress* in base ai valori dell'immersione (*plunge*) degli assi P e T (ZOBACK, 1992). NF indica un regime di stress normale; NS regime di stress normale con una piccola componente trascorrente; SS regime di stress trascorrente; TS regime di stress inverso con una piccola componente trascorrente, ed infine TF regime di stress inverso.

Questa classificazione si basa sull'assunzione che i meccanismi focali riflettono lo stato di *stress* di una regione e che gli assi di compressione (asse-P) e di estensione (asse-T) corrispondono, in prima approssimazione, agli assi principali dello stress σ_1 e σ_3 , rispettivamente.

2.2.3c Determinazione del campo di stress dall'analisi dei meccanismi focali

Dall'analisi di un singolo meccanismo focale non è possibile determinare il campo di stress, poiché esso è indicativo soltanto del tipo di deformazione in atto in un dato settore di crosta. Infatti, gli assi principali della soluzione focale, P e T, non coincidono con gli assi principali del tensore di stress, σ_1 e σ_3 (MCKENZIE, 1969). La porzione a comportamento fragile della crosta terrestre è caratterizzata dalla presenza di un grande numero di faglie generatesi in seguito all'azione di campi di stress che possono essere variati nel corso del tempo, sia in orientazione che in intensità. Queste faglie presentano diversi valori di coefficiente d'attrito. Solo le strutture che sono orientate favorevolmente con il campo di stress attivo riescono a risolvere parte della componente di taglio lungo il piano di faglia. Affinché ci sia consistenza tra il movimento di taglio e la direzione di slip lungo la faglia, gli assi di minima e di massima compressione del tensore di stress, σ_3 e σ_1 , devono essere orientati in modo tale da ricadere all'interno dei quadranti, rispettivamente, di compressione e di dilatazione della soluzione focale di doppia coppia.

A partire dai dati di geologia strutturale, quali le orientazioni delle strie esposte sui piani di faglia, è possibile ricavare l'orientazione dei campi di stress non più attivi, facendo uso di tecniche d'inversione (CAREY & BRUNIER, 1974; CAREY, 1976, 1979; ANGELIER & GOUGEL, 1978; ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1981a, b; ETCHECOPAR *et al.*, 1981; ARMIJO *et al.*, 1982).

Analogamente, diverse tecniche d'inversione sono state messe a punto per ricercare il campo di stress attivo, uniforme e tempo-invariante in una data regione, consistente con gruppi eterogenei di meccanismi focali (VASSEUR *et al.*, 1983; ANGELIER, 1984; GEPHART & FORSYTH, 1984; MICHAEL, 1984, 1985, 1987; RECHES, 1987; GEPHART, 1990a; RIVERA & CISTERNAS, 1990).

Queste tecniche sono in grado di risolvere solo quattro delle sei componenti indipendenti del tensore di stress: i tre vettori unitari che caratterizzano l'orientazione dei tre assi principali del tensore, σ_1 , σ_2 e σ_3 , e lo scalare che descrive la grandezza relativa degli assi principali di stress e che, quindi, vincola la forma dell'ellissoide di stress: $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$. Perciò, se σ_2 e σ_3 sono circa equivalenti (regime di stress uniassiale), il parametro R sarà prossimo al valore di 1, mentre nel caso in cui σ_1 e σ_2 sono circa uguali (regime di stress biassiale), allora il parametro R sarà circa uguale a 0. I due rimanenti parametri del tensore di stress, vale a dire la grandezza assoluta della componente deviatorica e di quella isotropica del tensore, non possono essere determinati dall'inversione dei dati di soluzioni focali.

Al fine di trovare l'orientazione degli assi principali del tensore di stress e la loro grandezza relativa mediante il parametro R, abbiamo utilizzato in questo lavoro di tesi il programma di GEPHART (1990b) per l'inversione dei dati di soluzioni focali (FMSI), il quale implementa la metodologia già utilizzata da GEPHART & FORSYTH (1984). Questo metodo consiste nella ricerca all'interno di uno spazio scomposto in griglia, della migliore soluzione che minimizza la discrepanza

(*misfit*) tra il dato di slip reale ed quello teorico. La misura complessiva di *misfit* per un qualsiasi modello di stress teorico è data dalla media degli angoli di minima rotazione, attorno ad un asse di orientazione arbitraria, necessari a sovrapporre la direzione di slip di ciascun piano di faglia con quella prevista dal modello di stress teorico stesso. Nella procedura di ricerca a griglia, una volta fissati i valori di orientazione del σ_1 , viene calcolato il *misfit* per un intervallo del parametro R e per valori consistenti di orientazione di σ_2 e σ_3 . La procedura viene progressivamente ripetuta utilizzando nuovi valori per il σ_1 , sempre selezionati a partire da una griglia regolare sovrapposta ad una proiezione equiareale.

Il programma crea, per ogni orientazione del tensore di stress esaminata, una tabella con i valori di orientazione degli assi principali, del parametro R ed il relativo *misfit*. Il modello di stress teorico migliore viene trovato nel caso in cui si ha a disposizione un dataset di meccanismi focali eterogenei ma consistenti con il regime di stress attivo in una data regione.

La procedura FMSI parte dall'assunzione che la regione in studio sia priva di eterogeneità nell'orientazione del campo di stress, sia spazialmente che temporalmente. Valori di *misfit* elevati (> di 6° , vedi WYSS *et al.*, 1992) sono indicativi di una eventuale non uniformità del campo di stress nell'ambito dell'area in studio. Applicando questa metodologia, all'interno di una sequenza sismica, dall'inversione dei meccanismi focali delle repliche è possibile individuare eventuali variazioni temporali del campo di stress causate dalla perturbazione generata dalle scosse principali della sequenza.

La maggiore complicazione che s'incontra in una inversione con i meccanismi focali è quella relativa all'impossibilità, in mancanza di altri dati geofisici o geologici, di distinguere il piano di faglia da quello ausiliario. Nel caso in cui non sia possibile fare una scelta a priori in base ad un modello di fagliazione attendibile, il programma FMSI provvede in modo automatico alla distinzione del piano di faglia da quello ausiliario, procedendo al calcolo del *misfit* per entrambi i piani nodali, e associando al probabile piano di faglia quello con il valore di *misfit* minore.

Tenendo conto delle diverse qualità dei singoli meccanismi focali dovute sia alla distribuzione delle polarità sulla sfera focale che al numero di polarità errate in rapporto al numero complessivo delle letture dei primi arrivi, abbiamo voluto utilizzare un sistema di pesatura per le soluzioni focali impiegate nell'inversione per il campo di stress. Facendo uso dei fattori di qualità precedentemente introdotti, abbiamo assegnato peso 4 alle soluzioni di qualità migliore [(Qf, Qp) = (A, A)], peso 2 alle soluzioni di qualità intermedia [(Qf, Qp) = (A, B) oppure (B,A)], e peso 1 a quelle di qualità inferiore [(Qf, Qp) = (B, B)]. I pesi più grandi forniscono proporzionalmente una influenza maggiore nella determinazione del *misfit* del modello angolare.

2.3 I BOREHOLE BREAKOUT

2.3.1 INTRODUZIONE

È stato determinato il campo di *stress* attivo agente nella litosfera, nelle sue componenti di direzione e di magnitudo, per mezzo rispettivamente dell'analisi di *breakout* e del *Test di Leak-off* (Paragrafo 2.4). Entrambe le tecniche utilizzano misure eseguite lungo le perforazioni profonde.

Attualmente, per misurare e studiare lo stato di *stress* attivo si utilizzano i seguenti metodi:

- Dati di terreno: faglie, fratture, *joints* ed allineamenti vulcanici (rappresentati dalle orientazioni delle componenti principali del tensore dello sforzo: σ_1 , σ_2 e σ_3).
- Meccanismi focali dei terremoti: dai quali si possono ricavare le direzioni dell'asse di compressione e dell'asse di tensione (assi-P e T, rispettivamente) ed il regime di stress.
- *Borehole Breakout*: studio delle ovalizzazioni nelle perforazioni profonde (rappresentati dalle orientazioni di S_{Hmax} e dallo S_{hmin}).
- *Test di Leak-off*: studio della pressione massima a rottura di una roccia, P_{10} (da cui si ricava il valore della componente principale minore del campo di stress).
- Misure di *stress in situ*: riguardano le misure di deformazione effettuate su campioni di rocce prelevate a piccola profondità.

Solitamente non è possibile determinare i valori assoluti del tensore di *stress* alla profondità di enucleazione dei terremoti, è possibile solamente conoscere la sua cinematica all'attività della fagliazione o della deformazione agente in una regione (Tabella 2.3.1).

Stress principali lungo i piani orizzontali e verticali

$$S_v = \text{stress verticale} \cong \rho g z$$

$$S_{Hmax} = \text{massimo stress orizzontale}$$

$$S_{hmin} = \text{minimo stress orizzontale}$$

Grandezza relativa degli stress principali in base al tipo di deformazione

$$\text{Fagliazione normale} = S_v > S_{Hmax} > S_{hmin}$$

$$\text{Fagliazione strike-slip} = S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$$

$$\text{Fagliazione inversa o thrust} = S_{Hmax} > S_{hmin} > S_v$$

Tabella 2.3.1 – Rappresentazione del tipo di *stress* in base al modello di fagliazione agente (ZOBACK *et al.*, 1989).

I *borehole breakout*, così definiti da BABCOCK (1978), sono degli "allargamenti" del diametro del pozzo lungo una direzione preferenziale e sono legati a franamenti delle pareti che si innescano in corrispondenza di fratture di taglio generatesi poco dopo la perforazione (BELL, 1990) quando si è

in presenza di un campo di *stress* anisotropo, caratterizzato da un valore dello sforzo orizzontale massimo (S_{Hmax}) maggiore dello sforzo orizzontale minimo (S_{Hmin}) (Figura 2.3.1).

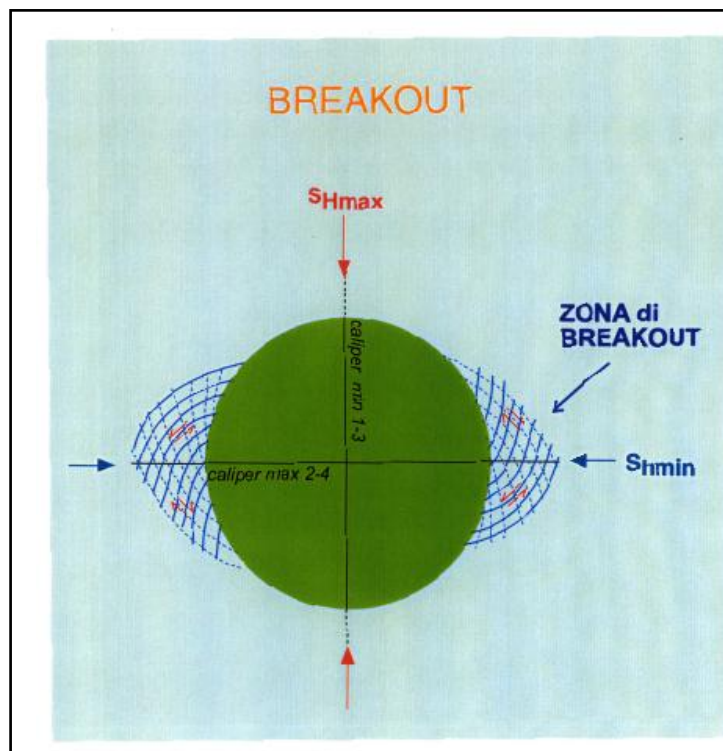


Figura 2.3.1 – Schema della sezione orizzontale di un foro di perforazione. La direzione del campo di *stress* sul piano orizzontale (S_{Hmin} e S_{Hmax}) può essere determinata dall'analisi geometrica di un pozzo (BELL & GOUGH, 1979; PLUMB & HICKMANN, 1985).

L'ampiezza della zona franata è molto variabile, mediamente di 5-6 cm per un pozzo dal diametro medio di 25 cm, e si sviluppa in due zone diametralmente opposte, con una configurazione simile a due mezzelune per cui la forma risultante del foro non sarà più circolare ma ellittica (Figura 2.3.2).

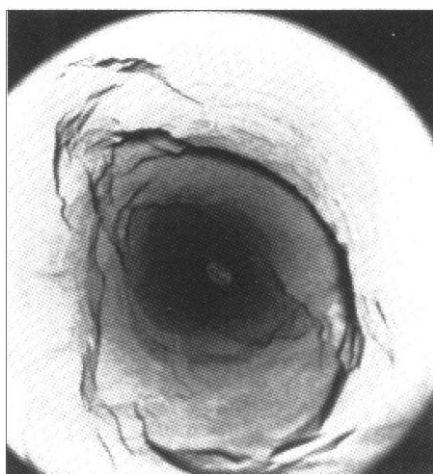


Figura 2.3.2 – Vista dall'alto di una zona di *breakout* in una perforazione reale. Sono visibili le fratture dei tagli che indicano il *breakout* (BELL, 1996).

Evidenze teoriche ed empiriche hanno mostrato che i *breakout* sono allineati con la direzione del minimo *stress* orizzontale, S_{hmin} , e si verificano se la componente azimutale dello *stress* nel pozzo supera la resistenza a rottura di una roccia (ENGELDER, 1993). COX (1970) fu il primo a descrivere l'allungamento preferenziale ed omogeneo della direzione dei *breakout* lungo l'asse di un pozzo e ad osservare che esso era indipendente rispetto all'età geologica della roccia attraversata ed alla giacitura degli strati. BABCOCK (1978) notò che la profondità, la litologia, la deviazione del foro e l'*azimuth* del *breakout* sono elementi indipendenti.

Riassumendo: i *breakout* rappresentano una particolare ovalizzazione del foro dovuta all'instaurarsi di fratture di taglio in un campo di *stress* anisotropo; tali fratture causano il franamento del pozzo lungo due zone diametralmente opposte allineate secondo la direzione dell' S_{hmin} .

Dall'analisi dei *breakout* si può ricavare la direzione media, stimata per ogni singolo pozzo, corrispondente all'orientazione del minimo sforzo orizzontale (S_{hmin}) ed ortogonale a questo si individua la direzione dello sforzo massimo orizzontale, S_{Hmax} (HEARST *et al.*, 1985). Tali componenti principali del tensore di *stress* potranno corrispondere a $\sigma_3-\sigma_2$, $\sigma_3-\sigma_1$, oppure $\sigma_2-\sigma_1$ rispettivamente, in base al regime di *stress* della zona esaminata, determinato con altre metodologie (BELL & GOUGH, 1979; PLUMB & HICKMANN, 1985).

I *breakout* si generano perché le rocce attraversate dalla perforazione sono sottoposte ad un campo di *stress* caratterizzato da tre sforzi principali di diversa grandezza: lo *stress* verticale S_v (indotto dal carico litostatico e tettonico) ed i due *stress* agenti sul piano orizzontale S_{hmin} e S_{Hmax} .

Se S_v è uno degli *stress* principali, gli altri *stress* agenti (σ_r sforzo radiale; σ_θ sforzo tangenziale e $\tau_{\theta r}$ sforzo di taglio) intorno alla verticale del pozzo di raggio R, saranno descritti in termini di coordinate cilindriche secondo le seguenti equazioni (BELL, 1990; e ZOBACK *et al.*, 2003):

$$\sigma_r = \frac{1}{2} S(1-R^2/r^2) + \frac{1}{2} S(1+3R^2/r^2-4R^2/r^2)\cos 2\theta \quad (1)$$

$$\sigma_\theta = \frac{1}{2} S(1+R^2/r^2) - \frac{1}{2} S(1+3R^2/r^2)\cos 2\theta \quad (2)$$

$$\tau_{\theta r} = \frac{1}{2} S(1-3R^4/r^4-2R^2/r^2)\sin \theta \quad (3)$$

Dove r rappresenta la distanza dal centro del pozzo, S è dato dalla differenza tra i due *stress* orizzontali ($S_{Hmax}-S_{hmin}$). Il segno dello *stress* compressivo è positivo e l'angolo θ è misurato dalla direzione di S e σ_r . In corrispondenza delle pareti del pozzo $r=R$, gli sforzi di taglio si annullano ($\tau_{\theta r}=0$) e $\sigma_\theta=S-2S\cos 2\theta$. Quando siamo perpendicolari allo *stress* compressivo (S) in corrispondenza del diametro del foro (ovvero quando θ è uguale a 90° e 270°), lo sforzo tangenziale (σ_θ) assumerà valori massimi, quindi $\sigma_\theta=3S_{Hmax}-S_{hmin}$. Questo comporta un aumento notevole dello sforzo

tangenziale (σ_θ) tale da costituire delle zone di compressione e di tensione, se $S_{Hmax}=3/S_{Hmin}$ (Figura 2.3.3).

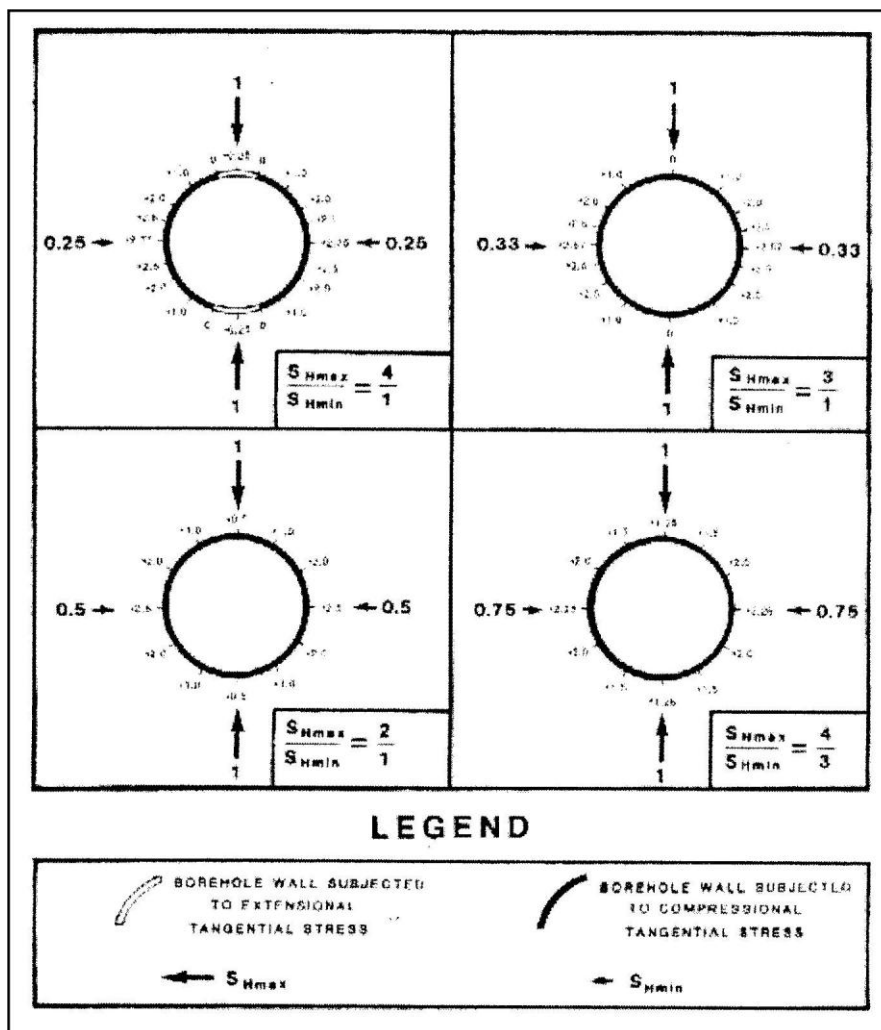


Figura 2.3.3 – Rappresentazione dei valori dello sforzo tangenziale agente in corrispondenza delle pareti del foro, in funzione di diversi valori del rapporto S_{Hmax}/S_{Hmin} . Si osserva che l'amplificazione dello stress decresce se lo sforzo principale orizzontale diventa più piccolo, favorendo l'aumento del rapporto fra gli sforzi (BELL, 1990).

Quindi, è necessario superare lo sforzo di taglio della roccia (τ_{0r}) per favorire la formazione dei breakout che si localizzeranno in corrispondenza delle zone dove lo sforzo tangenziale è preponderante.

L'orientazione del campo di stress, all'interno di una placca tettonica, riflette le forze attive agenti all'interno della placca stessa (GOUGH *et al.*, 1983; ZOBACK *et al.*, 1989; ZOBACK & ZOBACK, 1991). I dati di stress derivanti dall'analisi di breakout sono usati per analizzare il pattern del campo di stress regionale e di quello locale; queste informazioni permettono un'analisi più dettagliata dei processi tettonici regionali (fagliazione e vulcanismo) e una valutazione migliore del potenziale hazard sismico in corrispondenza delle zone di debolezza crostale (ZOBACK & ZOBACK, 1980),

inoltre forniscono dei vincoli ad eventuali modelli (MOOS & ZOBACK, 1990; ZOBACK, 1991; ZOBACK & MAGEE, 1991). In condizioni normali, l'orientazione del *breakout* è costante con la profondità mentre in aree sismicamente attive, dove il campo di *stress* è "disturbato" dalla fagliazione, le orientazioni dei *breakout* sono eterogenee e questa eterogeneità può essere indicativa di movimenti geologicamente recenti delle faglie (NIELSON, 1989; ALLISON, 1990; SHAMIR *et al.*, 1990; HANSEN, 1991; ZOBACK & MAGEE, 1991). Inoltre, la determinazione dell'orientazione dei *breakout* in un'area può essere adoperata per "predire" la propagazione di eventuali fratture lo stato di porosità, di fratturazione e di permeabilità di una specifica formazione rocciosa. Questa tecnica permette, quindi, di migliorare ed ottimizzare il recupero degli idrocarburi in profondità ed in modo particolare di eseguire una buona pianificazione dei programmi di perforazione (BABCOCK, 1978). Per determinare l'orientazione dei *breakout* si devono analizzare le variazioni della geometria della sezione di una perforazione. I pozzi per l'esplorazione petrolifera o geotermica raggiungono generalmente profondità comprese tra i 2 ed i 7 km, quindi i dati di *breakout* aiutano a colmare il *gap* esistente tra gli indicatori di *stress* superficiali (che esplorano fino ad 1 km di profondità) ed i meccanismi focali dei terremoti che sondano generalmente profondità tra i 5 ed i 15 km. In genere si trova un buon accordo tra le orientazioni dello *stress* determinate con i *breakout* e quelle dedotte dai meccanismi focali (ZOBACK *et al.*, 1989; ZOBACK *et al.*, 1987).

I parametri necessari all'analisi derivano da misure effettuate per via meccanica (utilizzando il *four-arm caliper*), per via ottica (con il *borehole televiewer*, BHTV) o per via acustica (con l'impiego di una telecamera sismoacustica). Lo strumento più semplice e più comunemente utilizzato è il *four-arm caliper*, costituito da due bracci disposti a croce, ortogonali tra loro, la cui lunghezza può variare in conformità alla geometria della sezione del foro. Questo strumento rappresenta una parte dell'*High-resolution Dipmeter Tool* (HDT), il cui scopo principale è determinare la direzione e la pendenza dei piani di stratificazione attraverso la registrazione della microresistività su quattro pattini ortogonali (Figura 2.3.4).

In questo studio sono state effettuate analisi di *breakout* da dati relativi al *four-arm caliper*. Per ogni pozzo esaminato sono fornite le seguenti indicazioni:

- ❑ direzione media dello S_{hmin} (*azimuth* dei *breakout*);
- ❑ la deviazione *standard*;
- ❑ la lunghezza totale in metri delle zone di *breakout*;
- ❑ la qualità assegnata ad ogni pozzo.

Inoltre sono riportati i dati riguardanti il nome, l'ubicazione, la profondità raggiunta, le litologie attraversate durante la perforazione e gli intervalli di profondità analizzati. I dati e i risultati ottenuti per i singoli pozzi sono esposti nei Paragrafo 3.3 e 4.3.

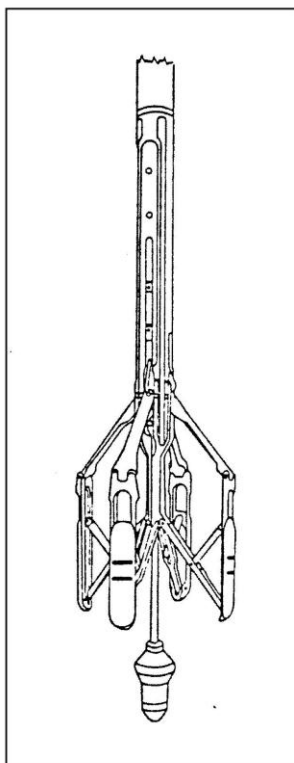


Figura 2.3.4 - Rappresentazione dell'HDT-E *four arm Dipmeter tool* di Schlumberger usato per identificare i *breakout* all'interno della perforazione (BELL, 1990).

2.3.2 IL DIPMETER

Il *Dipmeter* è lo strumento che, calato nel pozzo e fatto poi risalire mediante un cavo, permette di ricavare in maniera continua, attraverso misure di resistività degli strati, la pendenza e l'*azimuth* degli strati attraversati dal sondaggio (Figura 2.3.5).

I parametri principali forniti dal *Dipmeter* sono:

- ❑ L'*azimuth* o direzione della pendenza che rappresenta l'angolo che la proiezione orizzontale della linea di massima pendenza forma con il Nord.
- ❑ La deviazione del foro dalla verticale che rappresenta l'angolo formato tra l'asse dello strumento e la verticale.
- ❑ L'*azimuth* o direzione del foro che è l'angolo che la generatrice della parte alta dello strumento forma con il Nord magnetico.
- ❑ La pendenza degli strati.

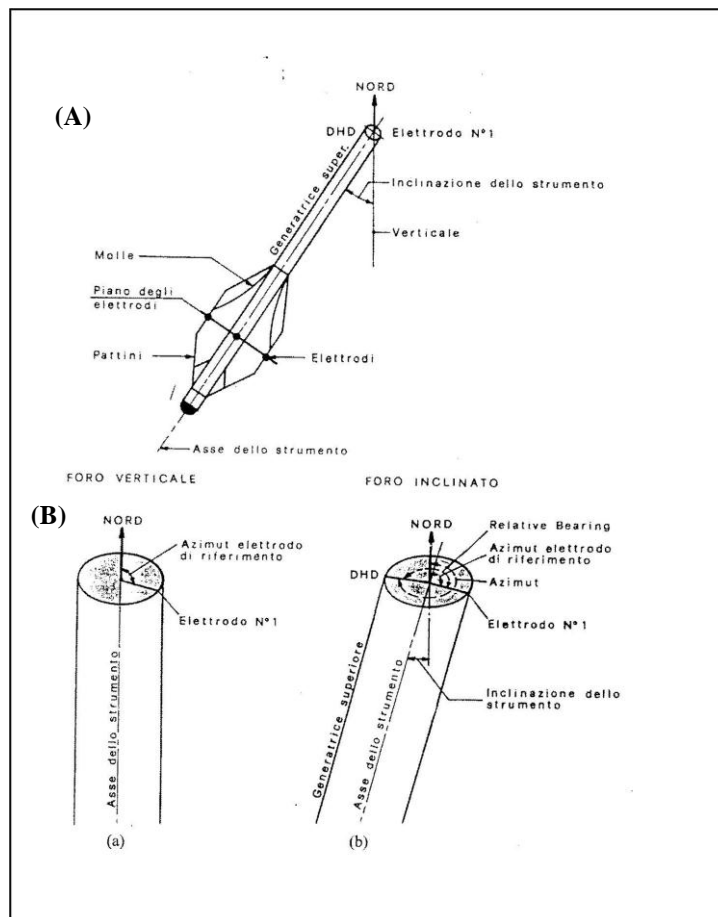


Figura 2.3.5 – Dati di orientamento foro-strumento. A- Schema del Dipmeter. B- a) Principali parametri. Quando il foro è verticale non esiste una generatrice superiore, né quindi “Relative Bearing”, e non c’è nessuna correzione da apportare; b) Quando il foro è inclinato per ottenere la vera pendenza e azimuth degli strati occorre ricavare il DHD (*Direction of Hole Drift*) ed il “Relative Bearing”.

Questo strumento era utilizzato principalmente per identificare strutture tettoniche ma nel tempo ha acquisito notevole rilievo. Attualmente è impiegato soprattutto per uno studio di maggiore dettaglio dei vari fenomeni sedimentari della serie investigata e per una migliore definizione delle caratteristiche di eventuali serbatoi di gas o di olii.

I dati ottenuti mediante questo strumento offrono un valido aiuto per:

- ❑ definire le dimensioni, la forma e l’orientamento del serbatoio, consentendo ai geologi ed ingegneri di valutarne lo sviluppo e lo sfruttamento.
- ❑ studiare le sequenze sedimentarie, il loro ambiente di formazione e fenomeni connessi.
- ❑ individuare i passaggi tra le formazioni, le discordanze e in generale ogni discontinuità in maniera puntuale.
- ❑ conoscere con maggiore dettaglio le mappe strutturali consentendo ai geologi una corretta ubicazione dei pozzi produttivi (Figura 2.3.6).

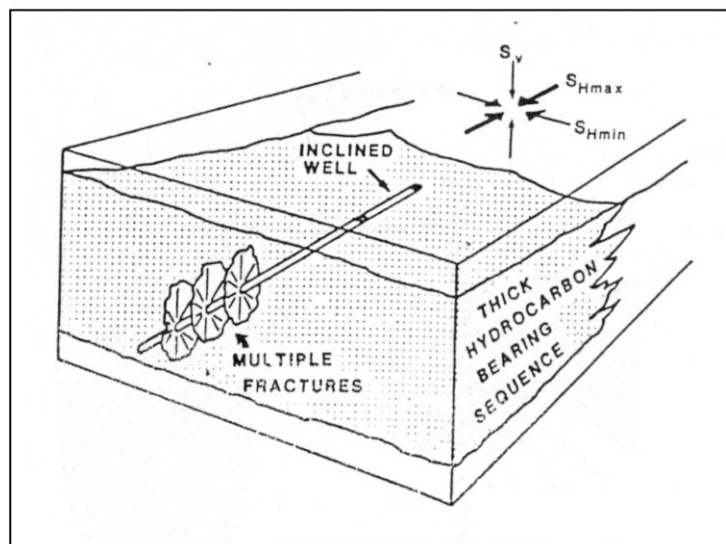


Figura 2.3.6 – Blocco diagramma schematico che mostra fratture multiple in un grosso serbatoio di idrocarburi, le quali tendono ad una direzione parallela, a circa 45° rispetto all' S_{Hmin} . Queste fratture multiple permettono al pozzo inclinato di creare delle vie di maggiore drenaggio ai fluidi (BELL, 1990).

Il principio di funzionamento del *Dipmeter* si basa sulla possibilità di stabilire delle correlazioni elettriche fra diversi punti nello spazio lungo le pareti del pozzo. Prima dell'avvento di questo strumento l'andamento degli strati nel sottosuolo, era effettuato mediante la correlazione di almeno tre pozzi non allineati, distanti tra loro parecchie centinaia di metri, atti a definire il piano di orientamento. Naturalmente la correlazione della pendenza e dell'*azimuth* dello strato correlato era valido solo se tra i pozzi non esisteva nessuna soluzione di continuità, rappresentata da faglie o pieghe che rendevano discutibile qualsiasi ricostruzione. Questo metodo oltre ad essere poco efficace e sicuro era soprattutto molto costoso. Il *Dipmeter* permette di ottenere le stesse informazioni con costi sensibilmente minori ed in tempi ristretti, inoltre realizza questo principio nel ristretto spazio del diametro di un foro di sonda ricercando delle correlazioni elettriche fra *log* registrati simultaneamente lungo diverse generatrici del pozzo. Quello che si misura è la conduttività delle formazioni attraversate mediante l'utilizzo di elettrodi montati su quattro pattini ortogonali tra loro e spinti contro le pareti del foro in modo da assicurare che il contatto, tra l'elettrodo di misura e la formazione investigata, sia continuo. Questi elettrodi sono a corrente focalizzata di tipo *microlaterolog* (Figura 2.3.7) con un raggio di investigazione ridotto, che consente di misurare anche le piccole variazioni di resistività in piccole porzioni di roccia; inoltre essendo caratterizzato da un'alta risoluzione verticale permette di evidenziare, con estrema precisione, i limiti dei livelli anche di ridotto spessore.

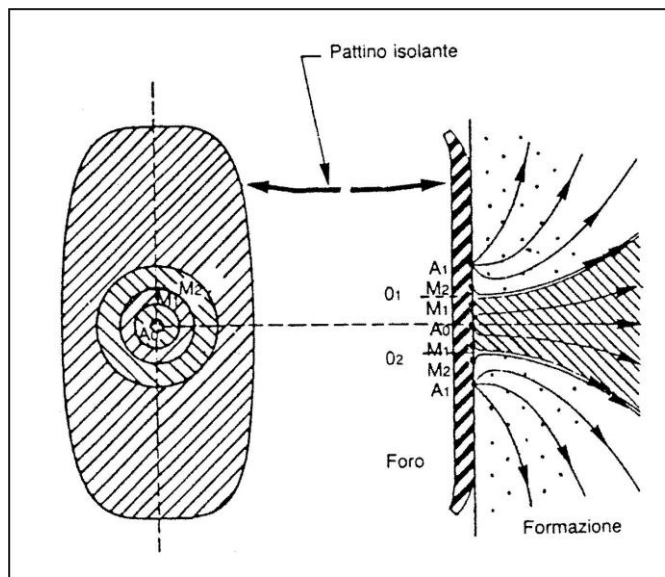


Figura 2.3.7 – Schema di elettrodo a corrente focalizzata di tipo *microlaterolog*.

Questo strumento consente di effettuare un'analisi di grande dettaglio solo per le formazioni immediatamente adiacenti alle pareti del foro. È importante rilevare che la misura, riguardante la pendenza e l'*azimuth* dei singoli strati, non è diretta ma è ricavata per mezzo di successive elaborazioni dei valori letti dal *Dipmeter*. Vengono registrati:

- ❑ La deviazione del foro dalla verticale
- ❑ L'*azimuth* di uno degli elettrodi detto di riferimento (in genere l'elettrodo C₁) rispetto al Nord magnetico
- ❑ L'*azimuth* della deviazione.

Per ricavare quest'ultimo elemento è necessario conoscere la rotazione dello strumento attorno al suo asse rispetto alla generatrice superiore dello strumento che costituisce un riferimento fisso, questo angolo è chiamato "*Relative Bearing*". Per ottenere i parametri desiderati è necessario disporre di:

- ❑ Curve di correlazione (almeno tre) registrate lungo le pareti del pozzo su generatrici diverse.
- ❑ Il diametro del foro.
- ❑ L'*azimuth* di uno degli elettrodi.
- ❑ L'inclinazione del foro.
- ❑ L'orientamento o *azimuth* del foro.
- ❑ La rotazione dello strumento attorno al suo asse.

I dati acquisiti in profondità dallo strumento sono trasmessi per via telemetria continuamente ed invia i seguenti dati:

- I valori di resistività di ogni singola curva.
- Il diametro del pozzo.
- L'orientamento di uno degli elettrodi (*azimuth* del C₁₋₃).
- L'inclinazione del foro.
- Il "*Relative Bearing*".
- La pressione dei pattini esercitata sulle pareti del foro.
- La temperatura.
- I dati di controllo sul funzionamento di tutto il sistema stesso.

Esistono due tipi di registrazione quella analogica su un lucido o *film* in scala 1:200 per il controllo della qualità del *log* e quella digitale, introdotta da pochi anni. Nei *film* sono riportati oltre alla testata, tutti i parametri misurati utili per il successivo calcolo degli azimuth e pendenze in funzione della profondità espressa in metri o in piedi.

- La testata (*heading*) contiene (Figura 2.3.8):
 - I dati di identificazione del pozzo (nome della concessione, nome della compagnia);
 - I dati di localizzazione del pozzo (coordinate geografiche);
 - Le profondità e il diametro del foro, dei *log* e dei *casing* al momento della registrazione;
 - Tipo e caratteristiche del fluido in pozzo;
 - Temperatura massima misurata;
 - Dati sull'unità che ha eseguito la registrazione;
 - Nome degli operatori e assistenti;
 - Gli altri *log* eseguiti nel corso della stessa operazione;
 - Note sull'andamento della registrazione redatte dall'operatore

Schlumberger		M. CIVITELLO 1 FMS-GR R01	
CSU Field Log			
COMPANY:	AGIP.	OTHER SERVICES- DLL-SLS-GR LDL-CNL-GR SHDT CST	
WELL:	MONTE CIVITELLO 1.		
FIELD:	MONTE CIVITELLO.		
STATE:	PERUGIA.		
NATION:	ITALY.		
LOCATION:			
LATITUDE:	43 22'53"N		
LONGITUDE:	0 01'56.5"E		
PERMANENT DATUM:	MSL.	ELEVATIONS-	PROGRAM TAPE NO: 29.812
ELEV. OF PERM. DATUM:	0.0 M	KB:	679.3 M
LOG MEASURED FROM:	RT.	DF:	679.0 M
	679.0 M ABOVE PERM. DATUM	GL:	670.0 M
DRLG. MEASURED FROM:	RT.		
DATE:	18 JAN 89		
RUN NO:	1		
DEPTH-DRILLER:	2853.0 M		
DEPTH-LOGGER:	2854.5 M		
BTM. LOG INTERVAL:	2854.0 M		
TOP LOG INTERVAL:	2050.0 M		
CASING-DRILLER:	249.0 M	1183.0 M	
CASING-LOGGER:	248.0 M	1181.0 M	
CASING:	20"	13"3/8	
WEIGHT:	106.000 LB/F	61.0000 LB/F	
BIT SIZE:	26"	17"1/2	

Figura 2.3.8 – Esempio della testata di una Run, la quale contiene i dati necessari per l'identificazione del pozzo, i dati relativi alla localizzazione e quelli riguardanti la profondità ed il diametro nominale di perforazione.

□ Il corpo comprende:

- La parte sommitale con i segni grafici rappresentativi di ogni curva, il nome del parametro misurato, la scala, l'unità di misura, il volume totale del pozzo (VHOL) relativo al tratto interessato:
- Le piste o *track*: in esse sono riportate tutti i dati misurati in funzione della profondità. Nella pista di sinistra, divisa in dieci parti, si trovano i parametri di orientamento:
 - ⇒ La deviazione del foro (DEVI) espressa in gradi sessagesimali, rappresentata con un tratto continuo;
 - ⇒ Il "Relative Bearing" (RB) in tratteggio lungo;
 - ⇒ L'*azimuth* dell'elettrodo di riferimento C₁₋₃ (AZIM), con tratteggio breve.

In genere la scala di queste ultime due curve è di solito uguale e va da -40° a 360°, ogni suddivisione è di 40°.

L'attrezzo durante la registrazione ruota in continuità, in seguito all'avvolgimento del cavo, le curve del "Relative Bearing" e dell'*azimuth* dell'elettrodo di riferimento si spostano da destra verso sinistra mantenendosi parallele. Tale parallelismo è dovuto alla differenza in angolo tra l'AZIM e l'RB che corrisponde all'*azimuth* della deviazione del foro (HAZI) mai soggetto a variazioni brusche. Si può riscontrare uno spostamento continuo e repentino delle curve tra il valore 0° e 360°

che non indicano errori o cattivo funzionamento del strumento, ma i due valori esprimono lo stesso *azimuth*.

Nella parte destra del *film*, diviso in quattro riquadri, ci sono le curve di microresistività e i valori dei due *caliper*, questi ultimi possono trovarsi anche nel riquadro posto a sinistra.

Le curve di resistività, per ciascun riquadro, designate con R1, R2, R3, R4, o da Pad 1, 2, 3, 4, o DIP 1, 2, 3, 4, non hanno scala, è indicata la direzione verso la quale aumenta la conduttività.

All'estrema destra sono riportati i due *caliper*. Il diametro tra il *caliper* C_{1-3} è indicato da una linea tratteggiata mentre il *caliper* C_{2-4} da una linea continua. Se i valori dei due *caliper* sono uguali o simili il foro è circolare, quando i valori non coincidono il foro è ellittico e lo è tanto di più quanto più i valori divergono (Figura 2.3.9a). Se un *caliper* ha il diametro coincidente con il *bitsize* e l'altro è maggiore siamo in una zona di *breakout* (Figura 2.3.9b).

Oltre le ovalizzazioni attribuite ai *breakout* ne esistono delle altre, non legate al campo di *stress*, rappresentate dai *washout* e *key-seat*. Con il termine di *washout* si indicano particolari scavamenti del pozzo ben riconoscibili in quanto in loro presenza le due coppie di *caliper* indicano dei valori del diametro del foro maggiori del diametro nominale, o *bitsize* (Figura 2.3.9c). Essi sono generalmente connessi alla presenza di rocce meno competenti.

I *key-seat* sono caratterizzati nell'avere una coppia di *caliper* maggiore del diametro di perforazione e l'altra invece minore. Queste ovalizzazioni nella sezione del pozzo sono tipiche di pozzi devianti e sono essenzialmente legate all'erosione meccanica della parete del foro ad opera della batteria di perforazione o dello strumento di misura (Figura 2.3.9d).

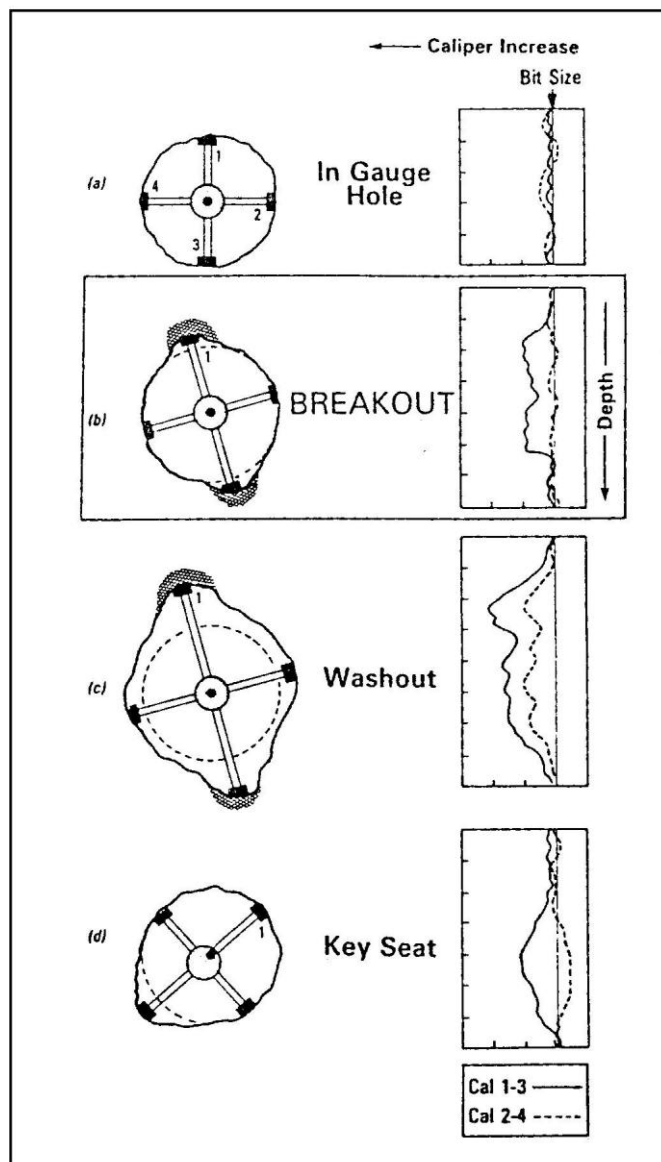


Figura 2.3.9 – Esempi di log forniti dallo strumento "four-arm caliper" e interpretazione della geometria del foro di perforazione. I Cal₁₋₃ e Cal₂₋₄ ortogonali tra loro, indicano i due diametri del foro a) un foro non ovalizzato (*in-gauge*); b) la geometria di un *breakout* indotto dallo *stress* anisotropo; c) un *washout* sovrimposto ad un *breakout*; d) un *key-seat* con un *caliper* minore del *bit-size* (PLUMB & HICKMAN, 1985).

2.3.3 METODOLOGIA E IDENTIFICAZIONE DEI *BREAKOUT*

L'analisi di *breakout* è una metodologia molto efficace per la determinazione del campo di *stress* attuale, soprattutto in aree asismiche. Molti studi hanno dimostrato che le ovalizzazioni sono legate al campo di *stress* anisotropo che si instaura attorno al pozzo, dopo la perforazione. L'individuazione di queste zone ovalizzate permette di determinare l'orientazione del minimo e del massimo sforzo orizzontale (S_{hmin} e S_{Hmax}), che sono posti rispettivamente lungo la direzione parallela e perpendicolare al *breakout* stesso (BELL & GOUGH, 1979; PLUMB & HICKMANN, 1985,

Figura 2.3.1). La sezione del pozzo è misurata per via meccanica, mediante lo strumento denominato, *four-arm caliper* costituito da due bracci disposti a croce, C₁₋₃ e C₂₋₄, ortogonali tra loro, capaci di variare la propria lunghezza in relazione alla geometria del foro.

PLUMB & COX (1987) fecero delle assunzioni per identificare i *breakout* dai dati del *dipmeter*: (1) l'allungamento ed i piani di debolezza dei *borehole breakout* sono legati alla presenza di fratture fragili e non ad una deformazione plastica delle rocce; (2) l'allungamento non è dovuto all'intersezione tra le varie fratture naturali; (3) il pozzo è perforato parallelamente ad uno dei principali *stress*.

Per riconoscere e valutare una zona di *breakout* è necessario operare mediante dei criteri di analisi (PLUMB & HICKMANN, 1985; BELL, 1990). In questo lavoro si è tenuto conto dei seguenti (Figura 2.3.10):

1. all'interno di una zona di *breakout* lo strumento (risalendo dal fondo pozzo) non ruota e le curve devono registrare una direzione costante;
2. Uno dei due diametri del *caliper* è maggiore del *bitsize*;
3. L'altro diametro del *caliper* non è minore del *bitsize* e il suo andamento è parallelo al *bitsize*;
4. La direzione dell'elongazione non coincide con l'*azimuth* della deviazione del foro;
5. La deviazione del foro deve essere compresa tra 1° e 10°-15° al massimo, misure superiori sono scartate automaticamente.

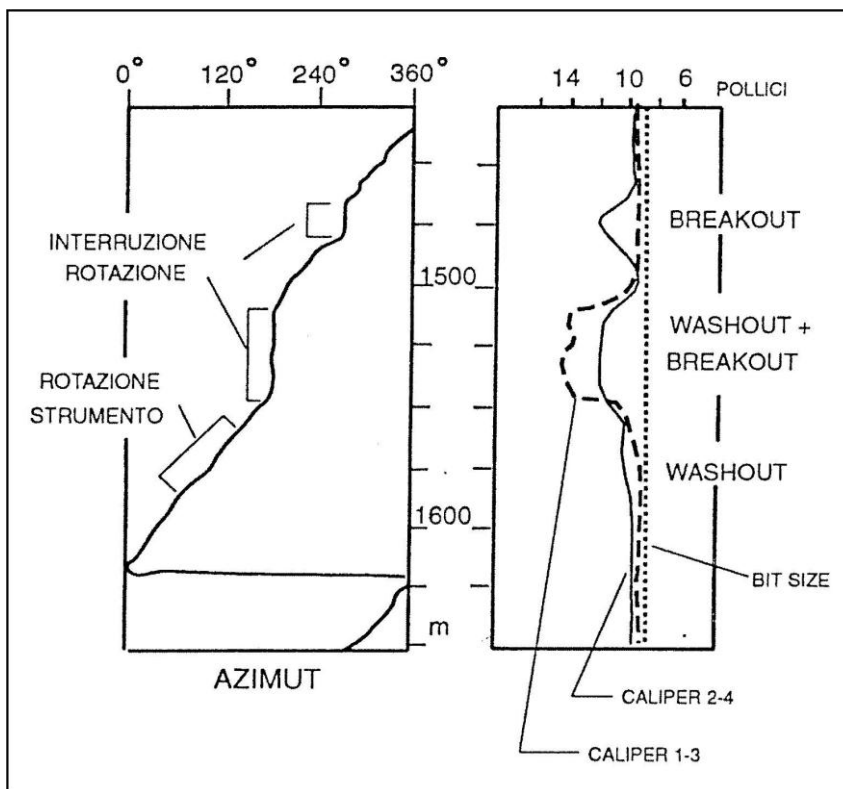


Figura 2.3.10 – Rappresentazione di un log di un *four-arm-caliper*. Si può notare l'arresto della rotazione dello strumento in corrispondenza del *breakout*. Inoltre, la presenza di un *washout* non influenza la rotazione del *Dipmeter* (BELL, 1990).

Le osservazioni eseguite sono state esaminate ed interpretate dai *log* su carta (*non computed field log*) messi a disposizione per gentile concessione dall'Agip. Il *log* del pozzo riporta i dati necessari per effettuare l'analisi di *breakout*. È fornita l'orientazione dello strumento sottoforma di curve azimutali e l'andamento delle curve relative ai bracci del *caliper* rispetto al *bitsize*. Sono registrate sempre le seguenti curve:

- HAZI (*hole azimuth*): direzione della deviazione del pozzo;
- DEVI: angolo di deviazione del pozzo dalla verticale;
- RB (*Relative Bearing*): angolo tra il pattino di riferimento (Pad1) e HAZI;
- AZIM o P1AZ (*pad1 azimuth*): azimuth dell'elettrodo di riferimento (Pad1),
- C1: lunghezza del braccio C₁₋₃ del *four-arm caliper*;
- C2: lunghezza del braccio C₂₋₄ del *four-arm caliper*;
- BS (*bitsize*): diametro nominale di perforazione.

In un foro circolare il *Dipmeter* ruota continuamente durante la risalita; in un foro deformato la rotazione si interrompe quando uno dei due *caliper* si espande e si blocca nella direzione dell'allungamento del *breakout*.

Ad ogni osservazione è assegnato un valore di qualità variabile tra 1 e 5, qualità decrescente (Tabella 1). I risultati descritti in questo studio sono stati ottenuti dall'elaborazione dei dati mediante un programma *Fortran* installato su *Vax 9000* dell'INGV.

Al programma vengono forniti i valori ricavati dall'analisi di *breakout* e calcola, per ogni intervallo definito, la lunghezza del *breakout*, la sua orientazione e l'*azimuth* della deviazione del foro. In un passaggio successivo calcola la media delle direzioni di *breakout* e la deviazione standard associata (intervalli di confidenza al 95% e al 67%), mediante le seguenti equazioni:

Direzione media:

$$\theta = \arctang(\frac{\sum_{i=1}^n \sin\theta_i}{\sum_{i=1}^n \cos\theta_i}) \quad (4)$$

Dispersione:

$$R = \frac{\sqrt{(\sum_{i=1}^n \sin\theta_i)^2 + (\sum_{i=1}^n \cos\theta_i)^2}}{n} \quad (5)$$

Varianza circolare:

$$V=1-R \quad (6)$$

V=1 massima dispersione

V=0 minima dispersione

Deviazione standard:

$$\sigma = [0.5\sqrt{2*(1-R)}] * 180/\pi \quad (7)$$

Importante è ricordare che le ovalizzazioni il cui *azimuth* coincide, entro $\pm 10^\circ$, con l'*azimuth* della deviazione del foro sono scartate. Infatti tali ovalizzazioni possono essere causate dal peso dello strumento durante le fasi di risalita nel foro o dall'erosione meccanica delle pareti del foro ad opera della batteria di perforazione sotto l'azione della forza di gravità. A seguito di quanto esposto, questi dati sono insigniti, dal programma stesso, di un valore basso (qualità=5) e quindi automaticamente non sono considerati nel calcolo delle direzioni dello sforzo massimo e minimo orizzontale. I risultati sono presentati sotto forma di tabulati dove sono descritte le principali caratteristiche di ciascun *breakout* come la lunghezza, espressa in metri, il corrispondente fattore di qualità, l'*azimuth* del *breakout*, l'*azimuth* della deviazione del pozzo, la deviazione del pozzo dalla verticale e l'intervallo di profondità superiore ed inferiore in cui è stato rilevato il *breakout*. Sono riportate le direzioni medie dello sforzo massimo (S_{Hmax}) e minimo (S_{Hmin}) sul piano orizzontale, ortogonali tra loro, calcolate sia per lunghezze cumulate sia per numero, infine è riportata l'orientazione media del foro. I risultati sono rappresentati anche da due grafici circolari (diagrammi a rosa) per intervalli di 10° . Nel primo sono raffigurati i risultati ottenuti considerando le lunghezze delle zone di *breakout*, con il simbolo N si rappresenta la lunghezza totale in metri dei *breakout*, con il simbolo R la lunghezza del picco massimo corrispondente. Nel secondo grafico sono riportati i risultati ottenuti per numero di *breakout*, con N si indicano il numero totale di *breakout* analizzati, e con R il numero di *breakout* che formano il picco principale. Poiché per esigenze di programma una zona di *breakout* molto lunga viene suddivisa in più osservazioni, il numero non corrisponde al numero di zone quindi quest'ultimo diagramma non viene in genere considerato nella discussione dei risultati.

Quindi la misura della geometria del foro di perforazione permette di ricavare la distribuzione delle direzioni orizzontali del campo di *stress*, che per ciascun pozzo vengono generalmente rappresentate da un unico valore medio (di S_{Hmin} e S_{Hmax}) e dalla sua deviazione *standard*.

Ad ogni pozzo è assegnato un valore di qualità (da A ad E), basato sui criteri stabiliti da ZOBACK (1992) per il database del *World Stress Map* (Tabella 2.3.2). Quest'ultimo parametro rappresenta una valutazione statistica dei dati di *breakout* misurati ed è basato principalmente sulla dispersione dei dati rispetto al valore medio ottenuto, sulla lunghezza totale delle zone di *breakout* e sul loro numero. Se la dispersione delle misure è molto elevata si conferisce al pozzo una qualità bassa; i pozzi di qualità E sono scartati. Per assegnare un valore di qualità sono stati presi in considerazione anche i seguenti parametri:

- la profondità dei *breakout*;
- il tipo di litologia attraversata;
- il funzionamento dello strumento;
- la deviazione del pozzo dalla verticale;

- il tempo intercorso tra la fine della perforazione e la misurazione.

Lunghezza	Deviazione standard				
	<12°	<20°	<25°	>25°	>40°
> 300 m	A	B	C	D	E
100 – 300 m	B	B	C	D	E
30 – 100 m	C	C	C	D	E
0 – 30 m	D	D	D	D	E

Tabella 2.3.2: utilizzata per esprimere i valori di qualità sulla base della lunghezza e del valore di deviazione standard dei *breakout*.

2.4 IL TEST DI LEAK-OFF

2.4.1 INTRODUZIONE

Lo stato di *stress* di un corpo roccioso può essere descritto tramite le tre componenti principali del tensore di stress, mutuamente perpendicolari, comunemente definite σ_1 , σ_2 e σ_3 , quella massima, intermedia e minima rispettivamente. La crosta superiore della Terra è formata da rocce sottoposte ad un campo di *stress* anisotropo nella maggior parte delle zone (GAY, 1980); poiché non può esistere nessuno *stress* di taglio sulla superficie terrestre, uno degli *stress* principali è orientato perpendicolarmente alla superficie e gli altri due *stress* principali sono diretti parallelamente alla superficie terrestre (HUBBERT & WILLIS, 1957). Generalmente si ritiene che ciò sia valido anche per alcuni chilometri di profondità.

Purtroppo, la quantificazione completa del tensore dello *stress* in profondità è ancora un problema di difficile soluzione. Molti studi sono stati effettuati nell'ambito della ricerca petrolifera, per ottimizzare l'estrazione degli idrocarburi, in quanto lo sviluppo e la caratterizzazione del serbatoio stesso sono fortemente dipendenti dalla conoscenza dell'orientazione e della grandezza del campo di stress attivo. Attualmente, molte tecniche (*test* di fratturazione idraulica, KEHLE, 1961; WARPINSKI *et al.*, 1985; e *test* di *Leak-off*, KUNZE & STEIGER, 1992) e ricerche sono orientate alla definizione della grandezza delle tre componenti principali del tensore dello *stress* agente sulla massa rocciosa in profondità. In questa Tesi sarà descritta la tecnica del *test* di *Leak-off* e le sue applicazioni. Il *test* di *Leak-off* è comunemente usato nell'industria petrolifera per valutare l'integrità del rivestimento (*casing*) e per stimare lo *stress* orizzontale minimo al di sotto della scarpa del *casing* (KUNZE & STEIGER, 1992). HAIMSON & FAIRHURST (1970) e ZOBACK *et al.*, (1977) sono stati i primi a eseguire degli esperimenti in alcuni pozzi per trovare le grandezze dei tre *stress* principali pompando fluidi all'interno del pozzo fino ad indurre la formazione di fratture nella roccia circostante. Le analisi dei dati relativi all'andamento nel tempo della pressione, fino alla formazione delle fratture e alle loro chiusure e seguenti riaperture, permisero di stimare gli *stress* principali orizzontali (HUBBERT & WILLIS, 1957; KEHLE, 1964; BREDEHOEFT *et al.*, 1976).

Il *test* di *Leak-off*, tecnica utilizzata anche in Italia, ha un duplice scopo:

1. determinare l'integrità del cemento e se questo ha sigillato il rivestimento del pozzo nei confronti della roccia circostante e quanto la densità del fluido di perforazione, possa essere aumentata.
2. determinare il livello di pressione di un fluido che un pozzo può sostenere prima che le pareti si fratturino.

La determinazione della pressione dei fluidi che le pareti del foro possono sopportare prima di fratturarsi, definita "pressione di *Leak-off*", è considerata una valida stima del valore dello *stress* principale minimo.

L'analisi dei *test di leak-off* effettuata in circa 43 perforazioni distribuite lungo la penisola italiana ha fornito dei risultati stimolanti relativi alla determinazione delle grandezze delle componenti principali del tensore e alla valutazione del regime di *stress*. Quest'ultimo sembra variare con la profondità, passando da distensivo a compressivo, nell'Appennino centro-settentrionale, mentre sembra essere costante nell'intera crosta e di tipo distensivo nell'Appennino meridionale (MONTONE *et al.*, 1999b).

2.4.2 METODO

Il *test di leak-off* è eseguito a perforazione ferma, dopo che è stato calato il *casing* e l'intercapedine tra il rivestimento e la roccia circostante è stata riempita di cemento (Figura 2.4.1).

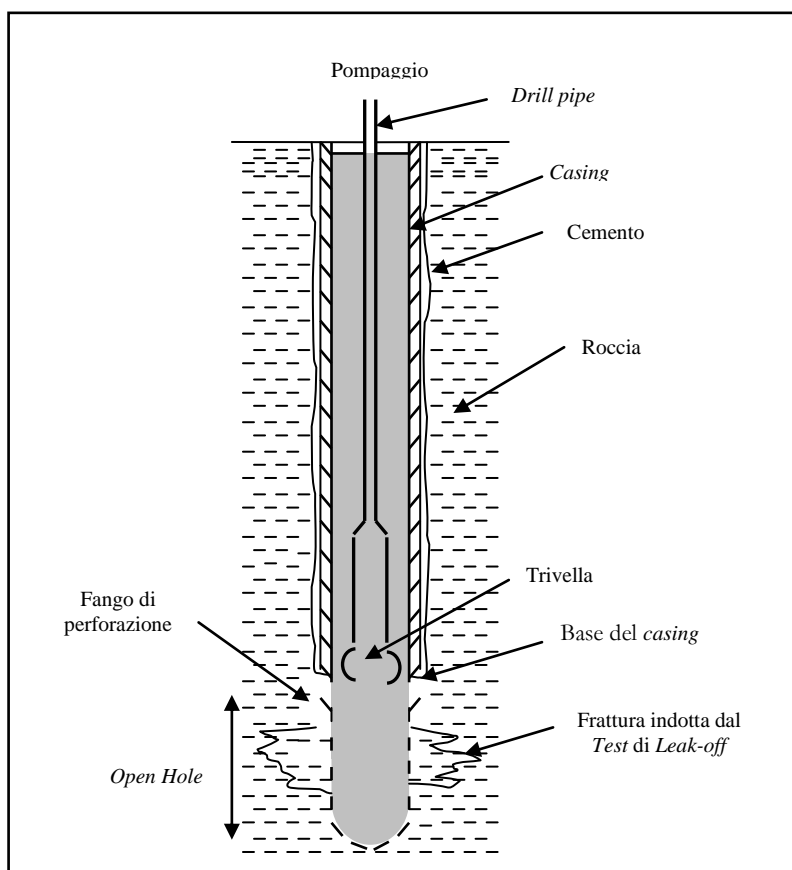


Figura 2.4.1 – Rappresentazione schematica di un *Test di Leak-off*

Si assume che la massa rocciosa in studio sia stata sottoposta ad un solo campo di *stress*, poiché se i dati registrati fossero relativi a rocce caratterizzate da diversi segni di *stress* i risultati potrebbero essere privi di significato. Esistono due tipi di *test* di *Leak-off*: standard (o convenzionale) ed esteso.

Nel *test standard*, il rivestimento viene arrestato ad una profondità stabilita, mentre la perforazione avanza ancora per pochi metri entro la roccia inalterata nella quale sarà eseguito il *test*. Quindi nel fondo foro viene pompato del fango a velocità costante fino a che si creano delle fratture (*breakdown*) in corrispondenza della parete del pozzo. Il *test standard* è caratterizzato da un solo ciclo di pompaggio (che provoca la formazione delle fratture) seguito da un periodo definito *shut-in/bleed-off* (durante il quale si verifica la chiusura delle fratture). Per tutta la durata del test viene costantemente monitorata la pressione esistente nel punto in cui viene eseguito il test (Figura 2.4.2).

Inizialmente si osserva un aumento lineare della pressione. La formazione di fratture all'interno della roccia (*breakdown*) inizia nel momento in cui la pressione aumenta più lentamente. Il valore di pressione misurato in questo punto è definito come pressione di *Leak-off*, dal fenomeno denominato "*leak-ing off*" per cui il fango pompato inizia a fluire nella formazione rocciosa che ha iniziato a fratturarsi (Figura 2.4.2).

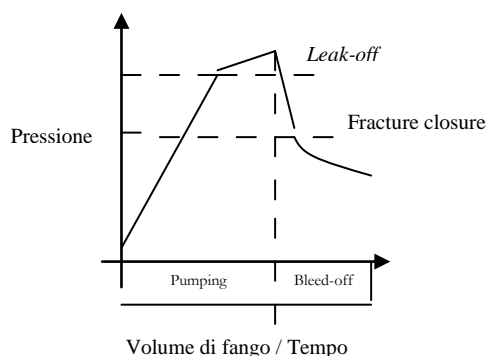


Figura 2.4.2 – Ipotetico andamento della Pressione in un *Test* di *Leak-off*.

Successivamente si verifica un brusco decremento di pressione con andamento lineare, corrispondente alla completa apertura delle fratture, seguito da un intervallo di tempo i cui tale diminuzione non è più lineare. Il punto che segna il passaggio tra i due indica la chiusura delle fratture ed è assimilabile allo stress principale minimo (σ_3).

La Figura 2.4.2 mostra che il *Leak-off* si verifica ad una pressione più alta di quella alla quale la frattura tende a chiudersi, quindi la pressione di *Leak-off*, per sua natura, fornisce una sovrastima della grandezza degli *stress*. Le pressioni di chiusura saranno più vicine ai valori reali di σ_3 quando sono eseguiti diversi *test* in corrispondenza dello stesso intervallo di profondità. Infatti un secondo e successivo *test* tenderà a riaprire le fratture create con il primo test, quindi ad una pressione minore dal momento che la resistenza della roccia è già stata superata (Figura 2.4.3).

Il *test* esteso ha una procedura molto simile al *test* convenzionale ma ne differisce poiché è composto da molteplici cicli di pompaggio seguiti da *shut-in/bleed-off* monitorati per periodi molto più lunghi, quindi è molto più preciso e fornisce dati più attendibili perché permette il confronto tra valori ottenuti da più *test*.

Nella Figura 2.4.3 è sintetizzato tutto quello che si può apprendere dai differenti tipi di registrazione dei dati che si trovano comunemente nei rapporti relativi alla storia di un pozzo. Se è stato eseguito un solo *test* di *Leak-off* sotto la scarpa del rivestimento, la pressione di *Leak-off* corrisponderà alla pressione di *breakdown* (collasso) nella formazione. Perché abbia inizio una frattura il *tensile strenght* della roccia dovrà essere superato, perciò questo tipo di *test* fornirà una sovrastima del σ_3 .

Quando due o più *test* di *Leak-off* sono eseguiti al di sotto della scarpa del *casing*, il *test* più recente produrrà la riapertura della frattura che si era aperta nel primo *test*. La riapertura della frattura non comporta il superamento del *tensile strenght* della formazione, e si verifica ad una pressione che è molto vicina a quella di chiusura della frattura (σ_3).

Un ideale *test* di *Leak-off* per determinare il valore del σ_3 si ottiene quando la registrazione della pressione continua per qualche minuto dopo che il pompaggio è cessato e quando è disponibile una registrazione di pressione di "*bleed-off*".

Finché la rottura rimane aperta si avrà una rapida caduta di pressione.. In una situazione ideale, questo cambiamento nella velocità del *bleed-off* segnerà la chiusura della frattura (σ_3).

Se due o più *test* di *Leak-off* sono disponibili con la registrazione della caduta di pressione, le pressioni di chiusura delle fratture (σ_3) possono essere confrontate e devono stabilizzarsi su valori molto simili (Figure 2.4.3, 2.4.4)

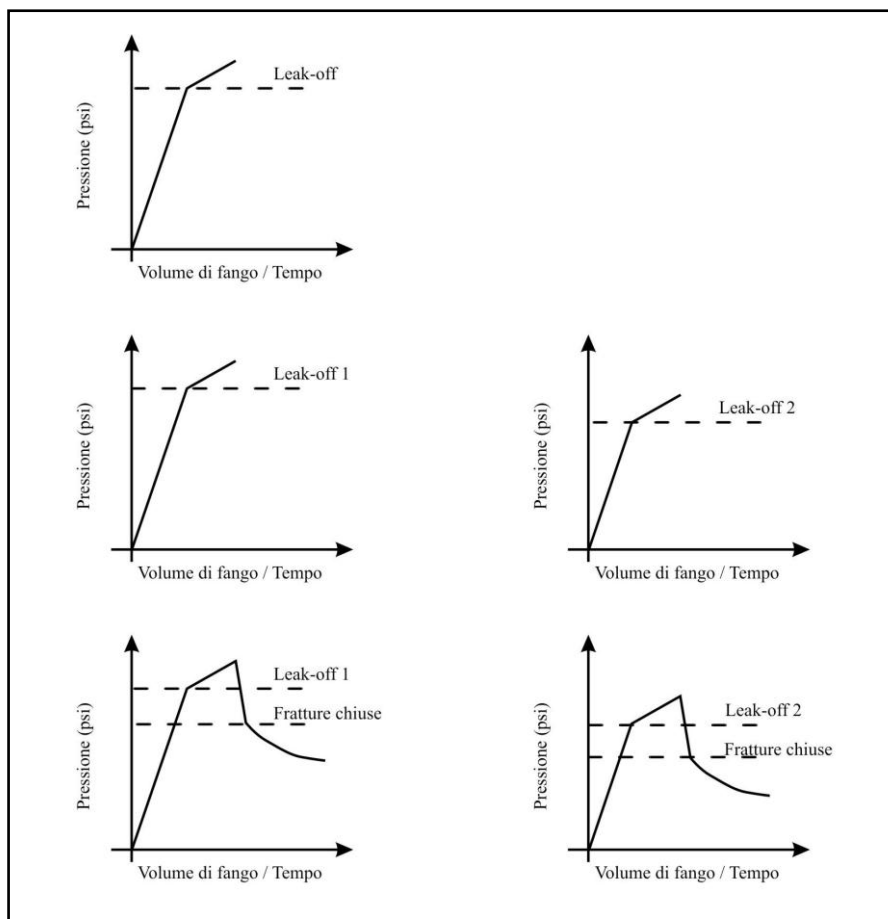


Figura 2.4.3 - Tipi di registrazioni di *Test di Leak-off* comunemente reperibili (BELL, 1990).

In Figura 2.4.4 è rappresentato un esempio di *test di Leak-off* esteso con l'andamento reale nel tempo della pressione. Spesso dalle informazioni relative alle registrazioni effettuate durante un test di *Leak-off* si può ricavare solo il "limite superiore" di σ_3 , poiché nella maggior parte dei casi viene effettuato il test convenzionale e la pressione viene misurata per poco tempo dopo che si è verificato il *leak-off*.

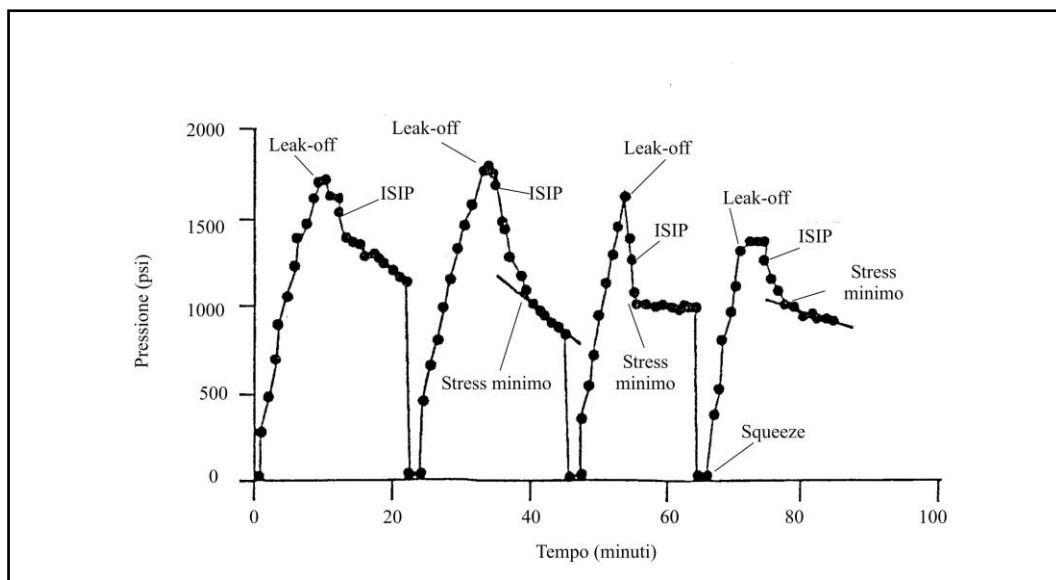


Figura 2.4.4 – Esempio di un test di *Leak-off* esteso con andamento della pressione in funzione del tempo

La pressione di *Leak-off* rappresenta essenzialmente la pressione al *breakdown* e può essere relazionata allo *stress in situ* attraverso l'equazione (HUBBERT & WILLIS, 1957; BREDEHOEFT *et al.*, 1996):

$$P_b = 3\sigma_{\min} - \sigma_{\max} - P_o + T \quad (1)$$

dove:

P_b è la pressione al collasso (*breakdown*) della formazione;

σ_{\min} è lo sforzo principale minimo;

σ_{\max} è lo sforzo principale massimo;

P_o è la pressione dei fluidi nei pori;

T (*tensile strenght*) è la resistenza a trazione della roccia che si è fratturata

Questo implica che la formazione della fratturazione è isotropa dal punto di vista delle sue proprietà geomeccaniche ed assume, in un certo qual modo, un aspetto elastico-lineare. Comunque, questo *test* mostra che l'aumento di pressione è in relazione al *tensile strenght* della roccia: più questo sarà grande, maggiore sarà proporzionalmente la pressione di *Leak-off*.

È stato osservato che la pressione di *Leak-off* diminuisce a seguito della chiusura della frattura che si era creata fino a raggiungere valori costanti di pressione. Quindi, poiché la resistenza a trazione è il valore minimo dello stress non ci può essere una grande differenza tra la pressione di *Leak-off* (registrata in corrispondenza dell'apertura della frattura iniziale) ed il valore dello *stress* principale minimo (corrispondente alla chiusura della frattura; da BRECKELS & VAN EEKEL, 1981).

BRECKELS & VAN EEKEL (1981) hanno dimostrato che il punto di massima caduta della pressione corrisponde alla chiusura della frattura corrisponde al σ_3 . Questo dimostra che il *test* di

Leak-off può essere usato per stimare la magnitudo dello *stress* principale minimo al variare della profondità.

Tuttavia il maggiore limite dei *Test* di *Leak-off*, sia convenzionali che estesi, è che essi forniscono solo informazioni sulla grandezza dello *stress* ad una ben definita profondità in particolare alla base della colonna di rivestimento. Per la maggior parte dei pozzi questo significa che si potranno avere da 2 a 5 valutazioni e non necessariamente alla profondità di maggiore interesse. La migliore soluzione a questo problema è condurre misure di *stress* non appena il pozzo sta per essere abbandonato usando una combinazione di tappi di cemento e di *packers* in modo da isolare le zone di maggiore interesse.

2.4.3 STIMA E MISURA DELL'S_{HMIN} E S_{HMAX}

Dai *Test di Leak-off* si ricava il valore del σ_3 , poiché è possibile calcolarsi il valore del σ_v (carico litostatico) qualora i valori risultino simili non è possibile eseguire il calcolo delle componenti orizzontali del tensore di *stress* (S_{hmin} e S_{Hmax}). Negli altri casi il σ_3 , può essere considerato coincidente con il S_{hmin} e si può stimare anche l' S_{Hmax} .

Lo *stress* minimo, che rappresenta la pressione minima richiesta per tenere aperta la frattura, è dato dalla somma della pressione di *Leak-off* ($P_{leak-off}$), intesa come pressione alla chiusura della frattura, e del peso della colonna di fango nel pozzo ($M_w * h$):

$$S_{hmin} = P_{leak-off} + (M_w * h) \quad (1)$$

Mentre, l' S_{Hmax} , può essere calcolato dalla relazione derivata da HUBERT & WILLIS (1957):

$$S_{Hmax} = 3 S_{hmin} - P_b - P_o - T \quad (2)$$

dove:

P_b è la pressione di *breakdown*;

P_o è la pressione di poro:

T è la *tensile strenght*.

L'equazione (2) può essere usata quando si dispone di dati di pressione raccolti durante la prima apertura e chiusura di una frattura idraulica (non quelle successive).

BREDEHOEFT *et al.* (1976) hanno mostrato che per le rocce isotrope l' S_{hmax} può essere calcolato come segue se la frattura viene riaperta e non vi è una *tensile strenght* residua:

$$S_{Hmax} = 3S_{hmin} - P_r - P_o \quad (3)$$

dove:

P_r è la pressione di riapertura

L'equazione (3) può essere usata quando più di un *test di Leak-off* è stato eseguito nello stesso punto e quando sia stata registrata la caduta di pressione. Ne consegue che l'equazione diventa:

$$S_{Hmax} = 3 (ISIP) - P_1 - P_o \quad (4)$$

dove:

ISIP (*instantaneous shut-in pressure*) e la pressione quando inizia la chiusura delle fratture;

P_1 è la pressione di riapertura della frattura rappresentata dalla seconda e/o successiva pressione di *Leak-off*;

P_o è la pressione di poro.

Questa equazione fornirà la migliore stima dell' S_{Hmax} .

Se non è disponibile la registrazione della caduta di pressione ma si ha solo a disposizione la pressione di *Leak-off* ottenuta da più *test* è possibile usare la più bassa pressione di *Leak-off* come misura attendibile sia dell' S_{hmin} che della pressione di riapertura, l'equazione diventa:

$$S_{Hmax} = 2 (\text{la più bassa pressione di } Leak\text{-off}) - P_o \quad (5)$$

Questa equazione ha la capacità di fornire un valore sovrastimato dell' S_{Hmax} , poiché la pressione di *Leak-off* può essere una pressione di collasso che è più alta rispetto alla pressione corrispondente alla chiusura delle fratture.

Se è stato eseguito un solo *test* e tutto ciò che viene registrato nel rapporto si limita alla pressione di *Leak-off* all'apertura delle fratture, si può usare l'equazione (5) nella seguente forma:

$$S_{Hmax} = 2 (\text{Pressione di } Leak\text{-off}) - P_o \quad (6)$$

Si deve tener presente che questa equazione fornisce potenzialmente la massima sovrastima di S_{Hmax} perché la pressione di *Leak-off* è una pressione di *breakdown* che è notevolmente più alta della pressione di chiusura della frattura prodotta. Sfortunatamente nella pratica la maggior parte delle stime di S_{Hmax} , fatte utilizzando i *test* di *Leak-off*, tendono ad utilizzare le equazioni (5) e (6).

IRVINE & BELL (1987) e BELL (1985 e 1990) hanno usato in molti casi queste equazioni per stimare S_{Hmax} .

A questo punto è opportuno avanzare qualche cautela. Dalle equazioni proposte da HUBBERT & WILLIS (1957) e BREDEHOEFT *et al.*, (1976) non è previsto che gli *stress* orizzontali possano essere approssimativamente della stessa grandezza. Più importante è il caso in cui la pressione di *Leak-off* coincide approssimativamente con il σ_v , ossia siamo in un regime tettonico "thrust fault", e non è possibile valutare il valore delle componenti orizzontali del tensore (S_{hmin} e S_{Hmax}).

Ricordiamo che queste relazioni presuppongono che le rocce interessate siano completamente impermeabili, meccanicamente isotrope e che il loro comportamento elastico sia lineare. Le rocce che forniscono i migliori risultati sono gli *shales*, i *mudstone* e le rocce carbonatiche che hanno subito un solo *stress*. Per rocce sottoposte a pressione idrostatica e per normali valori di *stress*, le equazioni limitano il rapporto di S_{Hmax} e S_{hmin} a meno di 1.17:1.0., in accordo con la teoria elastica. Il limite dei *test* di *Leak-off* sta nel fatto che essi forniscono informazioni puntuali, riferite a profondità ben definite, in genere in corrispondenza dei possibili intervalli produttivi all'interno di un pozzo, quindi non possono essere usate per ottenere informazioni alla profondità desiderata.

2.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI

2.5.1 INTRODUZIONE

Lo studio dell'occorrenza e della distribuzione spazio-temporale dei terremoti ha l'obiettivo di contribuire all'identificazione ed alla definizione delle aree potenzialmente a rischio da eventi sismici distruttivi. Molti studiosi nel passato hanno incentrato i propri studi sulla valutazione della distribuzione dei terremoti con risultati contrastanti (NISHENKO, 1985; BOSCHI *et al.*, 1995; ELLSWORTH *et al.*, 1998; OGATA, 1998; KAGAN & JACKSON, 2000). Gli elementi che maggiormente hanno caratterizzato le discrepanze dei risultati riguardano la magnitudo di soglia, la scala spaziale e la scelta *a priori* del tipo di distribuzione statistica utilizzata per le analisi, valutazioni e considerazioni.

Recentemente è stata proposta una nuova tecnica quantitativa basata sulla statistica non-parametrica multivariata, che permette di stimare la distribuzione spazio-temporale dei forti terremoti riducendo significativamente il numero di assunzioni. La caratteristica principale di questa metodologia è la possibilità di integrare i dati di sismicità del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1999) con i dati geologico-strutturali (bibliografici ed inediti), utili a caratterizzare complessi sistemi per la generazione dei terremoti. Il vantaggio principale dell'applicazione di questo nuovo metodo è quello di verificare una varietà di ipotesi "*time-dependent*" facendo "parlare" solo i dati senza stabilire un modello *a priori*.

Il metodo è stato applicato al territorio italiano (FAENZA *et al.*, 2003; CINTI *et al.*, 2004) dove è stato notato che i forti terremoti tendono a clusterizzare; in altri termini, la probabilità istantanea di occorrenza in ogni area è più alta subito dopo un evento fino a decrescere in pochi anni a valori costanti rappresentativi del tasso di occorrenza medio per ogni zona. Sorprendentemente il processo di clusterizzazione sembra indipendente dalla magnitudo dei terremoti.

In questa Tesi è stata applicata la stessa metodologia a due aree *test* caratterizzate da un grande potenziale sismico: una ubicata nell'Appennino campano-lucano e l'altra nell'Appennino centro-settentrionale. Per queste due aree si è cercato di fornire una stima dell'*Hazard Function* e della probabilità di evento nel tempo e nello spazio. Il nostro lavoro può essere suddiviso in tre passi distinti:

1. Stima della significatività dei parametri geologici e sismici per determinare la variabilità spaziale e temporale della distribuzione dei terremoti;
2. Identificazione di un *trend* del modello dell'*Hazard Function*;
3. Stima della Probabilità di occorrenza per i futuri terremoti per ogni area

Prima di descrivere il modello ed i risultati dell'analisi, riportiamo alcune considerazioni sui dati utilizzati.

2.5.2 DATA SET

2.5.2a Scelta dei parametri sismici: Curva Cumulativa degli Eventi e Legge di Gutenberg-Richter

Il primo passo basilare per le nostre analisi è la determinazione della completezza temporale e della magnitudo di soglia del Catalogo storico di riferimento, in questo caso il CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999), tramite l'analisi della curva cumulativa degli eventi e della legge di *Gutenberg-Richter*, rispettivamente. La completezza del Catalogo è fortemente dipendente dal tipo di patrimonio di fonti storiche (quantitativo e qualitativo) che è certamente cresciuto nel tempo, e dalla collocazione geografica dell'evento stesso. L'analisi di completezza permette di evitare eventuali *bias* dei dati esistenti nella nostra analisi statistica legati solo ad una deficienza di informazioni di carattere tecnico e non geofisico. L'andamento della curva cumulativa degli eventi permette di conoscere l'anno di partenza a cui si farà riferimento per le nostre successive elaborazioni, che rappresenta il limite temporale della completezza del Catalogo (TINTI & MULARGIA, 1985).

Si è diviso l'intervallo temporale a disposizione fino alla fine del Catalogo in finestre di un anno. Per calcolare la cumulativa temporale $N(k)$ della finestra k -esima, dove $k = 1, \dots, m$ e dove m rappresenta il numero totale di anni di catalogo, vengono sommati il numero di eventi a partire dalla prima finestra fino alla k -esima stessa:

$$N(k) = n(k) + n(k-1) + \dots + n(1) \quad (1)$$

dove $N(k)$ è il numero di dati appartenenti alla k -esima finestra, mentre la finestra m -esima conterrà tutti i dati del Catalogo. In genere si assume che gli incrementi del tasso di sismicità nel tempo siano dovuti ad una completezza del Catalogo. Nel caso in cui la curva cumulativa sia più o meno rettilinea, il Catalogo si può assumere completo con un tasso di sismicità costante. L'inclinazione della linea retta rappresenta infatti, il numero medio di eventi nell'unità di tempo (DAVIS, 1986). Per il nostro studio sono state rappresentate varie cumulative a seconda della magnitudo di soglia scelta e del *range* temporale per conoscere in modo soddisfacente la completezza del Catalogo (Paragrafi 3.5.2 e 4.5.2).

Un altro modo complementare per verificare la completezza di un Catalogo è tramite la legge di *Gutenberg-Richter*. La *Gutenberg-Richter* è una legge di potenza che lega il numero di eventi in funzione della magnitudo. Esistono molti più dati con magnitudo bassa rispetto a quelli di magnitudo alta ed il rapporto tra queste due quantità è proprio la legge di potenza:

$$\text{Log}F(M) = a - bM \quad (2)$$

dove M è la magnitudo, $F(M)$ è la frequenza relativa ai terremoti con magnitudo M , e a e b sono dei parametri. Purtroppo in questo caso il range ristretto di magnitudo non permette di verificare in modo robusto un valore minimo di M .

Per la nostra analisi si è scelto di utilizzare come data set sismico il recente Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1999) concepito con l’obiettivo di fornire una definitiva “uniformità” relativa ai parametri epicentrali ed energetici, frutto di un consenso di tutti i lavori della comunità scientifica. Il CPTI (BOSCHI *et al.* 1999) fa riferimento al Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (BOSCHI *et al.*, 1997 e 1995) ed al Catalogo NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997) e contiene tutti gli eventi avvenuti dal 217 a.C. al 1992. Per questa analisi sono state considerate anche le repliche riportate nell’Appendice B, secondo la definizione NT4.1.1, importanti per capire se è frequente la probabilità che si manifesti un altro forte evento sismico subito dopo un forte terremoto.

2.5.2.b Parametri Geologici

Per determinare l’*Hazard Function* con il metodo non-parametrico multivariato sono stati utilizzati i dati di sismicità implementati con i dati geologico-strutturali e geofisici a disposizione. In base alla loro distribuzione areale è stata costruita una griglia, per ogni area *test* analizzata, costituita da una serie di box, la cui geometria è desunta dal contesto geologico-strutturale a cui appartiene (Figura 2.5.1).

I dati geologici e geofisici utilizzati riguardano il campo di *stress* tettonico agente, definito nelle sue componenti di orientazione e di regime. La componente orientazione è determinata in base allo studio dell’asse-T dei meccanismi focali, dell’ S_{hmin} ricavato dall’analisi dei *borehole breakout* e della direzione delle faglie attive quaternarie. Il regime di *stress* è desunto dai meccanismi focali, dal *Test Leak-Off* e dalla cinematica delle faglie attive quaternarie. La conoscenza del campo di *stress* è fondamentale perché è intimamente correlato all’attività sismica “recente” e “passata” dell’area. I dati di sismicità riguardano i terremoti storici presenti nel Catalogo CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999).

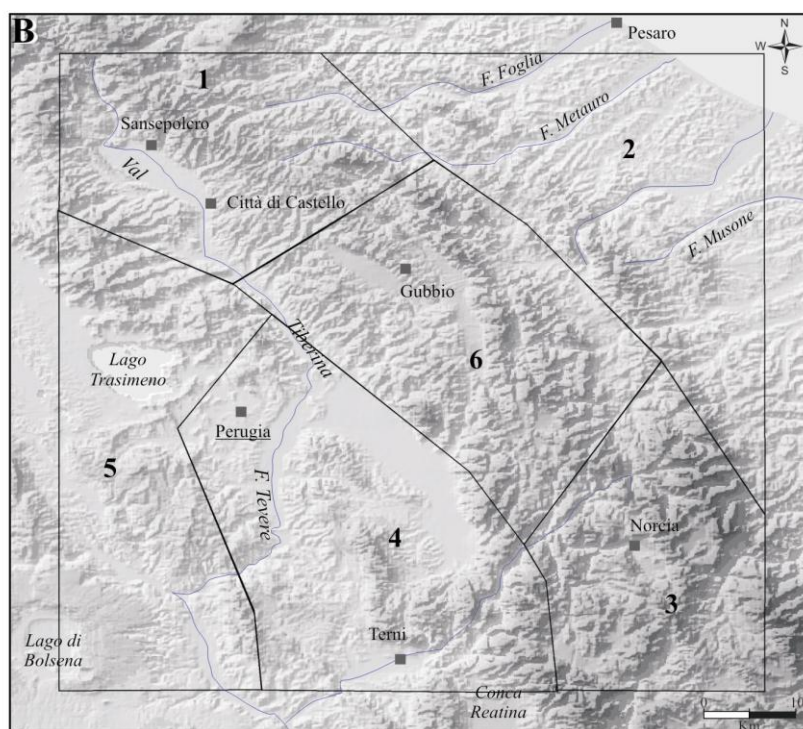
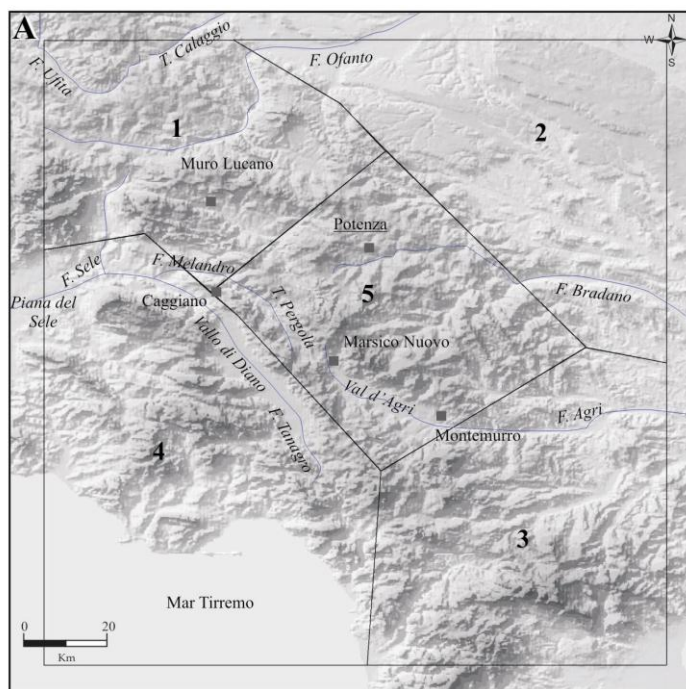


Figura 2.5.1 – Rappresentazione della griglia delle due aree *test* (A) (Appennino campano-lucano) e (B) (Appennino centro-settentrionale) suddivise in box.

A tutti i parametri sono stati dati dei valori da 1 a 2 a seconda se il dato a disposizione all'interno della singola box è disomogeneo, non definibile ed omogeneo (Tabella 2.5.1). I dati sono relativi a: direzione del regime tettonico; numero di strutture sismogenetiche; regime tettonico; numero e direzione delle faglie; direzione dei *breakout* e qualità della singola box. Inoltre, nel programma di

calcolo sono anche inseriti il numero di terremoti per ogni singola box e il tempo di inter-evento. I dati vengono immessi nel programma e si osserva quale di questi parametri ha significato nel calcolo dell'*Hazard Function*.

<u>LEGENDA DEI PARAMETRI</u>	Omogeneo	Non definibile	Disomogeneo	> 1	Non definibile	=1
Regime tettonico	2	1.5	1			
Direzione del regime tettonico	2	1.5	1			
Strutture sismogenetiche				2	1.5	1
Direzione faglie	2	1.5	1			
Direzione dei <i>breakout</i>	2	1.5	1			
Qualità Box	2	1.5	1			

Tabella 2.5.1 – Legenda dei Parametri associati ai dati geologico-strutturali e geofisici

2.5.3 MODELLO STATISTICO

Il modello utilizzato si basa sulla stima dell'*Hazard Function* dell'occorrenza temporale dei terremoti. Sono stati utilizzati due differenti approcci non-parametrici, dove con il termine non-parametrico si intende senza alcuna assunzione sulla distribuzione temporale degli eventi:

- Il primo è un approccio multivariato ed è stato concepito con lo scopo di integrare, in modo formalmente corretto, il dato sismologico e quello geologico-strutturale. Il modello permette di considerare intervalli di tempo provenienti da diverse aree (FAENZA *et al.*, 2003) e dunque di avere un numero di dati sufficientemente alto per fare un'analisi statistica robusta. La tecnica si basa essenzialmente sul concetto di *Hazard proporzionale*. Diversi sono i vantaggi di questa nuova tecnica se comparati con metodologie più tradizionali precedentemente utilizzate nello studio dell'*Hazard* sismico. In primo luogo si è in grado di stabilire l'importanza del dato geologico-strutturale in campo sismologico, e, in secondo luogo, permette di fornire utili indicazioni per comprendere i meccanismi fisici che governano la generazione dei forti terremoti.
- Il secondo è sempre uno studio non-parametrico dell'*Hazard Function*, ma utilizza l'algoritmo proposto da TANNER & WONG (1984). In questo caso la tecnica considera i dati provenienti da un unico campione omogeneo.

Come detto in precedenza, entrambi i metodi utilizzano il concetto di *Hazard Function* che rappresenta la probabilità istantanea che un evento avvenga, in un intervallo di tempo dt , condizionata dal fatto che è noto che tale evento non è accaduto fino al tempo t . È definita come:

$$h(t) = \frac{\lim_{\Delta t \rightarrow 0^+} \frac{P(t < T \leq t + \Delta t | T > t)}{\Delta t}}{S(t)} = \frac{f(t)}{S(t)} \Rightarrow h(t) = \frac{-d \ln S(t)}{dt} \quad (3)$$

dove $f(t)$ è la *probability density function* e $S(t)$ è la *survivor function*.

In generale, si possono avere tre andamenti dell'*Hazard Function* in funzione del tempo:

Costante: la probabilità che si verifichi un evento nel tempo è indipendente dal tempo t trascorso dall'ultimo evento. Un andamento di questo tipo è la distribuzione di Poisson (Figura 2.5.2a);

Decrescente: la probabilità che si verifichi un evento nell'immediato è molto alta, mentre diminuisce progressivamente man mano che il tempo aumenta dall'ultimo episodio. Questo andamento è definito come cluster sismico (Figura 2.5.2b);

Crescente: la probabilità che si verifichi un evento nell'immediato è molto bassa, mentre aumenta progressivamente man mano che il tempo cresce dall'ultimo terremoto. Questo andamento caratterizza processi pseudo-periodici (tempi di ricorrenza più o meno costanti) ed i modelli di *gap* sismici (Figura 2.5.2c).

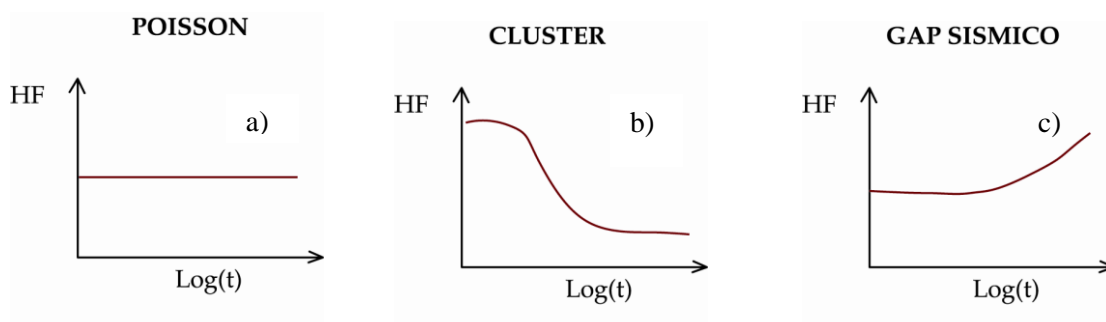


Figura 2.5.2 – Tre tipi di andamento dell'*Hazard Function* in funzione del tempo

2.5.3a Modello Hazard Proporzionale

La caratteristica principale di questa metodologia è l'analisi statistica multivariata che consiste nella possibilità di integrare in modo corretto i dati del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1999) con i dati geologico-strutturali (bibliografici ed inediti), utili a caratterizzare complessi sistemi di generazione dei terremoti. L'integrazione tra il *data set* sismico e quello geologico-strutturale è l'innovazione di questa nuova tecnica quantitativa per il calcolo dell'*Hazard*

sismico che presenta molti vantaggi tecnici e teorici se confrontati con i metodi tradizionali (FAENZA *et al.*, 2003; CINTI *et al.*, 2004).

In sintesi l’analisi non-parametrica multivariata dell’*Hazard Function* permette di:

- dare indicazioni sul processo fisico che genera i terremoti;
- verificare una varietà di ipotesi facendo “parlare” solo i dati senza stabilire un modello *a priori* sul meccanismo relativo al processo di occorrenza dei terremoti. Il tipo di modello probabilistico sarà “suggerito” dagli stessi dati empirici;
- conoscere a quale distribuzione appartengono gli inter-eventi a seconda del tipo di andamento dell’*Hazard Function*.

L’assunzione principale è che il meccanismo che genera i terremoti è lo stesso in aree differenti, ciò che differisce sono i parametri in ogni area.

L’analisi dell’*Hazard Function* definisce in modo evidente la distribuzione statistica dei tempi di inter-evento. Il fondamento base del modello utilizzato da FAENZA *et al.* (2003) è che esso utilizza due tipi di variabili *random*: la variabile IET che rappresenta la variabile di inter-evento tra due terremoti consecutivi e la CT (*censoring time*) che rappresenta l’intervallo temporale tra il presente e la data dell’ultimo evento che si è verificato. È stato utilizzato il modello di *Hazard* proporzionale (COX, 1972; KALBFLEISCH & PRENTICE, 1980) che per un generico tempo x^* dall’ultimo evento può essere scritto come:

$$\lambda(x^*, \bar{z}) = \lambda_0(x^*) \exp(\bar{z} \bar{\beta}) \quad (4)$$

dove \bar{z} è il vettore delle covariate, $\bar{\beta}$ è il vettore dei coefficienti e $\lambda_0(x^*)$ è una funzione arbitraria e generica di *Hazard*. La dimensione dei vettori \bar{z} e $\bar{\beta}$ è rappresentato da M che è il numero di covariate (quantitative e qualitative) considerate nell’analisi.

La *Survivor Function* (S) e la *Probability Density Function* (f) sono date da:

$$S(x^*, \bar{z}) = \exp \left[- \int_0^{x^*} \lambda_0(u) \exp(\bar{z} \bar{\beta}) du \right] = S_0(x^*) \exp(\bar{z} \bar{\beta}) \quad (5)$$

e

$$\hat{S}(x^*; \bar{z}) = \prod_{i|x_i^* < x^*} \hat{\alpha}_i \exp(\bar{z} \bar{\beta}) \quad (6)$$

Il metodo di *Hazard* proporzionale è stato applicato a due aree ristrette ma significative dell’Italia, entrambe caratterizzate da forte sismicità storica e da recenti terremoti di $M \geq 5.5$: la zona

compresa tra Sansepolcro e Norcia (Appennino centro-settentrionale) e quella tra l'area irpina e l'arco del Pollino (Appennino campano-lucano; Figura 2.5.1).

Ad ogni IET e CT si associa un vettore di covariate \vec{z} composto dai seguenti parametri: il logaritmo dell'occorrenza; il regime tettonico; lo strike delle faglie; il numero delle strutture sismogeniche; il numero di faglie; lo strike dell'asse-T; lo strike dei breakout; la qualità della box. Il modello fornisce un coefficiente ed un relativo errore ad ogni parametro. In base al confronto tra errore e valore si può facilmente valutare il "peso" di ogni parametro utilizzato. Nel caso in cui nessun parametro risultasse significativo sarebbe stato dimostrato quantitativamente e non stabilito *a priori*, come spesso molti Autori assumono nelle loro modellizzazione, l'omogeneità della zona considerata. In tal caso, è possibile effettuare una elaborazione senza considerare le singole *box* ma tutte facenti parte di una macroarea con comportamento omogeneo. L'*Hazard Function* sarà stimato attraverso un altro metodo non-parametrico la cui assunzione principale è proprio l'utilizzo di un campione omogeneo (TANNER & WONG, 1984).

2.5.3b Metodo Tanner & Wong

L'obiettivo di questa metodologia è quello di stimare empiricamente l'*Hazard Function* utilizzando solo gli IET su un campione omogeneo. Sia y_i il tempo di inter-evento i -esimo si introduce una funzione *kernel* (K) che dipende dai valori del vettore di *smoothing* Θ . Ci si riferirà a tale funzione come K_{Θ} . È ora possibile ottenere una stima empirica dell'*Hazard Function* per gli IET

$$\hat{h}(x) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{n-i+1} K_{\Theta} (x - y_{(i)}) \quad (7)$$

dove y_i è i -esimo evento ordinato, e $\frac{1}{n-i+1}$ rappresenta il peso della funzione a cui ci si riferirà come al *fractional-weight version*. Il peso della funzione, dunque, cresce con i . La procedura per valutare il vettore $\vec{\Theta}$ è quello di verosimiglianza modificata, dove la funzione di verosimiglianza è proporzionale a

$$L(y_1, \dots, y_n) = \prod_{i=1}^n h(y_i) S(y_i) \quad (8)$$

Il modello può avere due classi di stimatori *kernel* che includono uno stimatore con 1-parametro e un più complesso stimatore con 3-parametri. Come detto in precedenza, dall'osservazione e dall'analisi del *plot* dell'*Hazard Function* in funzione del tempo si possono desumere molte

indicazioni inerenti alla forma ed al tipo di processo dominante. L'andamento della curva (crescente, decrescente o costante) permette di attribuire l'esatta distribuzione statistica degli inter-eventi (*Weibull*, Esponenziale, *Poisson*, Log-normale, etc). Inoltre, dalla curva è possibile desumere i tempi caratteristici del processo, come eventuali clusterizzazioni o tempi di ricorrenza (vedere esempio Grafico 2.5.1).

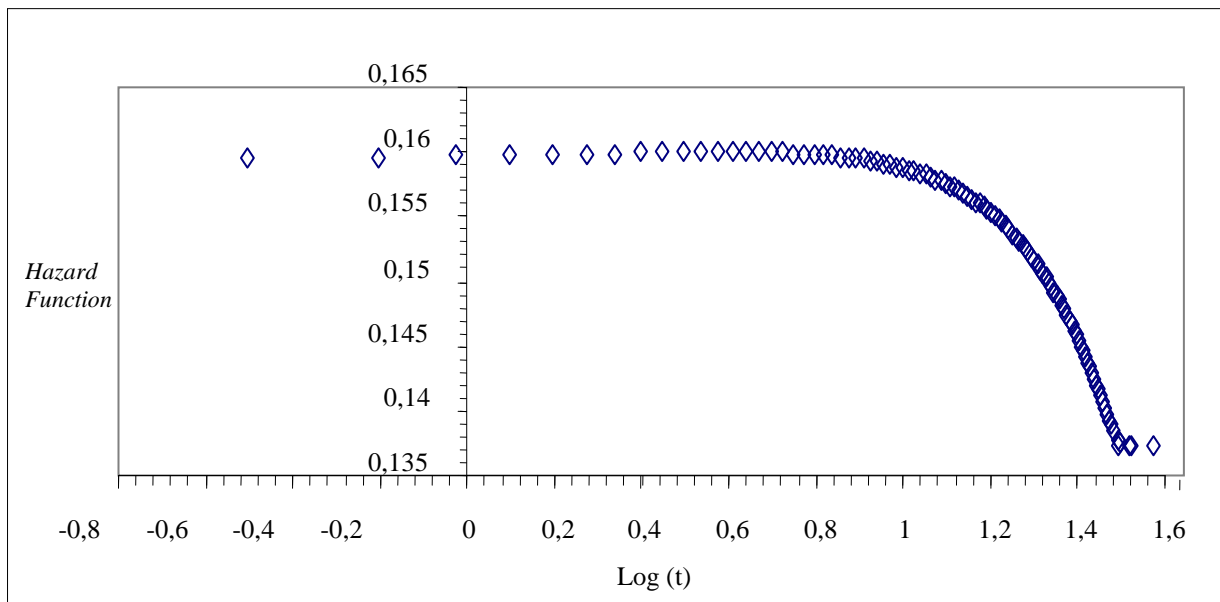


Grafico 2.5.1 – Andamento dell'*Hazard Function* mediante l'applicazione di TANNER & WONG (1984). Si osserva la presenza del processo di clusterizzazione, il suo inizio, la sua durata di circa 10 anni e la sua fine temporale.

2.5.3c Funzione di Autocorrelazione

Per descrivere l'evoluzione temporale e spaziale di una serie di dati $[x(t)]$ è anche utile conoscere come questi valori siano legati al variare del tempo (correlazione temporale) ed individuare il legame che intercorre tra le grandezze in punti diversi (correlazione spaziale). In questo caso si verifica un particolare tipo di memoria, cioè se la lunghezza di uno IET dipende dalla lunghezza degli IET precedenti. Per eseguire l'analisi di autocorrelazione dobbiamo prima verificare che la serie è stazionaria, ovvero i parametri della distribuzione (media e varianza) non dipendono dal tempo. Qualora la nostra serie dovesse essere non stazionaria, i *trend* devono essere necessariamente rimossi prima di effettuare l'analisi di autocorrelazione, mediante l'utilizzo di altre tecniche che rimuovono la non-stazionarietà. Quando i dati hanno un ordine cronologico si definiscono serie temporali. Da esse si possono trarre delle informazioni relative all'esistenza di memoria nel processo. Ovvero determinare se il valore della variabile osservata, in un qualsiasi istante di tempo, dipende in qualche modo da ciò che è successo in precedenza. Mentre, l'esistenza

di ordine comporta la capacità di prevedere l'evoluzione del processo, attraverso un'opportuna modellazione che può essere deterministica, stocastica e caotico-deterministica (DAVIS, 1986).

La stima della funzione di autocorrelazione e del suo *trend*, permette di evidenziare diversi tipi di memoria, come ad esempio la periodicità. La funzione di autocorrelazione è una procedura di analisi nel dominio temporale (intervallo temporale o *lag*) per conoscere la natura del processo secondo la seguente equazione:

$$\rho(s) = \frac{R(s)}{R(0)} \quad s = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, M \quad (9)$$

dove $R(s)$, detta funzione di autocovarianza, è definita:

$$R_{(s)} = E[\{X_t - \mu\}\{X_{t+s} - \mu\}] \quad s=0, \pm 1, \pm 2, \quad (10)$$

dove μ è la media

Teoricamente il valore massimo del $lag(M)$ può variare tra 0 e $N-1$.

Il valore del massimo $lag(M)$ varia da 0 a $N - 1$

Per la funzione di autocorrelazione le proprietà generali della funzione di autocorrelazione sono:

$$\rho(0) = 1$$

$$|\rho(s)| \leq 1 \text{ per tutte le } s$$

$$\rho(s) = \rho(-s),$$

cioè è una funzione pari

L'andamento dell'autocorrelazione è importante per capire il tipo di processo che ha generato la nostra serie di dati e sarà del tipo:

$$\hat{R}(s) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-s} (X_i - \bar{X})(X_{i+|s|} - \bar{X}) \quad s=0, \pm 1, \dots, \pm M \quad (11)$$

Questa stima avrà un errore sistematico (*bias*) ma la sua varianza è decisamente ridotta, soprattutto per s grandi. Questo tipo di stima è molto più diffusa, versatile e significativa perché permette di conoscere l'andamento della funzione piuttosto che la stima del valore di R per un particolare s . In pratica, la formula più *standard* per la funzione di $R(s)$ per una serie temporale discreta.

In sintesi, l'importanza di questa applicazione è dare un'indicazione sulla presenza o meno di una memoria nel sistema.

2.5.3d Distribuzione di Weibull

Una distribuzione statistica molto nota ed utilizzata per la sua versatilità è la distribuzione di Weibull del tipo:

$$h(t) = \alpha\beta(\alpha t)^{\beta-1} \tag{12}$$

dove α è il parametro di scala e β è il parametro di forma.

A seconda del valore del parametro β si possono avere tre diverse forme dell'*Hazard Function* (Figura 2.5.4). Per $0 < \beta < 1$ si ha un *trend* decrescente dell'*Hazard Function* come nel caso del *cluster sismico*. Per $\beta=1$ la distribuzione di Weibull è uguale alla distribuzione esponenziale a parametro singolo (*Poisson*). Per $\beta > 1$ essa ha una distribuzione di tipo crescente definito come ad esempio *gap sismico*.

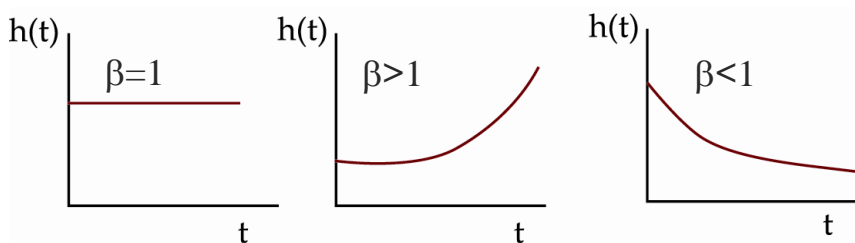


Figura 2.5.4 – Possibili andamenti della distribuzione statistica di Weibull

2.5.4 STUDIO DELLA PROBABILITÀ DI OCCORRENZA PER I FUTURI TERREMOTI

La probabilità condizionata di avere un terremoto nei prossimi t anni, rispetto al tempo t dall'ultimo evento, può essere approssimata a:

$$P(t, \tau, \vec{z}) = \frac{S(t, \vec{z}) - S(t + \tau, \vec{z})}{S(t, \vec{z})} \quad (13)$$

dove \vec{z} è il vettore delle covariate relative all'intervallo di tempo $(t, t + \tau)$ dell'area considerata (Figura 2.5.5).

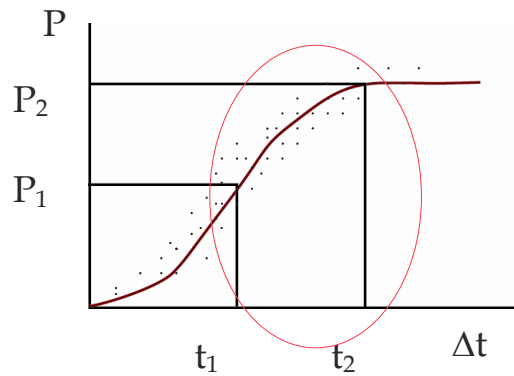


Figura 2.5.5 – Grafico della probabilità di occorrenza

CAPITOLO 3

DATI E RISULTATI

3.1 ANALISI DATI GEOLOGICI

3.1.1 BACINO DELLA VAL D'AGRI E MELANDRO-PERGOLA

L'area test comprende l'alto bacino del F. Agri, fino all'altezza degli abitati di Montemurro situati presso l'invaso artificiale del Lago di Pietra del Pertusillo e il Bacino del Melandro-Pergola tra Brienza e Caggiano (Figura 3.1.1).



Figura 3.1.1 – Ubicazione dell'area in studio evidenziata dal riquadro in tratteggio.

La depressione della Val d'Agri si è formata durante il Quaternario lungo la zona assiale della catena dopo la deformazione contrazionale mio-pliocenica. L'area della Val d'Agri è una depressione allungata in direzione appenninica (N120°) per una lunghezza di circa 30 km ed una larghezza di 5 km colmata da depositi fluvio-lacustri quaternari del Fiume Agri (GIANO *et al.*, 2000; ASCIONE *et al.*, 1992; DI NIRO *et al.*, 1992).

La valle presenta una struttura più complessa rispetto a quella di una depressione tettonica estensionale, come tradizionalmente ritenuto (ORTOLANI *et al.*, 1992) essendo stata generata in un contesto di movimenti lungo le faglie con forte componente di scivolamento orizzontale (tettonica trascorrente; DI LEO *et al.*, 1999). Il substrato pre-quaternario è costituito da carbonati mesozoico-terziari di mare basso in *facies* di retroscogliera e di scarpata, cioè di calcari e dolomie deposte

inambiente protetto e poco profondo a tergo di una scogliera corallina o lungo l'elemento fisiografico che raccordava la piattaforma al bacino (Unità Monte-Marzano-Monti della Maddalena; BONARDI *et al.*, 1988). Questi terreni affiorano prevalentemente lungo il fianco sud-occidentale dell'Alta Val d'Agri, ma costituiscono anche il rilievo in calcari cretacici di Madonna di Viaggiano e sono tettonicamente sovrapposti alle coeve successioni pelagiche (Unità Lagonegresi; SCANDONE, 1972) formate in prevalenza da calcari con selce, radiolariti, argilliti e marne che affiorano invece lungo il bordo nord-orientale della valle. Le porzioni orientali e meridionali della valle sono occupate da terreni silicoclastici terziari (arenarie, marne ed argillite delle formazioni di Albidona e Gorgoglione CARBONE *et al.*, 1991, 1988). Presso Marsicovetere e Tramutola sono presenti lembi di unità argillitiche considerate da diversi Autori di provenienza oceanica o comunque "interna" (più occidentale) rispetto ai calcari di piattaforma.

L'evoluzione morfologica e sedimentaria del bacino fino al presente è stata controllata dalla tettonica fragile recente, espressa principalmente nelle grandi faglie bordiere (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et al.*, 1997, 2000; CELLO *et al.*, 2000) e da strutture *strike-slip* sinistre con direzione N120°, riattivate come faglie normali durante il Pleistocene medio (SCHIATTARELLA *et al.*, 1998); L'attività di queste strutture si riflette nella sismicità (GIANO *et al.*, 1998) e nel ritrovamento dei paleosuoli recenti (datati attraverso il metodo radiocarbonio tra 40.000 e 20.000) che sono stati coinvolti durante i processi di fagliazione con rigetti pluridecimetrici (GIANO *et al.*, 2000).

Secondo alcuni Autori (CELLO *et al.*, 2000, 2001) la Val d'Agri è caratterizzata da un sistema di faglie principali (definite "Val d'Agri *fault system*): caratterizzato principalmente da strutture trascorrenti sinistre con direzione N120° (ben esposto per circa 15 km) con associate faglie trastensive e tanspressive destre (N20-30°) e sinistre N90-100°. Quest'ultimo sistema ha deformato i depositi di *slope* (datati circa 30.000 anni) con un *offset* minimo di 15 m per uno *slip-rate* medio calcolato di 0.5 mm/a (CELLO *et al.*, 2003). Quindi, l'area è caratterizzata da un σ_1 circa sub-orizzontale EW e da un σ_3 anch'esso sub-orizzontale orientato NS. La geometria definisce un regime principale *strike-slip* con un valore di $R=0.73$. questo indica che $\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$. CELLO *et al.* (2003) suggeriscono che in queste condizioni le permutazioni tra gli assi dello *stress* possano accadere ripetutamente in questa area. Un contributo alla definizione delle strutture bordiere del bacino è fornito dall'analisi di alcuni profili di sismica a riflessione (BARCHI *et al.*, 2004). Gli Autori presentano i risultati di due profili di sismica a riflessione entrambi con direzione SSW-NNE ubicati nella parte apicale e centrale dell'Alta Val d'Agri (Figura 3.1.2a). Il profilo A-A' mostra una geometria asimmetrica dei depositi di riempimento suggerendo una attività sinsedimentaria della faglia ovest.-immergente (Figura 3.1.2b). Il massimo spessore dei sedimenti è di 300-450 m confrontabile con le osservazioni geologiche in alcune perforazioni che individuano uno spessore di 250 m (PIERDOMINICI *et al.*, 2002). Nel profilo B-B' gli Autori individuano un riflettore sismico

relativo al *bottom* dei sedimenti, inclinato verso ovest. Lo spessore dei sedimenti è circa 300-450 m (Figura 3.1.2c). Gli Autori, alla luce delle interpretazioni dei due profili sismici, suggeriscono che l'evoluzione del bacino della Val d'Agri è stato condizionato dall'attività di una faglia distensiva tirreno-immersa che borda il lato orientale della valle, ma sulla base dei profili sismici a riflessione non le attribuiscono un ruolo sismogenico relativo agli ultimi eventi.

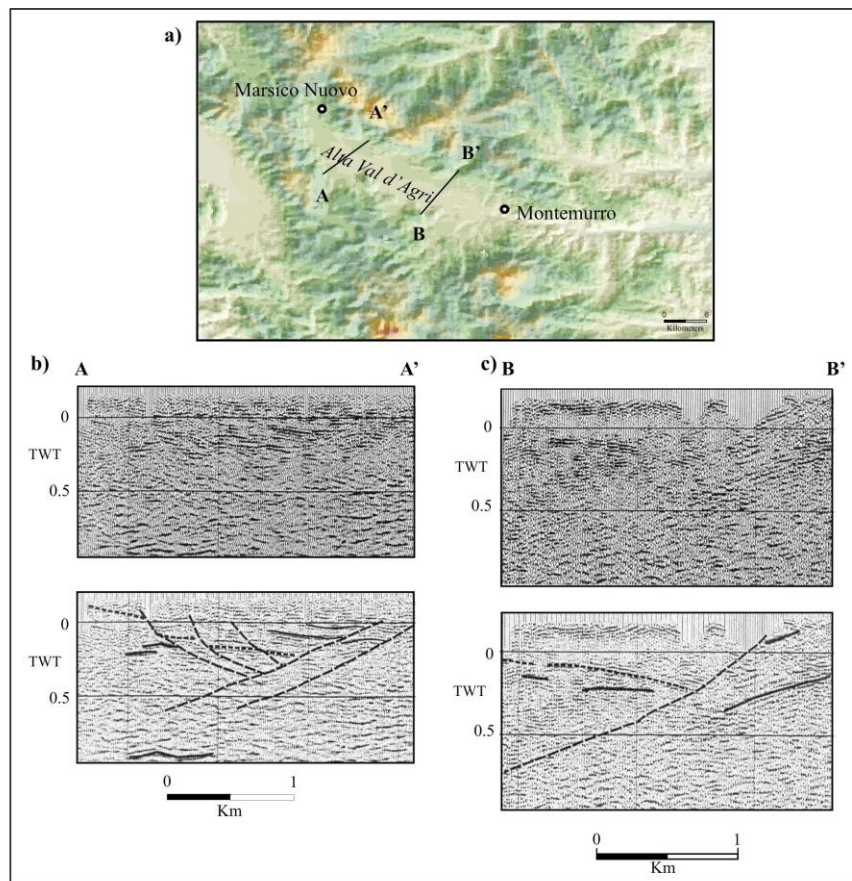


Figura 3.1.2 – Ubicazione dei profili sismici in Alta Val d'Agri (a) e loro interpretazione: profilo A-A' (b) e B-B' (c) (BARCHI *et al.*, 2004).

La valle del Melandro-Pergola è un bacino estensionale pleistocenico con una direzione media NW-SE. La depressione morfologica è separata da un alto strutturale in substrato pre-quadernario, segnalato a nord dall'abitato di Brienza, che individua due sottobacini: quello di S. Angelo, riempito da depositi alluvionali ben organizzati e quello di Brienza colmato da depositi alluvionali più prossimali e poco organizzati ed a carattere torrentizio. Sono stati rilevati episodi deformativi che avrebbero coinvolto i depositi di riempimento del bacino condizionandone l'evoluzione futura (GIANO & MARTINO, 2003). Gli Autori riconoscono due *set* importanti di faglie: (1) dirette (N50-70° e N100-110°) e (2) cinematica obliqua con componente di movimento sinistra (N35°). Nel complesso le strutture tettoniche riconosciute risultano compatibili con una direzione di massima estensione orientata in direzione N-S. I depositi continentali hanno registrato l'attività di alcuni sistemi di faglie nel Pleistocene evidenziando un carattere sinsedimentario e di attività recente come

nei pressi di Pergola (GIANO *et al.*, 2000) come documentato dalla dislocazione di alcuni terrazzi erosionali sommitali del riempimento vallivo e dalla rotazione verso monte dei depositi prossimali presenti ai margini del bacino. In queste successioni clastiche continentali pleistoceniche (SANTANGELO, 1991) sono stati individuati tre ordini di superfici terrazzate (età 1.8 e 0.8 Ma) che hanno permesso di calcolare un tasso medio di sollevamento di circa 0.6 mm/a (calcolato su un arco temporale di 2 Ma; SCHIATTARELLA *et al.*, 2003) in buon accordo con i dati di altri settori dell'Appennino meridionale (CUCCI & CINTI, 1997). I valori di *slip-rate* relativi all'attività del sistema di faglia trascorrente mostra un valore tra 0.3 e 0.8 mm/a nell'arco temporale che va da 1.8 a 1.2 Ma suggerendo che questo sistema "realizza" un piccolo *off-set* compatibile con l'attività di faglie *strike-slip* nella zona assiale della catena durante il Pleistocene inf. Mentre la tettonica estensionale responsabile della maggior parte del rigetto verticale che va da 0.8 a 0.7 Ma nella zona assiale della catena mostra un valore di *slip-rate* di 0.8 mm/a (compatibile con quello registrato anche nell'area della Val d'Agri; 1 mm/a in 30.000 trovato da GIANO *et al.*, 2000).

3.1.2 DATI E INTERPRETAZIONE

L'obiettivo di questo lavoro è quello di studiare e meglio definire l'area della Val d'Agri-Melandro-Pergola, dal punto di vista geologico-strutturale e sismotettonico. In questo paragrafo ci occuperemo solo dell'aspetto geologico. L'area in studio è stata suddivisa, dal punto di vista geografico, in due parti: il bacino del Melandro-Pergola a sua volta costituito da due sottobacini: il bacino di Santangelo a nord e quello di Brienza a sud separati da un alto morfologico e il bacino della Val d'Agri. L'area del Melandro-Pergola ha un'estensione di circa 12 Km, una larghezza intorno ai 5 Km ed un andamento circa NNW-SSE. La depressione della Alta Val d'Agri (fino al Lago di Pietra del Pertusillo) ha un'estensione di circa 30 Km con una larghezza di circa 6 Km; ha un andamento circa NS per i primi Km, mentre diviene NW-SE e poi EW nel tratto finale verso sud. Si è proceduto con l'analisi e l'interpretazione di elementi morfologici tramite lo studio delle fotoaeree, delle immagini *spot* (10 m) e DEM (20 m) nel settore del Melandro-Pergola. Tale analisi hanno permesso di individuare dei lineamenti morfotettonici e delle anomalie del drenaggio, la cui indagine diretta è stata effettuata mediante rilievi geologico-strutturali sul terreno. I dati raccolti definiscono la presenza di una faglia con meccanismo principalmente diretto, orientata NNW-SSE adriatico-immergente, posta sul versante occidentale dei bacini del Melandro-Pergola (Figura 3.1.3). Tale strutturazione distensiva si imposta su una fase compressiva precedente, testimoniata dalla presenza di piani di sovrascorrimento lungo il versante stesso. Sono stati rilevati in vari affioramenti depositi alluvionali e colluviali deformati e tiltati legati ad attività tardo Pleistocene-Olocene (120000-

Attuale). La struttura distensiva risulta divisa in due segmenti disposti *én-échelon* sinistro per una lunghezza totale di circa 20 km (Figura 3.1.3). L'estensione e la geometria della faglia sembrano essere in relazione alla presenza di discontinuità strutturali trasversali osservate in campagna. L'attività di questa faglia è testimoniata dalla formazione di scarpate in depositi recenti che in alcuni casi ha raggiunto l'altezza di circa 10 m.

In più siti lungo il versante nord-occidentale del bacino del Melandro sono presenti piani di faglia nel substrato carbonatico, ben preservati, localizzati in corrispondenza di rotture di pendio con direzioni NW-SE e NNW-SSE, immersioni 55-80°N, e l'osservazione delle strie indica una cinematica predominante di tipo *dip-slip*. Nella porzione sud-occidentale del versante, è inoltre presente una fascia cataclastica che interessa breccie di versante con giacitura subverticale.

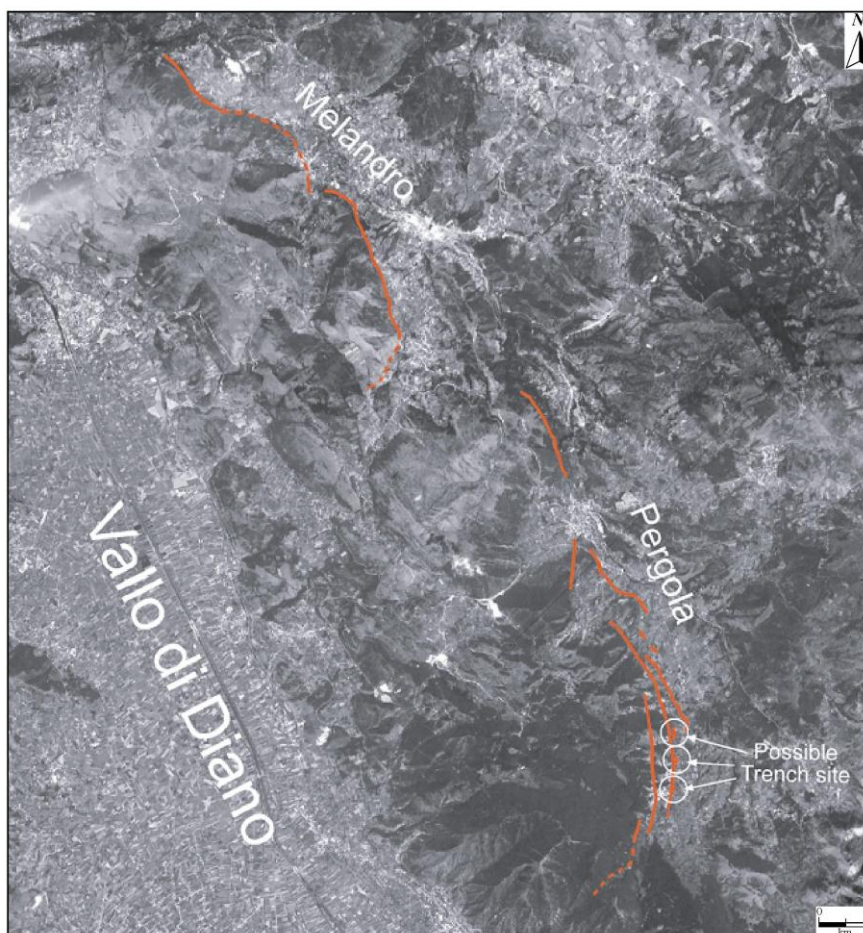


Figura 3.1.3 – Ubicazione delle tracce delle faglie attive (in rosso) rilevate in questa area e possibili siti per studi paleosismologici (gentilmente fornita da M. Moro).

Di rilievo sono i dati raccolti in più siti in corrispondenza del bacino del Pergola: quali un significativo basculamento e la deformazione di depositi colluviali e di versante, che indicano una recente attività della struttura tettonica. È stato effettuato il campionamento di un livello deformato la cui relativa datazione è ancora in corso. Esso fornirà un preliminare vincolo cronologico. L'area di maggiore interesse geologico-strutturale è ubicata in corrispondenza di una cava in cui si osserva

chiaramente una intensa fascia di deformazione cumulata legata all'attività della struttura tettonica con basculamenti dei depositi colluviali e di versante (Figura 3.1.4).



Figura 3.1.4 – La foto (A) è relativa ad un affioramento all'interno della cava, caratterizzato da strutture distensive, (B) particolate dell'affioramento (cerchio a tratteggio).

La datazione radiocarbonio di un livello sedimentario deformato ha fornito un'età di 11 ka anni (MORO *et al.*, 2003; Tabella 3.1.1) confrontabile con il deposito deformato di età di circa 20 ka descritto da GIANO *et al.* (2000).

Campione	Descrizione del campione	Metodo	¹⁴ C età BP	δ ¹³ C (‰)	Calibrazione dell'età in anni BP
1	Silt organico	AMS	3380 ± 40	-24.1	da 3700 a 3490
2	Paleosuolo	Radiometrico	8830 ± 50	-25.0	da 10150 a 9700
3	Paleosuolo	Radiometrico	10270 ± 70	-25.0	da 12380 a 11600

Tabella 3.1.1 – Sono riportati i valori relativi all'età radiocarbonio dei sedimenti quaternari del bacino del Pergola

La deformazione cumulata e l'attività recente della struttura è testimoniata dalla chiara presenza di almeno tre generazioni di faccette triangolari, presenza di nastri di faglia su substrato carbonatico, presenza di scarpate sia su substrato che su depositi recenti. I dati finora raccolti permettono di

definire i parametri geometrici e cinematici della faglia, tra quest'ultimi l'entità della deformazione tettonica a lungo termine. Il riconoscimento di scarpate di faglia in depositi recenti (Pleistocene superiore-Olocene) unite alle deformazioni dei livelli stratigrafici riconosciuti porta a considerare questa struttura sicuramente attiva. Tali evidenze hanno inoltre condotto ad una campagna di studi paleosismologici attualmente in corso. Sono stati collezionati ed analizzati differenti *set* di sondaggi: pozzi per l'esplorazione di oli e gas fino a circa 6000 m di profondità e pozzi per l'approvvigionamento idrico e geotecnici che hanno raggiunto profondità intorno ai 200 m (PIERDOMINICI *et al.*, 2002). L'integrazione di questi due data set ha permesso di ottenere una buona risoluzione delle unità stratigrafiche principali dell'area in studio a differenti profondità. Questa conoscenza può presentare un utile strumento di base per parecchie applicazioni nella ricerca (ed esempio calibrazione di sezioni geoelettriche e sismiche, effetti di sito e stabilità dei versanti). Il nostro interesse è combinare i dati di superficie con quelli di sottosuolo per una specifica area mettendo in evidenza la presenza di discontinuità laterali e verticali nelle successioni stratigrafiche in quanto forniscono dei vincoli sull'assetto strutturale sia a scala regionale che locale. La nostra attenzione è stata focalizzata sulla presenza di discontinuità strutturali con riguardo alle unità recenti (possibilmente interessate da fagliazione attiva) nelle zone di maggiore interesse sismologico. Noi mostriamo alcuni dati reperiti nell'area della Val d'Agri. (Figura 3.1.5; Figura 3.1.6). Da questi dati si deduce che lo spessore dei depositi di riempimento è circa 200 m.

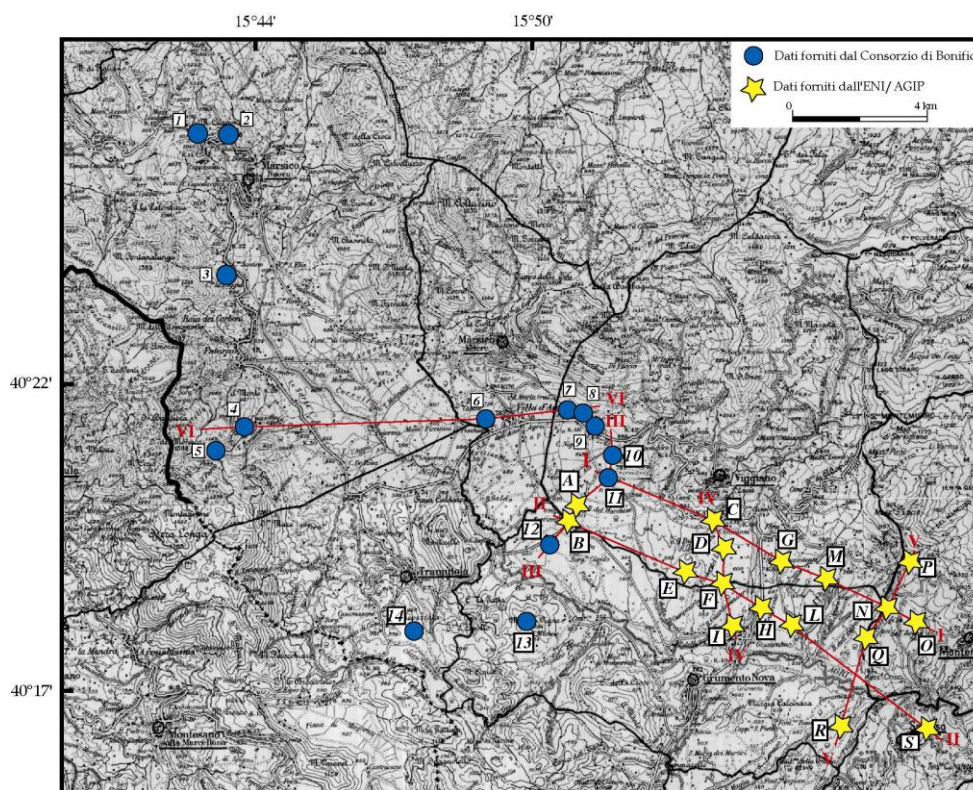


Figura 3.1.5 – Carta delle ubicazioni delle varie perforazioni. Sono riportate le sezioni dei profili con il colore rosso (PIERDOMINICI *et al.*, 2002)

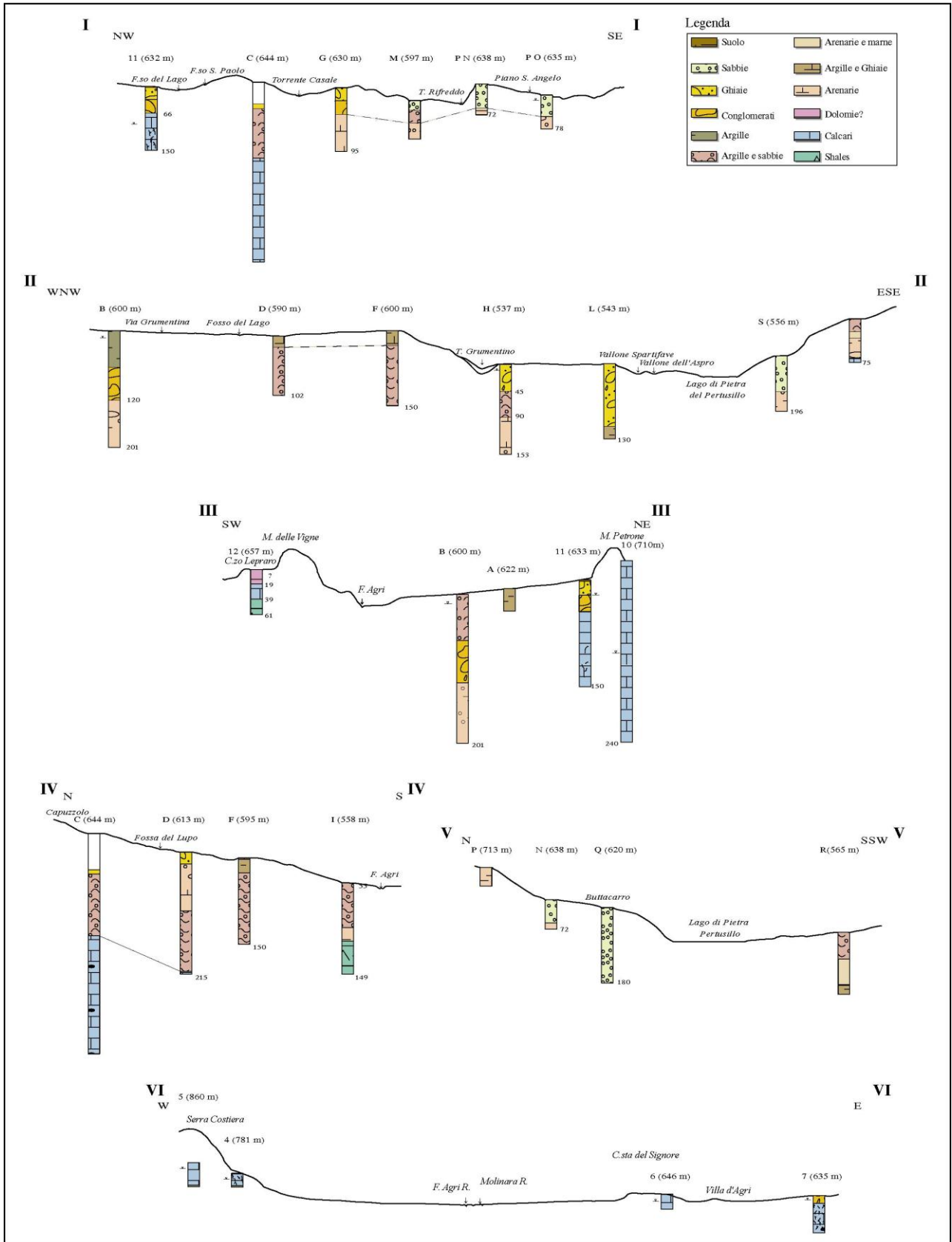


Figura 3.1.6 – Profili stratigrafici (PIERDOMINICI *et al.*, 2002).

In conclusione, sia dalla letteratura che dai dati inediti raccolti in questa tesi di Dottorato ed in via di pubblicazione in MORO *et al.* (in prep) emerge che la depressione del Melandro-Pergola è controllata da una struttura orientata circa NNW-SSE est-immersa (*master fault*) con caratteristiche simili a quella della faglia dell'Irpinia, ubicata poco più a nord (PANTOSTI & VALENSISE 1993).

3.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ

3.2.1 INTRODUZIONE

La sismicità dell'Appennino campano-lucano presenta una attività sismica tra le più importanti dell'intera penisola sia in termini di intensità che di frequenza di eventi sismici. In questo paragrafo sarà fornito inizialmente un quadro sintetico relativo ai forti terremoti storici e alla sismicità strumentale (1983-2003) in termini di distribuzione, intensità e strutture tettoniche associate. Infine, sarà descritta l'analisi di dettaglio eseguita sulla sequenza sismica del 18 Aprile 2002 che ha colpito l'area di Savoia di Lucania nel bacino del Melandro-Pergola e la sismicità che ha interessato le aree limitrofe nel periodo ottobre 2001-dicembre 2002.

Sia i dati di sismicità storica che strumentale, desunti dalla letteratura, sono concordi nell'indicare che il settore dell'Appennino campano-lucano, è attualmente in fase di deformazione sismica attiva (AMATO & MONTONE, 1997; FREPOLI & AMATO, 2000a e b; GASPARINI et al., 1985; MONTONE *et al.*, 1997 e 1999) ed è concentrata in una fascia che corre a cavallo della catena di larghezza pari a 30-40 km.

Nella figura 3.2.1 è riportata la distribuzione dei terremoti strumentali dal 1983 al 2003 (cerchi blu), localizzati dalla Rete Simica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV e gli eventi storici presenti nel CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999) (quadrati rossi). La grandezza dei simboli è proporzionata all'intensità del sisma. Nella figura 3.2.1 sono riportate solo le soluzioni CMT disponibili (Catalogo dell'Università di *Harvard*) dei terremoti verificatesi nell'ultimi vent'anni di $M \geq 5.0$ e riportati in Tabella 3.2.2. L'Appennino campano-lucano, negli ultimi anni, è stato caratterizzato da alcune sequenze sismiche significative che hanno colpito la zona del potentino (maggio 1990 e maggio 1991), l'area settentrionale del Pollino (settembre 1998) e l'area del Melandro-Pergola (aprile 2002). Questa porzione di catena presenta da una diversa distribuzione dell'attività sismica che contraddistingue ciascun dominio geologico-strutturale del territorio lucano. Si ha una scarsa sismicità nella porzione orientale (fossa Bradanica fino al Mar Ionio) ed una predominanza di eventi nella zona di catena, con relativi addensamenti in tre distinte aree: (1) area potentina (a nord-est); (2) zona irpina (a nord-ovest) e (3) area del pollino (a sud). Come è stato riportato nel paragrafo 3.1.1 l'area presenta una complessa articolazione tettonica dovuta all'attività di sistemi coniugati di faglie che bordano i bacini intramontani che si rispecchia nell'alto livello di sismicità dell'area. Il carattere sismo-tettonico prevalente è \sim NW-SE ($\sigma_3 \sim$ NE-SW) legato a grossi sistemi di faglie normali e trasversive disposte longitudinalmente alla catena. Infatti, i terremoti di magnitudo elevata sono ubicati in catena e sono associati a strutture tettoniche distensive generalmente situate in corrispondenza delle depressioni quaternarie intermontane (Paragrafo 3.1.1). L'area di catena è caratterizzata da un campo di *stress* attivo normale dedotto sia dai meccanismi focali dei terremoti (FREPOLI & AMATO, 2000°, b; GASPARINI et al., 1985; PONDRELLI 1998; 2002; MONTONE *et al.*,

1999a) sia dall'analisi dei *borehole breakout* (AMATO *et al.*, 1995, MONTONE *et al.*, 1994 e 1997) e dagli studi geologico-strutturali (ESPOSITO *et al.*, 1988; MARTURANO *et al.*, 1988; PORFIDO *et al.*, 1988; PANTOSTI & VALENSISE 2001; BENEDETTI, 1999; GALADINI *et al.*, 2000; CELLO *et al.*, 2003).

Nei paragrafi successivi verrà data una descrizione sintetica della sismicità storica e strumentale dell'Appennino campano-lucano (desunta dai dati di bibliografia) e sarà descritta l'analisi eseguita in questa tesi sulla sequenza sismica di Savoia di Lucania del 18 Aprile 2002 (Melandro-Pergola) inquadrandola in un contesto sismotettonico e la sismicità in Appennino campano-lucano relativa al periodo ottobre 2001-dicembre 2002.

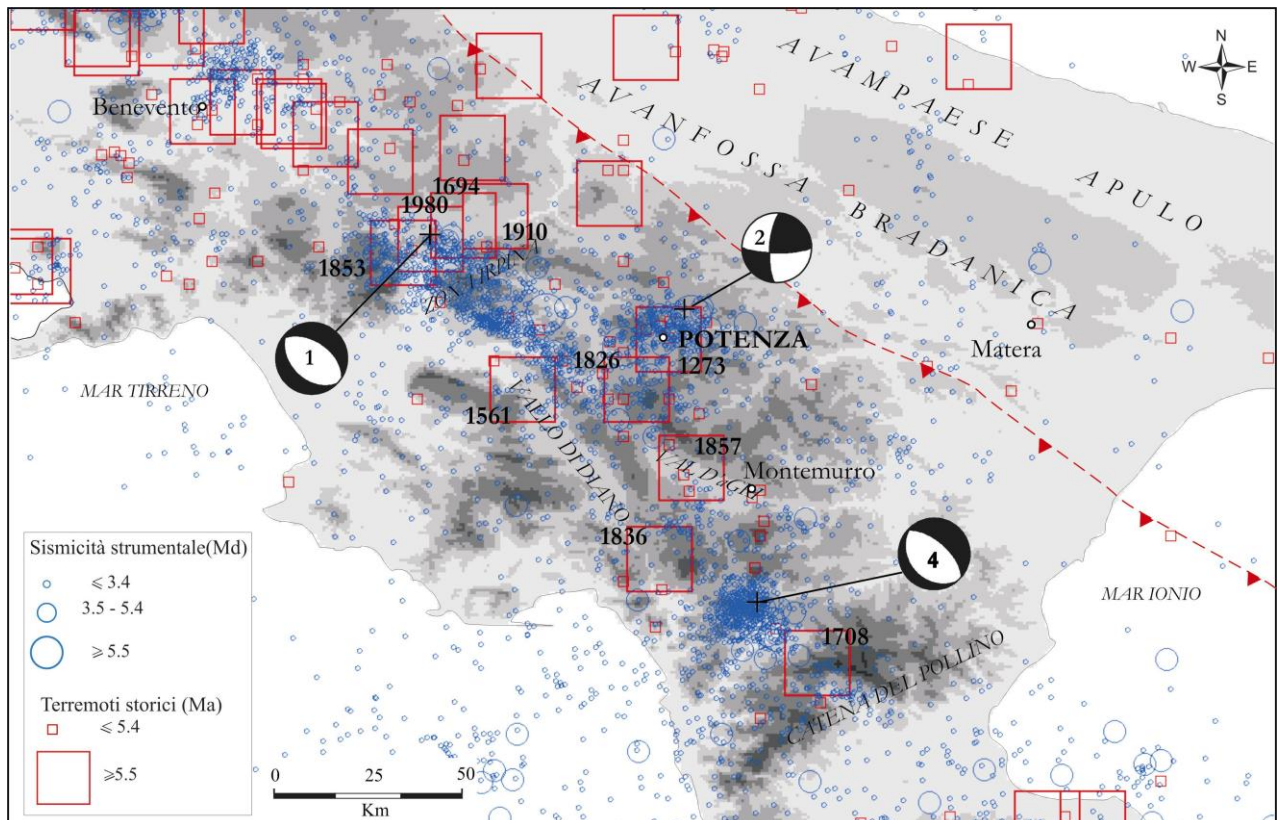


Figura 3.2.1 – Distribuzione in pianta della sismicità.

3.2.2 SIMICITÀ STORICA

L’Appennino campano-lucano è caratterizzato da una considerevole attività sismica ben documentata soprattutto dal XIX secolo (Tabella 3.2.1 e Figura 3.2.2).

Luogo	Lat	Long	Anno	Mese	Giorno	Ora	Min	Sec	Imax	Io	Ma
Irpinia	41,020	15,170	989	10	25				95	90	6,0
Potenza	40,630	15,800	1273						85	85	5,8
Castelcivita	40,500	15,250	1461	6						70	4,8
Vallo di Diano	40,520	15,480	1561	8	19	14	10		100	95	6,4
Buccino	40,630	15,380	1561	7	31	18	40		90	80	5,5
Irpinia-Basilicat	40,880	15,350	1694	9	8	11	40		110	105	6,9
Pollino	39,922	16,126	1708	1	26				75	75	5,5
Grumento	40,333	15,833	1759	5	20					60	4,3
Tramutola	40,297	15,845	1807	11	11				70	70	4,8
Basilicata	40,520	15,730	1826	2	1	16			90	80	5,6
Lagonegro	40,082	15,785	1831	1	2	14	7		80	80	5,2
Basilicata merid.	40,150	15,780	1836	11	20	7	30		90	80	5,8
Campomaggiore	40,530	16,113	1846	8	8				65	65	5,0
Basilicata	40,950	15,670	1851	8	14	13	20		100	95	6,3
Melfi	41,000	15,650	1851	8	14	14	40		85	75	5,4
Melfi	41,000	15,667	1852	4	2	9	30			60	4,3
Irpinia	40,820	15,220	1853	4	9	12	45		90	90	5,9
Montemurro	40,350	15,850	1857	12	16	21	15		110	105	7,0
Montemurro	40,300	15,980	1857	12	26	5			75	75	5,1
Ricigliano	40,750	15,550	1858	8	6	12	15			70	4,8
Vietri	40,650	15,517	1859	2	4					65	4,6
Potenza	40,633	15,800	1861	11	19					65	4,6
Auletta	40,583	15,417	1893	1	25	11	21			70	4,8
Pollino	39,995	16,035	1894	5	28	20	15		70	70	4,7
Brienza	40,417	15,700	1895	7	19	9	45			60	4,3
Polla	40,555	15,654	1899	10	2	14	17		60	55	4,0
Brienza	40,525	15,599	1905	6	29	19	49		65	60	4,3
Montemurro	40,300	16,000	1906	7	2	19	50			60	4,3
Castelgrande	40,833	15,400	1909	12	3	6	20			60	4,3
Irpinia-Basilicat	40,900	15,420	1910	6	7	2	4		90	85	5,8
Montemurro	40,283	15,983	1910	10	3	11	4	12		65	4,6
S. Martino	40,200	16,000	1910	5	28	1	45			60	4,3
Lioni	40,883	15,200	1913	7	26	10	58			60	4,3
Castelsaraceno	40,231	16,009	1917	10	13	16	4		60	60	4,3
Sant’Ilario	40,800	15,700	1920	3	7	19	21	48		60	4,3
Muro Lucano	40,677	15,449	1923	11	8	12	28		60	60	4,6
Irpinia	41,050	15,370	1930	7	23	0	8		100	100	6,7
S. Nicola	41,067	15,700	1930	11	6	21	56			65	4,6
Melfi	41,000	15,700	1931	11	10	21	10			55	4,0
S. Nicola	41,067	15,700	1931	5	10	10	48	55		60	4,4
Marsico Vetere	40,400	15,800	1932	12	3	2	26			55	4,0
Bisaccia	41,023	15,351	1933	3	7	14	39		60	60	4,8
S. Martino	40,200	16,000	1934	7	3	16	11			60	4,3
Calvello	40,467	15,867	1935	12	3	8				60	4,3
M. Palanuda	39,800	16,000	1946	4	3	17	1	44		60	4,3
Forenza	41,048	15,189	1947	7	4	20	10		40		4,3
Pietragalla	40,667	15,883	1954	8	6	19	21	12		60	5,0

Tabella 3.2.1 – Elenco dei terremoti storici in Appennino campano-lucano (BOSCHI *et al.*, 1999)

segue Tabella 3.2.1

Vibonati	40,100	15,700	1955	7	3	23	55	34		60	4,3
Grassano	40,570	16,366	1956	1	9	0	44		70	65	4,6
Brienza	40,500	15,700	1957	10	19	6				60	4,3
Sant'Ilario	40,800	15,700	1957	5	3	3	29	34		55	4,0
Irpinia	41.130	14.970	1962	08	21	18	19	30	90	90	6,2
Tito	40,658	15,782	1963	2	13	12	45		70	70	5,0
Brienza	40,500	15,667	1964	6	4	0	31	59		60	4,3
Picerno	40,600	15,700	1966	10	4	4	51	51		60	4,3
Lucania	40,956	16,194	1966	7	6	4	24		40	40	4,0
Montemurro	40,300	16,000	1968	3	22	19	29	58		55	4,0
Polla	40,583	15,567	1969	11	14	6	48	7		50	4,0
Marsico	40,500	15,800	1971	11	29	18	49	30		60	4,3
Vietri	40,650	15,517	1973	8	8	14	36	26		50	4,5
Irpinia-Basilicat	40,850	15,280	1980	11	23	18	34	52	100	100	6,9
Potenza	40,650	15,750	1980	12	3	23	54	22			4,4
Saracena	39,833	16,133	1980	3	9	12	3	39			4,1
Potentino	40,755	15,789	1981	9	21	16	12	29			4,1
Valle del Sele	40,824	15,237	1982	8	15	15	10		60	60	4,2
Golfo di Policast	40,000	15,770	1982	3	21	9	44	1	75	75	5,0
Irpinia-Lucania	40,755	15,289	1983	7	27	19	4	32			4,1
Potentino	40,625	15,671	1986	7	23	8	20		60	60	4,1
Lucania	40,130	15,988	1988	1	8	13	5		70	70	4,0
Potentino	40,711	15,299	1990	5	5	7	21		75	70	5,1
Basilicata	40,668	15,803	1991	5	26	12	26		70	65	4,7

Negli ultimi tre secoli l'Appennino campano-lucano è stato caratterizzato da una considerevole attività sismica espressa da ben otto terremoti che possono essere paragonati all'energia liberata dal terremoto dell'Irpinia (23/11/1980; Tabella 3.2.1 e Figura 3.2.2).

Gli studi geologico-strutturali (PANTOSTI & VALENSISE 2001; BENEDETTI, 1999; GALADINI *et al.*, 2000; CELLO *et al.*, 2003) e l'analisi delle isosiste (ESPOSITO *et al.*, 1988; MARTURANO *et al.*, 1988; PORFIDO *et al.*, 1988) hanno permesso di individuare delle strutture tettoniche a carattere da estensionale a trassensive con direzione preferenziale NW-SE. I terremoti di magnitudo elevata sono associati proprio a strutture tettoniche estensionali generalmente ubicate in corrispondenza dei bacini quaternari intramontani (area Irpinia, Vallo di Diano; Val d'Agri, Valle del Mercure, Bacino di Sant'Arcangelo) (BENEDETTI *et al.*, 1998; CELLO *et al.*, 2000 e 2003; CINQUE *et al.*, 2000; CUCCI *et al.*, 2004, SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; VALENSISE & PANTOSTI, 2001a, b). Per l'analisi sono stati consultati il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1995; 1997) ed il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (BOSCHI *et al.*, 1999) per un arco di tempo complessivo di mille anni (Tabella 3.2.1). Dal loro studio si è dedotto che l'Appennino lucano è caratterizzato da numerosi terremoti distruttivi e che comprende le zone sismicamente più attive d'Italia sia per frequenza sia per l'elevata intensità degli eventi. I terremoti maggiori ($M \geq 5.5$) sono caratterizzati da un allungamento delle isosiste, relative al XI, X, IX e VIII grado, circa parallelo alla catena appenninica (Figura 3.2.3 e Tabella 3.2.1). Complessivamente l'area è stata colpita da 71 eventi di

cui 15 con $M \geq 5.5$ (Grafico 3.2.1) pari al 20% della sismicità storica complessiva, mentre dal XIX secolo fino alla fine del Catalogo sono accaduti 9 eventi di $M \geq 5.5$ (Tabella 3.2.1).

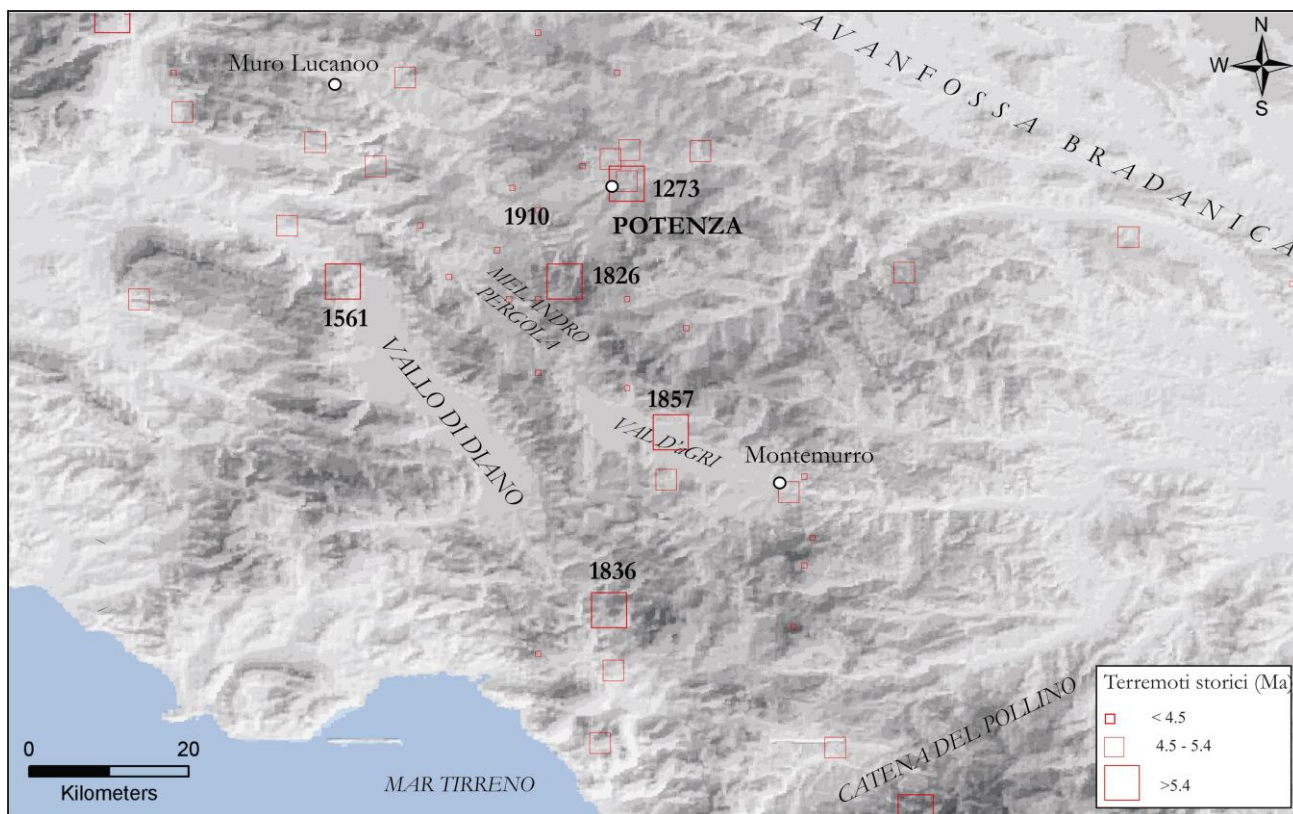


Figura 3.2.2 – Distribuzione della sismicità storica nell’area in studio.

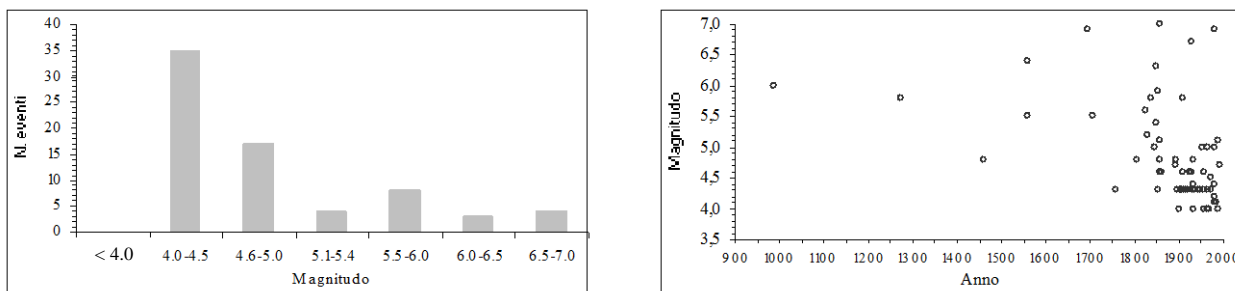


Grafico 3.2.1 – Rappresentazione della distribuzione degli eventi storici in funzione del numero di eventi vs magnitudo (A) e relazione tra il tempo e la magnitudo (B).

Il XIX secolo è stato caratterizzato da importanti terremoti (Tito 02/01/1826; Rivello 01/02/1831; Lagonegro 11/20/1836; Vulture 08/14/1851; Basilicata 12/16/1857) di cui quello del 1857 ($M=7.0$) è stato l'evento in assoluto più violento dell'Italia meridionale, colpendo circa 290 località ed interessando un'area di risentimento di circa 2500 Km². L'andamento delle isosiste è riportato in figura 3.2.3. I lavori più significativi inerenti a quest'ultimo evento sono essenzialmente: "*I terremoti d'Italia*" di BARATTA (1901) e "*The great neapolitan earthquake of 1857*" di MALLET (1862). Il primo dà indicazioni sul numero di morti, l'elenco dei principali *aftershocks* avvenuti durante la crisi sismica e le aree di danneggiamento suddivise in disastrosa, rovinosa, fortissima, molto forte e mediocre. Mentre nel lavoro di Mallet si trovano soprattutto delle minuziose analisi sui siti più danneggiati in cui l'Autore individua Caggiano come l'area epicentrale. Questo terremoto è stato oggetto di numerosi studi sia a carattere macrosismico che sismotettonico. Porfido *et al.* (1988) hanno reperito negli Archivi di Potenza e Napoli dei documenti relativi a questo evento in cui si dichiarava che il sisma aveva completamente devastato l'area della Val d'Agri, causando numerosissime vittime, ingenti danni e considerevoli effetti sul suolo (sconvolgimenti idrogeologici e geologici consistenti essenzialmente in variazioni della portata delle sorgenti e dei pozzi, in fenomeni franosi, e nell'apertura di fratture nel suolo) in corrispondenza soprattutto dell'area epicentrale tra i paesi di Grumento Nova e di Montemurro. Un altro importante terremoto è avvenuto il 1° febbraio 1826 ed è ubicato a NE del Bacino del Pergola, ha interessato soprattutto l'abitato di Tito con effetti classificati dell'VIII grado della scala MCS con isosiste allungate in senso appenninico. Nell'area epicentrale furono riscontrati fenomeni di intorpidimento delle acque, variazioni della portata, disseccamento delle sorgenti oltre a fessurazioni nel suolo e frane. Nelle aree limitrofe all'area in studio della Val d'Agri e Melandro-Pergola sono state interessate da eventi importanti come il sisma del 1561 di intensità pari al X grado della scala MCS che devastò la regione a nord della città di Polla (Vallo di Diano) anch'essa fortemente coinvolta.

Dall'analisi del Catalogo storico si è appurato che il 19-esimo secolo è stato caratterizzato da numerosi ed importanti terremoti che hanno coinvolto le aree in studi e limitrofe ad essa con eventi di intensità medio-bassa nell'area di Potenza e in corrispondenza del confine calabro-lucano. Il 29 giugno del 1905 una fortissima scossa di terremoto colpì parte delle provincie di Salerno e Potenza con area epicentrale presso il paese di Brienza, dove gli effetti furono classificati con il VII grado della MCS, la scossa fu avvertita anche in corrispondenza dei paesi situati nei dintorni del Vallo di Diano. L'area Potentina è stata sede di frequenti terremoti di intensità moderata. Un primo evento significativo è quello del 6 agosto 1954 del VI grado della scala MCS con direzione dei risentimenti soprattutto verso N e NE, la scossa fu avvertita anche in Puglia. Altri due eventi di intensità simile furono quelli del 2 febbraio 1983 (V grado della MSK) e del 23 luglio 1986 (VI grado della MSK). I

dati macrosismici convergono nell'osservare una zona di attenuazione verso il Cilento (SW) ed una propagazione del sisma verso N e NE, la forma delle isosiste è deformata verso questa direzione). Anche le aree a SE del bacino della Val d'Agri sono caratterizzati da eventi di elevata intensità epicentrale. Il 2 gennaio 1831, un terremoto colpì l'area situata in corrispondenza del Golfo di Policastro, con intensità dell'VIII grado A Rivello, Lagonegro e Lauria. Questo evento fu seguito da numerose e talvolta forti repliche allineatesi tra gli abitati di Rivello e Maratea. La stessa area fu colpita il 20 novembre 1836 da un terremoto del VIII-IX grado MSC nella località Lagonegro con un'area di risentimento molto simile a quella del terremoto del 1831 (allungamento della isosisma del VIII grado in direzione NW-SE). Il 24 maggio 1894 un fortissimo terremoto si verificò in corrispondenza del versante settentrionale della catena del Pollino (confine calabro-lucano) con intensità del VII-VIII grado MCS nei pressi del paese di Viggianello con risentimenti che hanno coinvolto una vasta area dal Salernitano fino alla provincia di Cosenza. Nell'ottobre del 1910 una scossa del VI-VII grado scala MCS ha colpito l'abitato di Montemurro. L'area di risentimento si allunga verso E e SE mentre l'intensità decrebbe verso nord. Alla scossa principale seguirono due repliche più deboli avvertite solo nell'intorno di Montemurro. Il 4 luglio 1955 una scossa del VI grado della scala MCS colpì l'abitato di Lagonegro (a ovest di Monte Sirino) con risentimenti (V grado) avvertiti fino a Salerno, Policastro e Sapri.

Da questa breve descrizione sull'assetto sismologico pre-strumentale dell'area desunto dai dati bibliografici, emerge con chiarezza una situazione di intensa ed elevata attività sismica ben documentata dal 1800 in poi. La carenza di eventi pre-1800 è legata probabilmente a situazioni amministrative ed economiche in cui versavano i comuni dell'Appennino campano-lucano piuttosto che ad una assenza reale di sismicità. Questo aspetto così pericoloso dell'Appennino campano-lucano e soprattutto delle aree della Val d'Agri e del Melandro-Pergola, colpite nel passato da importanti terremoti, è stato riscontrato ed avallato anche dall'analisi della sismicità strumentale dal 1983 ad oggi. Lavori recenti hanno portato all'individuazione di due strutture principali orientate NW-SE: una borda il lato occidentale con immersione verso nord-est e cinematica di tipo diretto (PANTOSTI & VALENSISE, 1988; BURRATO, 1994; VALENSISE & PANTOSTI 2001; NAPPI *et al.*, 2002) e l'altra è ubicata in corrispondenza del lato orientale del bacino con immersione verso SW (BENEDETTI, 1999) e cinematica distensiva. Mentre, altri Autori (CELLO *et al.*, 2003) attribuiscono una struttura sempre orientata in senso appenninico ubicata sul lato orientale della depressione ma con cinematica trascorrente sinistra.

3.2.3 SIMICITÀ STRUMENTALE

La sismicità strumentale (1983-oggi) è maggiormente clusterizzata lungo l'asse della catena (Figura 3.2.3) mentre la sismicità più moderata (magnitudo ~ 2-3) ha un andamento più diffuso e caratterizza le aree più esterne del *foredeep* e *foreland*. In circa 20 anni si sono registrati quasi 2800 eventi di magnitudo compresa 1.7-4.0 e solo 2 eventi hanno registrato una magnitudo superiore al 5.5 (Figura 3.2.3 e Grafico 3.2.2).

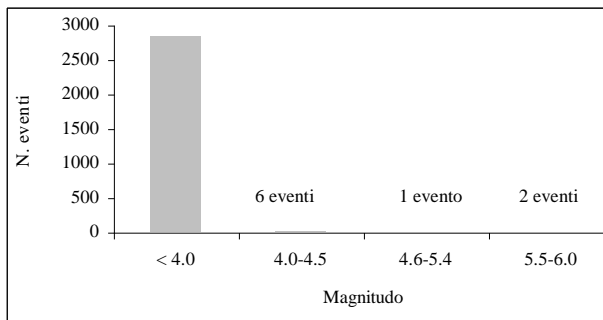


Grafico 3.2.2 – Distribuzione numero di eventi relativi alla sismicità strumentale (1983 a oggi) in funzione della magnitudo

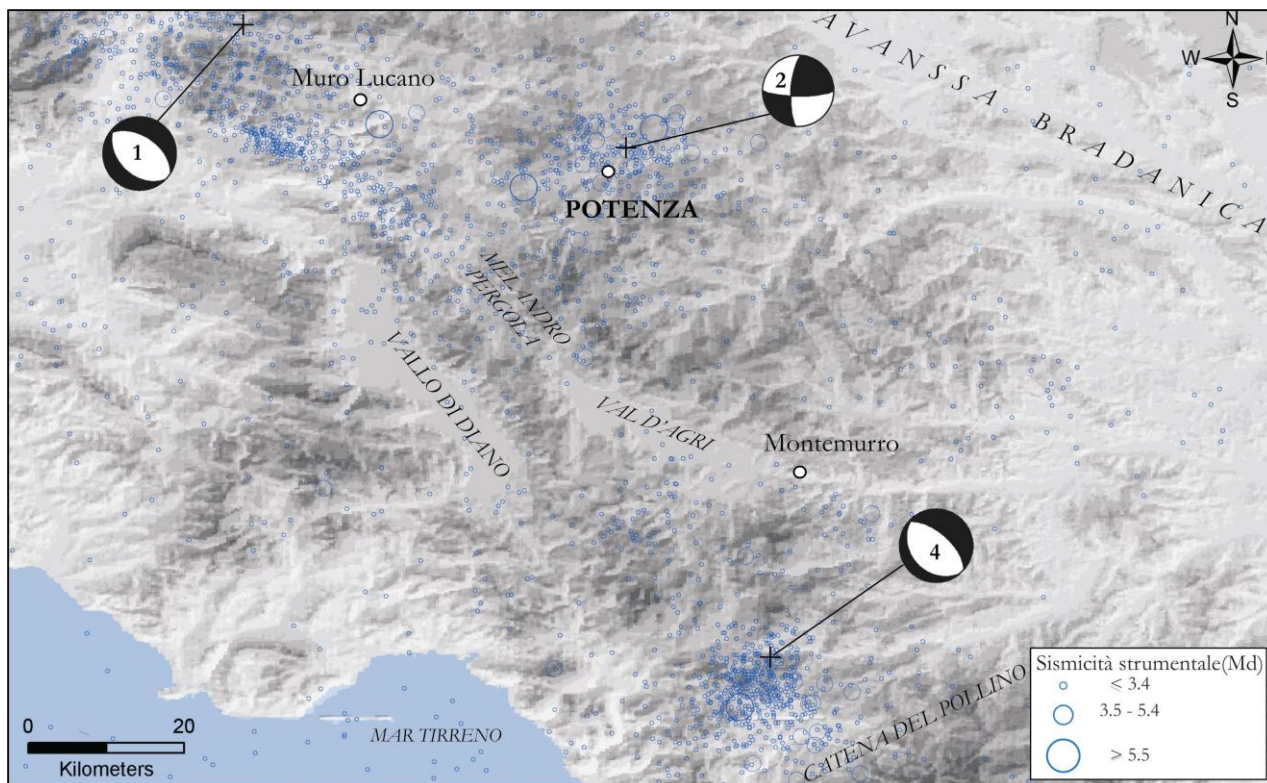


Figura 3.2.3 – Distribuzione della sismicità strumentale e meccanismi focali degli eventi più importanti riportati in tabella 3.2.2.

Le profondità ipocentrali, della maggior parte degli eventi, sono confinate nei primi 20 Km di crosta, sporadici sono gli eventi a profondità maggiore dei 100 Km (Grafico 3.2.3).

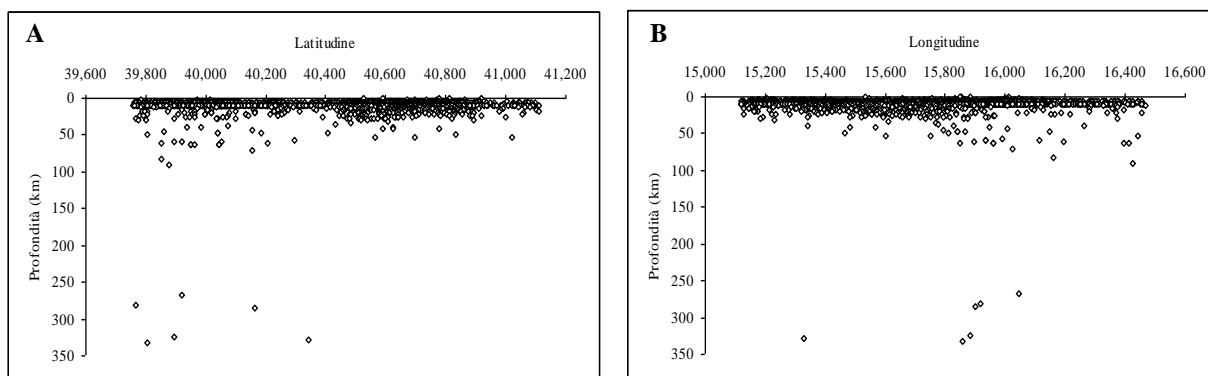


Grafico 3.2.3 – Distribuzione in profondità della sismicità strumentale in un profilo EW (A) e NS (B). Si osserva una maggiore concentrazione degli eventi nei primi 30-40 km di crosta, mentre sono sporadici gli eventi a profondità maggiori.

L'evento sicuramente più forte di questi ultimi 20 anni è il terremoto dell'Irpinia caratterizzato da numerosi eventi che mostravano meccanismi focali distensivi (BOSCHI *et al.*, 1993; Figura 3.2.3 e Tabella 3.2.2).

N.	Luogo	Data	Lat	Lon	Mw	Profondità (km)
1	Irpinia	23/11/1980	40,724	15,373	6,9	10-12
2	Potenza	05/05/1990	40,775	15,766	5,7	9-13
3	Potenza	26/05/1991	40,730	15,765	5,2	8
4	Castelluccio-Lauria	09/09/1998	40,015	15,947	5,6	9

Tabella 3.2.2 – Elenco dei terremoti con $M \geq 5.5$ in Appennino campano-lucano tra il 1983 ed il 2003

Il terremoto dell'Irpinia, avvenuto il 23 novembre del 1980 ($M_w = 6.9$; profondità circa 12 km), è stato caratterizzato da tre grosse scosse distanti l'una dall'altra 18 e 38 secondi. Questo evento è stato oggetto di numerosi studi incentrati sulla definizione della sorgente sismica, dei danni e degli studi di geologia e sismotettonica (BOSCHI *et al.*, 1993). Il *mainshock* si è enucleato su una faglia appenninica con 60° di immersione verso NE mentre il secondo *shock* (40 secondi) è in corrispondenza di una struttura antitetica secondaria SW-immersa che probabilmente si è imposta su un antico piano di debolezza (*thrust* pre-Pliocene). Altro evento importante è il terremoto di Potenza del 1990 ($M_w = 5.7$) con soluzione focale *strike-slip* (Figura 3.2.3 e Tabella 3.2.2). Le profondità ipocentrali si distribuiscono ad una profondità tra i 15 ed i 25 km su una struttura orientata E-W (AZZARA *et al.*, 1993; EKSTROM, 1994). Sempre nella stessa area nel 1991 si è verificato un evento simile ($M_w = 5.2$) a quello del 1990 (EKSTROM, 1994; Tabella 3.2.2). Le diverse soluzioni focali ottenute per l'evento irpino, in catena, e quelli potentini, nella porzione

esterna, suggeriscono la presenza di una zona di transizione da un assetto puramente distensivo ad uno di tipo *strike-slip* (AMATO & MONTONE, 1997). L'ultimo evento significativo, ricadente nell'area, è avvenuto il 9 settembre 1998 (Mw= 5.6) in corrispondenza del margine orientale del Parco del Pollino presso i comuni di Lauria e Castelluccio a cui hanno fatto seguito numerosi *aftershock* per parecchi giorni. La soluzione focale da dati CMT descrive un meccanismo essenzialmente distensivo, orientato in senso appenninico (Figura 3.2.3 e Tabella 3.2.2) (POSTPISCHL, 1985; CAMASSI & STUCCHI, 1997; BOSCHI *et al.*, 1997; MICHETTI *et al.*, 2000; PONDRELLI *et al.*, 2002).

In corrispondenza dell'area della Val d'Agri (all'interno della catena lucana) si è avuta una sequenza sismica di magnitudo moderata tra l'aprile e giugno del 1996 caratterizzata da eventi di magnitudo compresa tra 1.8 e 3.4, distribuiti alle profondità di 3-8 km ed orientati circa NW-SE con meccanismo focale mostra distensivo (CUCCI *et al.*, 2004).

Dall'analisi della sismicità storica e strumentale dei dati bibliografici emerge che la catena campano-lucana è caratterizzata da un regime estensionale con strutture tettoniche distensive orientate NW-SE, mentre nelle aree di transizione tra la catena e l'avanfossa si instaurano regimi tipo *strike-slip*. Per alcune strutture tettoniche ancora non c'è consenso unanime da parte della comunità scientifica, mentre altre sono in via di definizione come la struttura del Melandro-Pergola legata al terremoto del 1826 ed attualmente interessata da una piccola sequenza avvenuta nell'aprile del 2002.

Lo studio di questa tesi ha cercato di dare un contributo alla definizione sismotettonica dell'area del Melandro-Pergola analizzandone la sequenza sismica e confrontandola con i dati di geologia di superficie e di geofisica a disposizione. Sono state anche studiate delle piccole sequenze sismiche nelle zone limitrofe per fornire un quadro della sismicità di tutto il 2002.

3.2.4 ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLE SEQUENZE SISMICHE (2001-2002)

Lo studio delle sequenze sismiche, registrate nel periodo ottobre 2001-dicembre 2002 nell'Appennino campano-lucano, si è articolato in più fasi fondamentali:

1. il primo passo è consistito nel recuperare i dati registrati da tre reti sismiche per migliorare la localizzazione degli eventi relativi al periodo ottobre 2001-dicembre 2002. Quindi, i dati registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV sono stati integrati con i dati sia dalla rete locale AGIP-ENI (n. 17 stazioni) che dalla rete mobile SAPTEX (“*Southern Apennines Project Tomography Experiment*”; con 18 stazioni; CIMINI *et al.*, 2004);
2. il passo successivo è stato lo studio delle forme d'onda dei singoli eventi e l'analisi della distribuzione spaziale delle coordinate epicentrali ed ipocentrali calcolate con il programma Hypoinverse.
3. il terzo passo è stato il calcolo dei meccanismi focali per gli eventi di $M \geq 2.5$ con il metodo delle polarità dei primi arrivi delle onde P, utilizzando il codice di calcolo FPFIT con lo scopo di definire meglio il campo di *stress* locale nelle sue componenti di orientazione e regime e confrontato successivamente con quello regionale da bibliografia (MONTONE *et al.*, 1999).
4. l'ultimo *step* è relativo all'applicazione del metodo di inversione delle polarità FMSI di GEPHART (1990b) con lo scopo di investigare il locale campo di *stress* e confrontarlo con i precedenti lavori (AMATO *et al.*, 1995; AMATO & MONTONE, 1997; MONTONE *et al.*, 1999; FREPOLI & AMATO, 2000).

È stato possibile affrontare questo studio di dettaglio della sismicità strumentale dell'area poiché si aveva a disposizione una fitta rete di registrazione. Essa consisteva nella rete RSNC dell'INGV; della rete Agip-ENI e della rete SAPTEX (Figura 3.2.4).

La rete SAPTEX fa parte di un ampio progetto definito “*Southern Apennines tomography experiment*” (coordinato dal Dott. CIMINI G. dell'INGV) il cui obiettivo era molteplice: (1) acquisire dati di varia natura (telesismi), (2) posizionare le stazioni sismiche in zone in cui la rete nazionale non copriva (ad esempio zona delle Murge, zona costa calabro-occidentale), (3) individuare dei nuovi e futuri siti permanenti della rete nazionale e (4) eseguire una tomografia sismica utilizzando i dati forniti dai telesismi (CIMINI *et al.*, 2004). La rete SAPTEX è costituita da 18 stazioni con sensori Lennarz a 5s a tre componenti. La peculiarità di questo esperimento è che hanno registrato in simultanea almeno 12 stazioni. La rete RSNC dell'INGV è costituita complessivamente da 120 stazioni che coprono il territorio italiano. Sono caratterizzate generalmente da sensori ad una componente verticale che registrano in continuo, solo alcune sono anche a tre componenti. Infine, la rete Agip-ENI è costituita complessivamente da 18 stazioni ubicate in Alta Val d'Agri; questa rete è stata installata con lo scopo di monitorare in continuo eventuali terremoti legati all'area fortemente

sismica che potrebbero provocare problemi alla produttività dei pozzi petroliferi e al contempo osservare se le estrazioni possono innescare o favorire fenomeni di subsidenza e sismi.

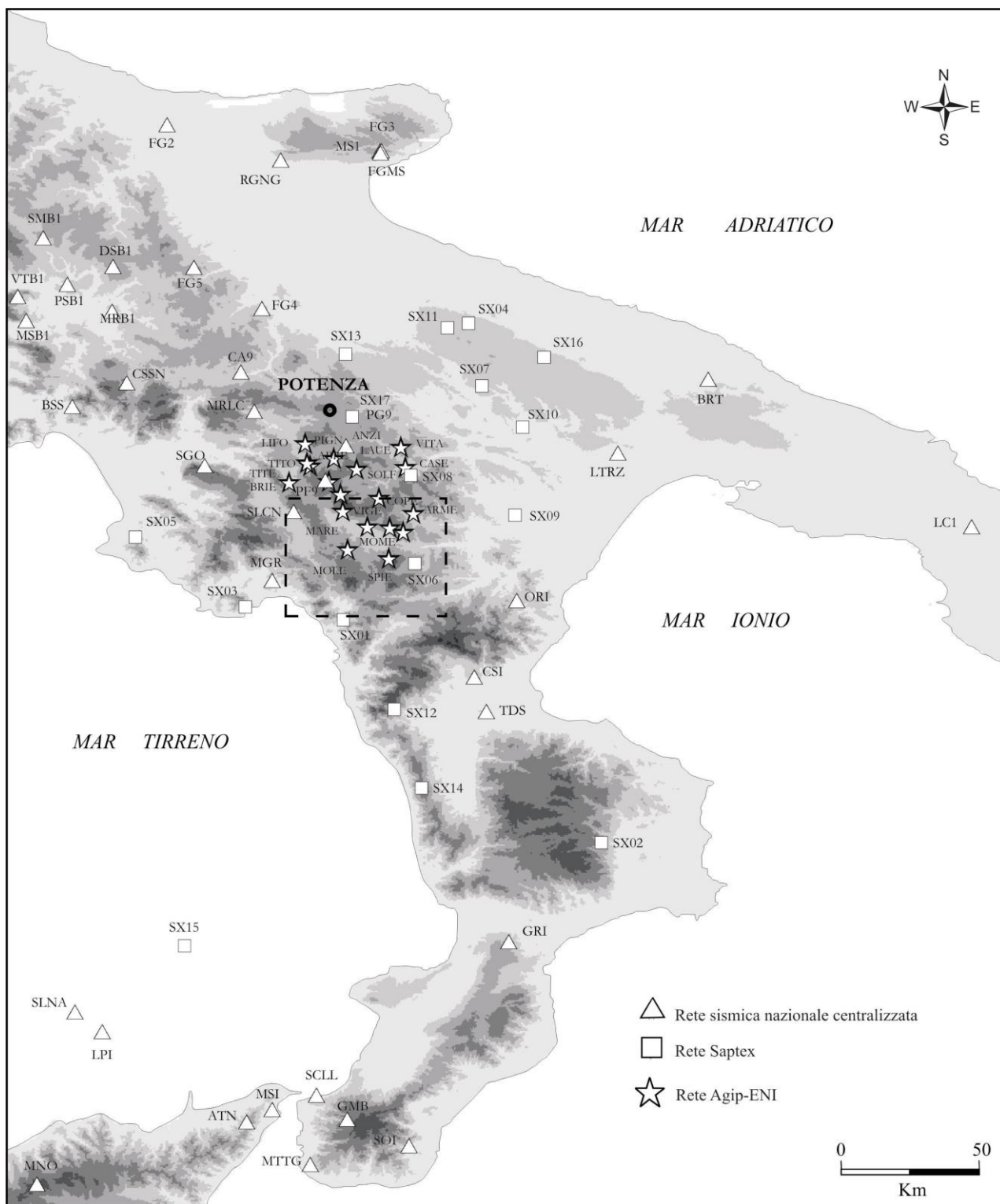


Figura 3.2.4 – Distribuzione della Rete sismica

L'alta densità della rete sismica a disposizione nel periodo 2001-2002 ha portato a vincolare maggiormente le profondità ipocentrali rispetto all'uso della sola Rete Nazionale INGV. Lo studio delle forme d'onda reperite alle varie stazioni sono state elaborate successivamente dal programma Hypoinverse che ha permesso di eseguire l'analisi sulla localizzazione dei terremoti nell'area dell'Appennino campano-lucano. È stato utilizzato un modello di velocità 1-D ed un rapporto di velocità V_p/V_s pari a 1.75 per questa area, in accordo con quello trovato da DESCHAMPS & KING (1984) per la regione Campania-Lucana per l'evento dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (Tabella 3.2.3).

velocità (km s ⁻¹)	<i>h</i> (km)
4.5	0.0
5.7	6.0
6.5	10.0
8.1	30.0

Tabella 3.2.3 – Modello di velocità 1-D usato per le localizzazioni ipocentrali nell'area in studio.

Dall'analisi sono stati ricavati complessivamente 87 eventi con epicentri distribuiti tra il 15° e il 17°E di longitudine e tra 36° e 41°N di latitudine. Di questi 87 eventi analizzati, 17 sismi sono stati eliminati poiché presentavano errori sulla localizzazione orizzontale (ERH) e verticale (ERZ) maggiore di 2.5 e 3.5 km, rispettivamente; e tutti quegli eventi che avevano un *gap* azimutale maggiore di 180° (Tabella 3.2.4).

N.	Regione	Data	Tempo origine.	Lat (°N)	Lon (°E)	Prof. (km).	M	Gap	Rms	Erh	Erz
1	Stigliano	04/11/2001	10:22	40 26	16 05	16.0	2.5	71	0.37	0.83	1.45
2	Stigliano	04/11/2001	10:28	40 26	16 08	18.8	3.0	74	0.27	0.59	1.22
3	Calvello	21/11/2001	06:21	40 31	15 49	18.8	2.7	95	0.24	0.66	1.21
4	Irpinia	09/12/2001	12:15	40 46	15 16	9.1	3.2	98	0.26	0.55	1.10
5	Potentino	15/01/2002	00:06	40 48	15 45	26.0	2.6	156	0.29	0.99	3.05
6	Val d'Agri	26/02/2002	17:12	40 14	15 55	7.3	2.6	93	0.20	0.32	0.46
7	Val d'Agri	17/03/2002	04:53	40 14	15 55	4.3	2.8	52	0.32	0.75	1.52
8	Alta Val d' Agri	24/03/2002	00:11	40 15	16 31	42.3	2.8	156	0.37	1.70	3.48
9	Calvello	13/04/2002	08:44	40 31	15 48	17.2	2.7	68	0.23	0.47	1.20
10	Basentano	13/04/2002	17:04	40 34	16 27	25.1	3.3	98	0.41	0.84	0.60
11	Basentano	13/04/2002	20:28	40 34	16 27	27.7	2.5	99	0.29	1.40	0.60
12	Basentano	13/04/2002	20:31	40 34	16 29	24.2	2.6	103	0.28	0.70	0.94
13	Savoia di Lucania	18/04/2002	20:56	40 35	15 33	9.0	4.1	55	0.30	0.61	0.68
14	Savoia di Lucania	18/04/2002	21:00	40 34	15 35	9.8	3.2	72	0.27	0.58	0.51
15	Savoia di Lucania	18/04/2002	21:36	40 34	15 32	6.9	3.1	73	0.34	0.66	1.14
16	Savoia di Lucania	18/04/2002	22:58	40 34	15 35	8.9	3.0	54	0.36	0.66	0.73
17	Savoia di Lucania	19/04/2002	18:06	40 35	15 34	6.6	2.9	98	0.32	0.76	1.13
18	Savoia di Lucania	29/04/2002	03:19	40 34	15 32	6.2	3.2	57	0.35	0.81	1.66
19	Valle Platano	04/05/2002	09:41	40 40	15 30	16.9	2.7	64	0.31	0.70	1.47
20	Alta Val Sinni	09/05/2002	02:18	40 05	15 59	4.4	2.6	60	0.27	0.54	0.65
21	Potentino	12/05/2002	20:20	40 39	15 44	24.0	2.6	146	0.30	0.70	1.29
22	Calvello	11/06/2002	20:02	40 31	15 41	17.5	3.1	53	0.33	0.60	0.82
23	Calvello	18/06/2002	23:31	40 31	15 45	9.8	2.7	47	0.37	0.72	0.74
24	Castelluccio	18/07/2002	08:23	39 57	16 02	4.5	2.8	102	0.35	0.80	0.93
25	Castelluccio	18/07/2002	08:28	39 59	16 02	5.4	2.8	90	0.40	1.08	2.23
26	Val d'Agri	03/10/2002	22:56	40 13	15 56	7.5	2.5	100	0.25	0.42	0.61
27	Val d'Agri	04/10/2002	22:58	40 13	15 55	7.3	3.2	53	0.28	0.42	0.62

28	Potentino	09/11/2002	01:53	40 49	15 51	19.6	2.5	86	0.29	0.79	2.11
29	Val d’Agri	30/11/2002	01:19	40 13	15 54	5.8	2.8	82	0.29	0.53	0.40
30	Val d’Agri	30/11/2002	17:33	40 13	15 55	8.0	2.7	73	0.24	0.36	0.65
31	Val d’Agri	01/12/2002	00:30	40 13	15 55	5.6	2.5	76	0.26	0.37	0.37

Tabella 3.2.4 – Parametri relativi alla localizzazione della sismicità strumentale

Questi eventi si distribuiscono prevalentemente lungo l’asse della catena dell’Appennino campano-lucano tra la regione Irpina a nord e quella del Pollino a sud si concentrano maggiormente tra i 4 ed i 20 km di profondità (Figura 3.2.5). Dalla figura 3.2.5 si possono individuare delle piccole sequenze nell’alta Val d’Agri, nel Melandro-Pergola e nella porzione settentrionale del Pollino. Gli eventi in catena mostrano una distribuzione in profondità tra i 4 ed i 12 km mentre quelli ubicati tra la catena e l’avampese apulo sono caratterizzati da ipocentri più profondi tra i 15 ed i 42 km (Tabella 3.2.4 e Figura 3.2.5a). Tra gli eventi più profondi si trovano tre eventi sismici ubicati nella Valle del Basentano ($2.5 \leq M_d \leq 3.3$) ad una profondità compresa tra 24 e 28 km e soltanto tre mostrano ipocentri subcrostali: due sono localizzati nella bassa Val d’Agri e nella bassa Valle del Basentano, con profondità di 37 e 42 km rispettivamente e l’altro evento si ubica nella Valle Lao (Calabria) verso la costa tirrenica ad una profondità di 34 km. Sono stati eseguiti dei profili in profondità relativi a due sequenze sismiche più significative: la sequenza di Savoia di Lucania e quella della Val d’Agri (Figura 3.2.5b). Si osserva una distribuzione degli eventi caotica a causa della quale non è stato possibile individuare delle possibili strutture tettoniche. Successivamente abbiamo focalizzato la nostra attenzione su alcune serie di terremoti, in particolar modo l’interesse si è concentrato sullo studio della sequenza di Savoia di Lucania dell’Aprile-Giugno 2002 (Tabella 3.2.4). La sequenza è iniziata il 18 Aprile 2002 con il *mainshock* di $M_I = 4.1$ a cui hanno fatto seguito 22 *aftershocks* di $M_d \geq 2.5$. Tutti gli eventi si ubicano ad una profondità ipocentrale compresa tra i 5 ed i 10 km.

L’ultimo step è relativo all’applicazione del metodo di inversione di GEPHART (1990b) con lo scopo di definire il campo di *stress* locale. Inizialmente, si è ricercato il migliore *best fit* dei meccanismi focali di doppia coppia utilizzando l’algoritmo di REASENBERG & OPPENHEIMER (1985) per individuare il più probabile piano di faglia. Su 70 meccanismi focali è stato possibile selezionare 31 meccanismi focali (Figure 3.2.6 e 3.2.7 e Tabella 3.2.4) che hanno fornito i migliori fattori di qualità Q_f e Q_p secondo il codice proposto da FPFIT (da A (qualità migliore) a C (qualità peggiore)).

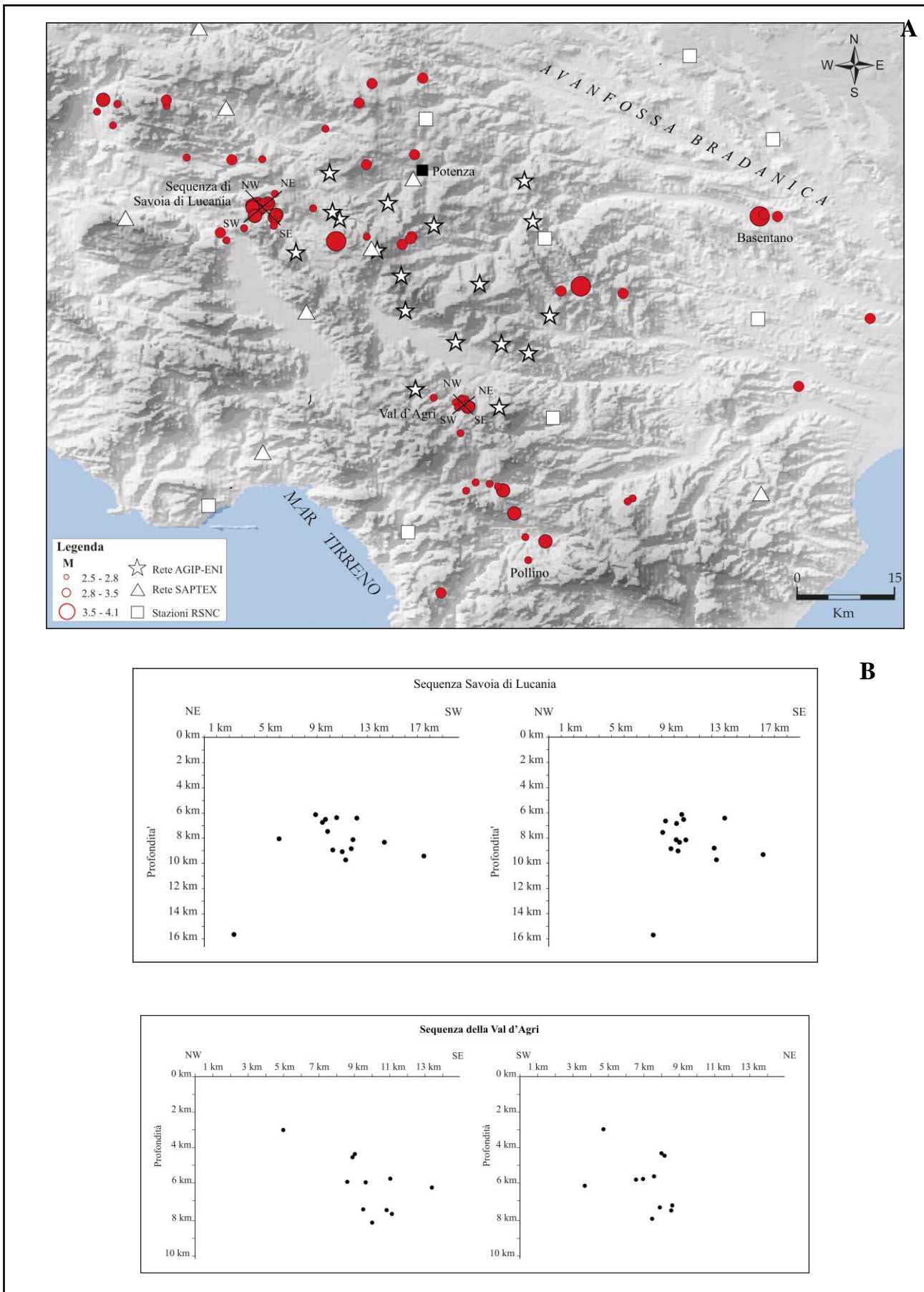


Figura 3.2.5 –Distribuzione in pianta (A) della sismicità strumentale analizzata in questa tesi relativa al periodo ottobre 2001-dicembre 2002. Nella figura (B) sono rappresentati i profili due sequenze sismiche più significative.

Tutte le soluzioni con uno o più fattori di qualità uguale a C sono state scartate. Il numero di polarità utilizzate per l’analisi di ogni evento è superiore a 10. La Figura 3.2.8 rappresenta la distribuzione in pianta degli assi P e T dei meccanismi focali. A seconda del valore del *plunge* degli assi P e T, (Tabella 3.2.5) i dati sono stati suddivisi in tre grandi categorie di regime di *stress* seguendo i criteri di ZOBACK (1992) per il *Word Stress Map*. Se il valore del *plunge* degli assi non rientra nella Tabella 2.2.4 viene definito come categoria sconosciuta. In base a questa classificazione su 31 meccanismi focali 17 presentano una soluzione di *normal fault* (NF-NS), 10 *strike-slip* (SS) e 4 appartengono alla categoria sconosciuta. Infine, è stata eseguita l’inversione dello *stress* assumendo uno campo di *stress* uniforme agente su tutta l’area in studio.

N.	Regione	Data	Tempo origine	Strike	Dip	Rake	N. pol.	Qf	Qp	Fps	Asse P	Asse T
1	Stigliano	04/11/2001	10:22	355	85	-80	11	A	A	U	276	76
2	Stigliano	04/11/2001	10:28	345	85	-80	16	B	A	U	266	66
3	Calvello	21/11/2001	06:21	115	30	-130	12	A	A	NF	281	54
4	Irpinia	09/12/2001	12:15	75	50	-150	16	A	A	NS	282	24
5	Potentino	15/01/2002	00:06	175	40	-30	8	A	B	NS	158	45
6	Val d’Agri	26/02/2002	17:12	295	90	-150	10	A	A	SS	164	66
7	Val d’Agri	17/03/2002	04:53	125	40	-130	10	A	B	NF	310	63
8	Alta Val d’Agri	24/03/2002	00:11	175	30	-70	10	A	A	NF	218	70
9	Calvello	13/04/2002	08:44	115	75	-170	13	A	A	SS	338	69
10	Basentano	13/04/2002	17:04	340	35	-120	25	B	A	NF	145	271
11	Basentano	13/04/2002	20:28	170	85	-60	8	A	A	U	109	235
12	Basentano	13/04/2002	20:31	85	75	150	7	A	A	SS	137	41
13	Savoia di Lucania	18/04/2002	20:56	170	75	-70	35	B	A	NF	105	244
14	Savoia di Lucania	18/04/2002	21:00	195	75	-20	17	A	B	SS	152	243
15	Savoia di Lucania	18/04/2002	21:36	290	80	-160	13	A	B	SS	155	62
16	Savoia di Lucania	18/04/2002	22:58	285	85	-150	12	A	B	SS	153	55
17	Savoia di Lucania	19/04/2002	18:06	165	25	-60	10	A	A	NF	201	53
18	Savoia di Lucania	29/04/2002	03:19	25	35	-50	10	A	A	NF	30	267
19	Valle Platano	04/05/2002	09:41	155	40	-50	11	B	A	NF	150	37
20	Alta Val Sinni	09/05/2002	02:18	145	35	-40	6	A	B	NF	141	20
21	Potentino	12/05/2002	20:20	20	90	-10	12	A	A	SS	335	65
22	Calvello	11/06/2002	20:02	120	65	-100	20	B	A	NF	10	217
23	Calvello	18/06/2002	23:31	345	85	-150	19	A	B	SS	213	115
24	Castelluccio	18/07/2002	08:23	100	40	-140	6	A	A	NF	291	44
25	Castelluccio	18/07/2002	08:28	160	45	-40	9	B	A	NF	142	37
26	Val d’Agri	03/10/2002	22:56	320	70	-70	11	B	A	NF	259	35
27	Val d’Agri	04/10/2002	22:58	50	70	-170	18	A	A	SS	272	5
28	Potentino	09/11/2002	01:53	85	50	-150	8	A	A	NS	292	34
29	Val d’Agri	30/11/2002	01:19	80	85	-180	14	B	A	SS	305	35
30	Val d’Agri	30/11/2002	17:33	5	40	-20	13	A	A	U	343	229
31	Val d’Agri	01/12/2002	00:30	110	65	-150	11	A	A	NS	329	238

Tabella 3.2.5 – Parametri dei meccanismi focali (strike, dip e rake), relative qualità (Qf e Qp) e regimi di stress. Nelle ultime due colonne sono riportati i valori degli assi-T e P trovati dall’inversione di GEPHART (1990b).

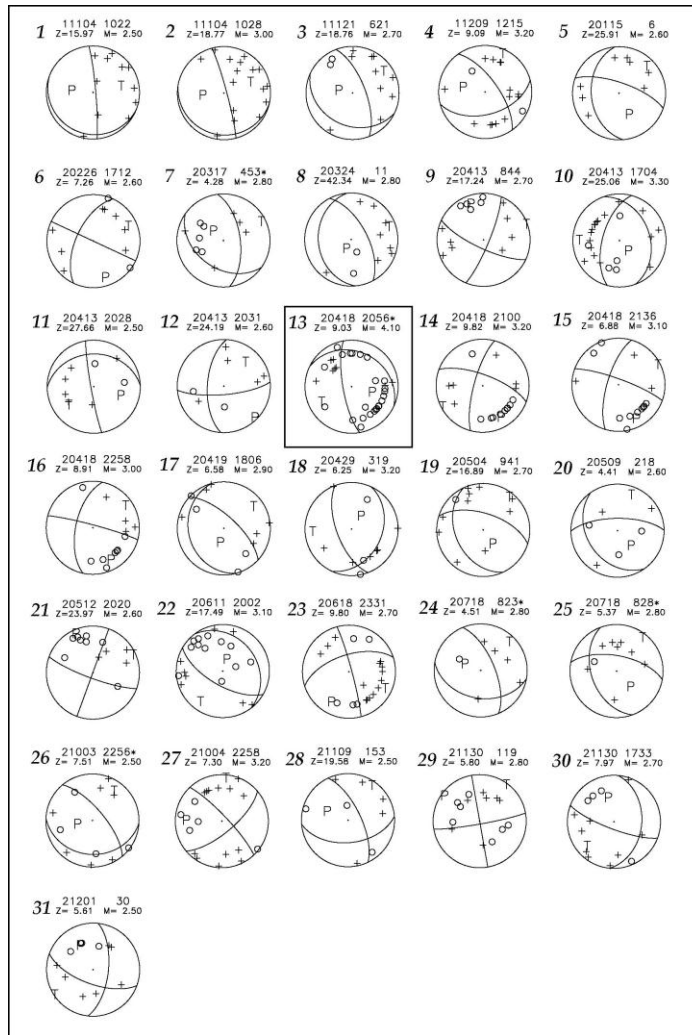


Figura 3.2.6 – Meccanismi focali. Nel riquadro è rappresentato il mainshock della sequenza di Savoia di Lucania del 18 aprile 2002 (M= 4.1)

Per eseguire l’analisi per l’inversione dello *stress* è stato preso in considerazione solamente il volume crostale tra i 4 e i 28 km di profondità ed è stato escluso dall’elaborazione l’evento del 24 Marzo 2002 ubicato a 42 km di profondità. Per l’elaborazione sono stati assegnati dei pesi ai meccanismi focali in base alle qualità descritte nel paragrafo 2.2.3 pagina 19, naturalmente pesi più grandi forniscono proporzionalmente una maggiore influenza sulle determinazioni del modello di *misfit* angolare. La Figura 3.2.9a mostra un σ_3 quasi orizzontale con orientazione ENE-WSW (*trend* 73° e *plunge* 16°) e un σ_1 quasi verticale (*trend* 297° e *plunge* 68°). Il valore del fattore di forma R è stato valutato pari a 0.5. Questo valore indica che il σ_2 giace tra il σ_1 e il σ_3 .

L’inversione dello *stress* regionale con 30 soluzioni dei piani di faglia, ha fornito un *misfit* minimo medio di 7.5° (Figura 3.2.9b). Il valore del *misfit* trovato supera i 6° del *misfit* medio (WYSS *et al.*, 1992) probabilmente dovuto ad una distribuzione disomogenea del campo di *stress* crostale.

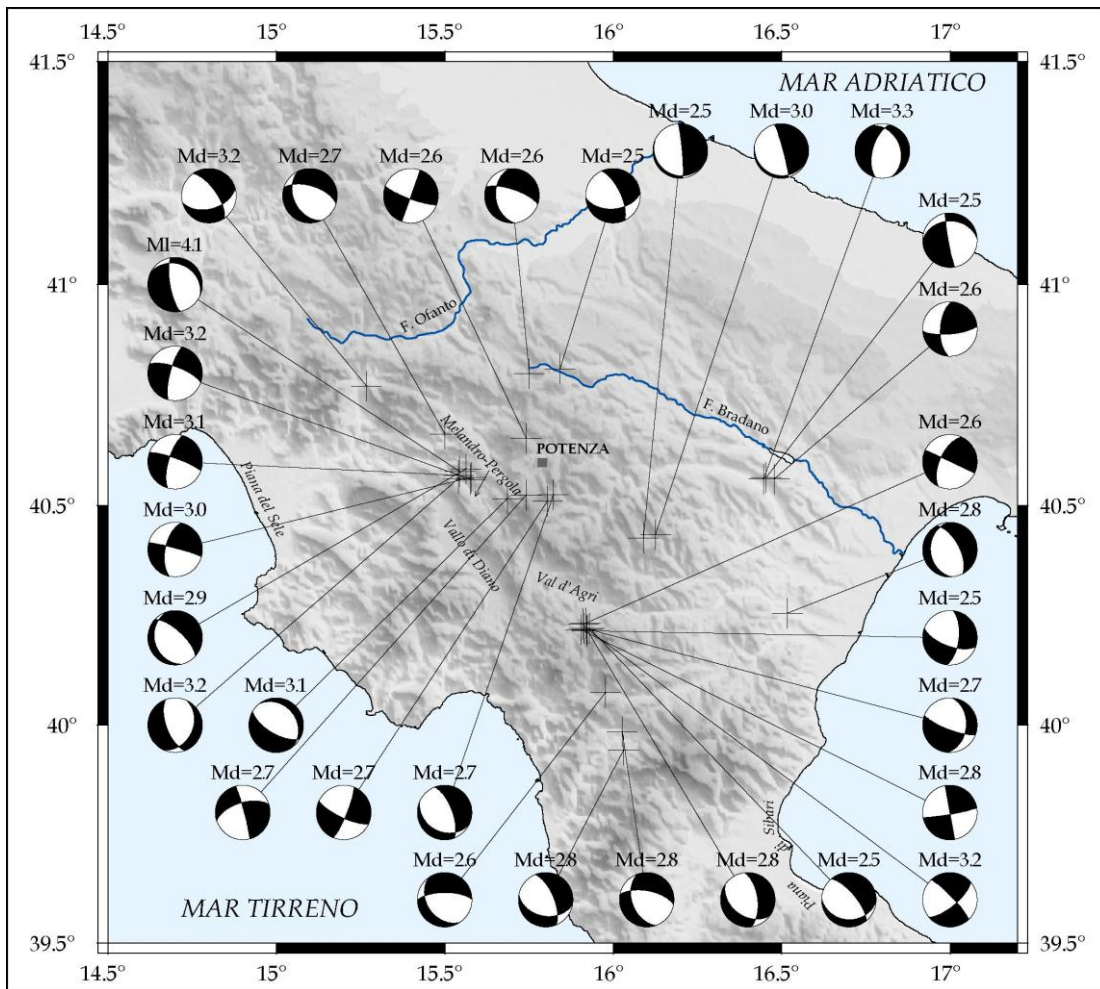


Figura 3.2.7 – Mappa dei meccanismi focali

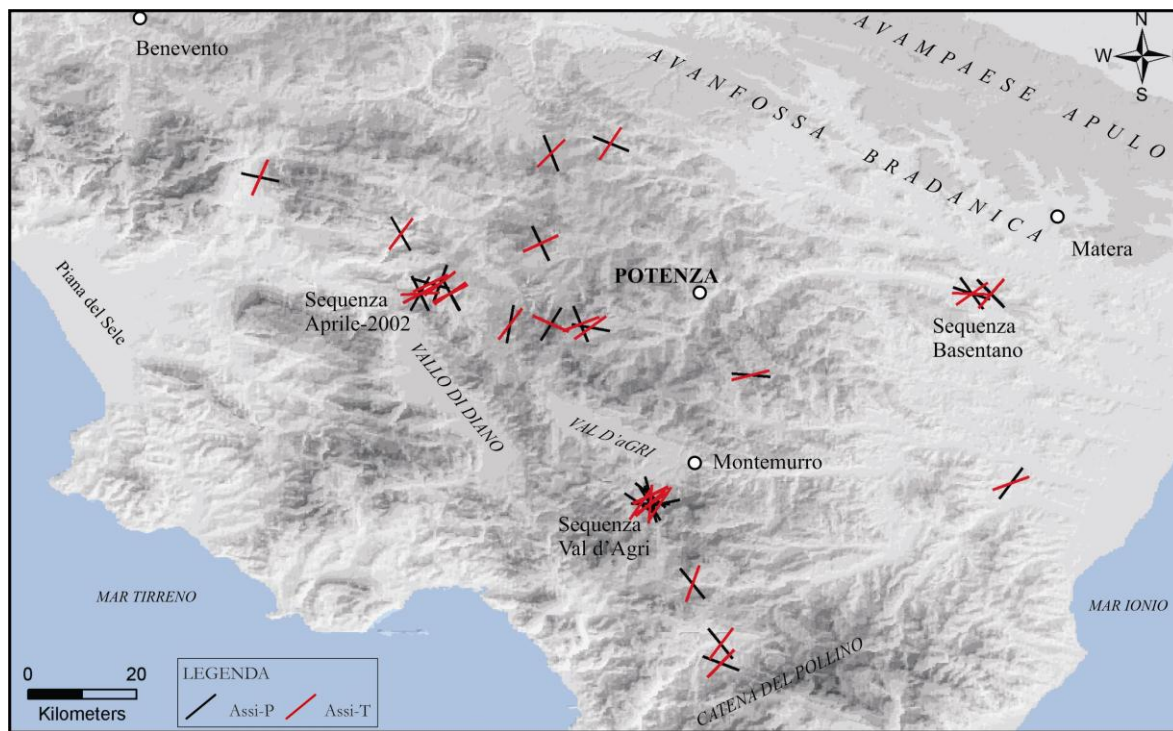


Figura 3.2.8 – Rappresentazione della distribuzione degli assi T e P desunti dall’inversione dei meccanismi focali.

Nelle nostre inversioni il relativo alto valore del *misfit* può essere dovuto a due fattori principali: (1) i gradi di incertezza sui piani nodali per ogni meccanismo focale usato nell’inversione di *stress* e (2) l’incompletezza nel *data set* usato considerando che è stata presa una finestra temporale breve (poco più di un anno) di osservazioni con una rete sismica molto densa.

Tuttavia, i risultati delle nostre inversioni di *stress* sembrano essere in accordo con le informazioni geodinamiche dell’area in studio, la quale è sicuramente caratterizzata da un regime estensionale orientato NE-SW dedotto da altri studi sulle inversioni dei meccanismi focali (FREPOLI & AMATO, 2000a) e con i dati di *borehole breakout* (MONTONE *et al.*, 1995) dai dati strutturali (HYPPOLITE *et al.*, 1994) e dalle soluzioni CMT (PONDRELLI *et al.*, 1998).

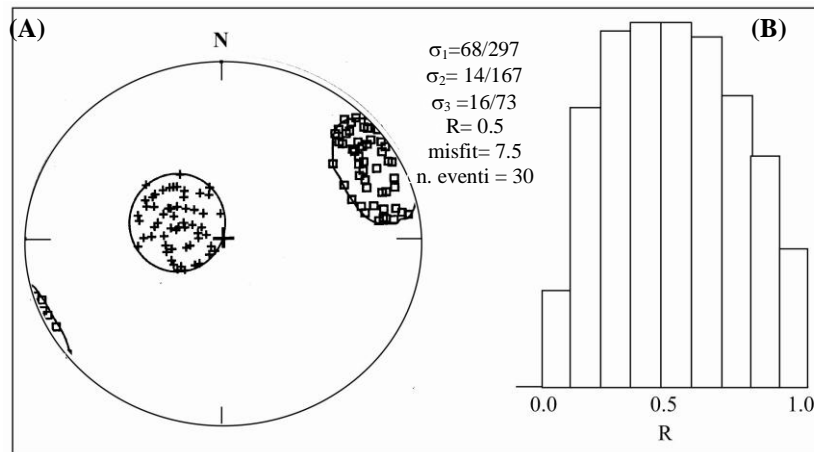


Figura 3.2.9 – Risultati dell’inversione del campo di stress locale. Nella figura (A) è rappresentato il plot stereografico (limite di confidenza del 95%) per σ_1 (crocette) e σ_3 (quadrati), risultati dall’inversione di 30 meccanismi focali. La figura (B) illustra l’istogramma relativo al range di incertezza del parametro R.

Lo studio delle sequenze sismiche, della loro distribuzione e della definizione dei meccanismi focali, ha permesso di fare alcune considerazioni sulla struttura superficiale e profonda dell’Appennino lucano e sul campo di *stress* agente. Si è osservato che la sismicità si distribuisce principalmente in catena con profondità inferiori a 20 km mentre in corrispondenza del fronte della catena (area potentina) essa si approfondisce e diviene più sporadica spostandoci verso l’avampaese apulo. Dall’analisi dei meccanismi focali si evince che questa porzione dell’Appennino meridionale è caratterizzato da un regime estensionale con asse-T generalmente orientato NE-SW in accordo con le direzioni medie dell’ S_{hmin} dei *borehole breakout* ($N44^\circ E \pm 11^\circ$; MONTONE *et al.*, 1999a) e con i meccanismi focali ($N44^\circ E \pm 27^\circ$).

3.3 I BOREHOLE BREAKOUT

3.3.1 INTRODUZIONE

In Italia dal 1992 è stato intrapreso lo studio dei *borehole breakout* tramite una collaborazione stipulata tra l'INGV e le società petrolifere ENI-AGIP ed Enterprise Oil Italia, le quali hanno fornito i dati relativi ai pozzi profondi. Il confronto tra l'analisi di *breakout*, i dati geologico-strutturali e le soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti ha contribuito a definire lo stato di *stress* nella crosta nella penisola italiana.

In particolare, è stato possibile affrontare lo studio dei *borehole breakout* in alcuni pozzi profondi dell'ENI-AGIP nelle due aree campioni: Appennino campano-lucano ed Appennino centro-settentrionale.

Per l'area dell'Appennino campano-lucano sono stati analizzati solo le perforazioni ubicate nella Val d'Agri. I dati relativi alle orientazioni dell' S_{hmin} dei *breakout* sono stati successivamente confrontati con quelli desunti dalla letteratura ed integrati con i dati dedotti dall'analisi dei meccanismi focali dei terremoti (asse-T), avvenuti negli ultimi 20 anni in quest'area. Questi risultati andranno ad integrare il *data set* relativo alla determinazione del campo di *stress* attivo in Appennino meridionale.

Sono stati visionati circa 25 pozzi ubicati nell'area della Val d'Agri (Figura 3.3.1) di cui:

- 10 sondaggi disponevano solo di dati relativi alla stratigrafia;
- 5 pozzi sono stati scartati in quanto presentavano delle *Run* prive di alcune curve fondamentali (HAZI; P1AZ; RB; DEVI; le curve dei *Caliper*) e/o rotazioni delle medesime in corrispondenza delle zone di *breakout*;
- 10 pozzi sono stati analizzati con la metodologia *breakout* ed è stato ricostruito l'assetto tettonico e stratigrafico di ogni perforazione.

In questa Tesi saranno trattati in dettaglio solamente i pozzi di qualità compresa tra A e D. I pozzi di qualità E, sono stati scartati e non sarà fornita nessuna descrizione.

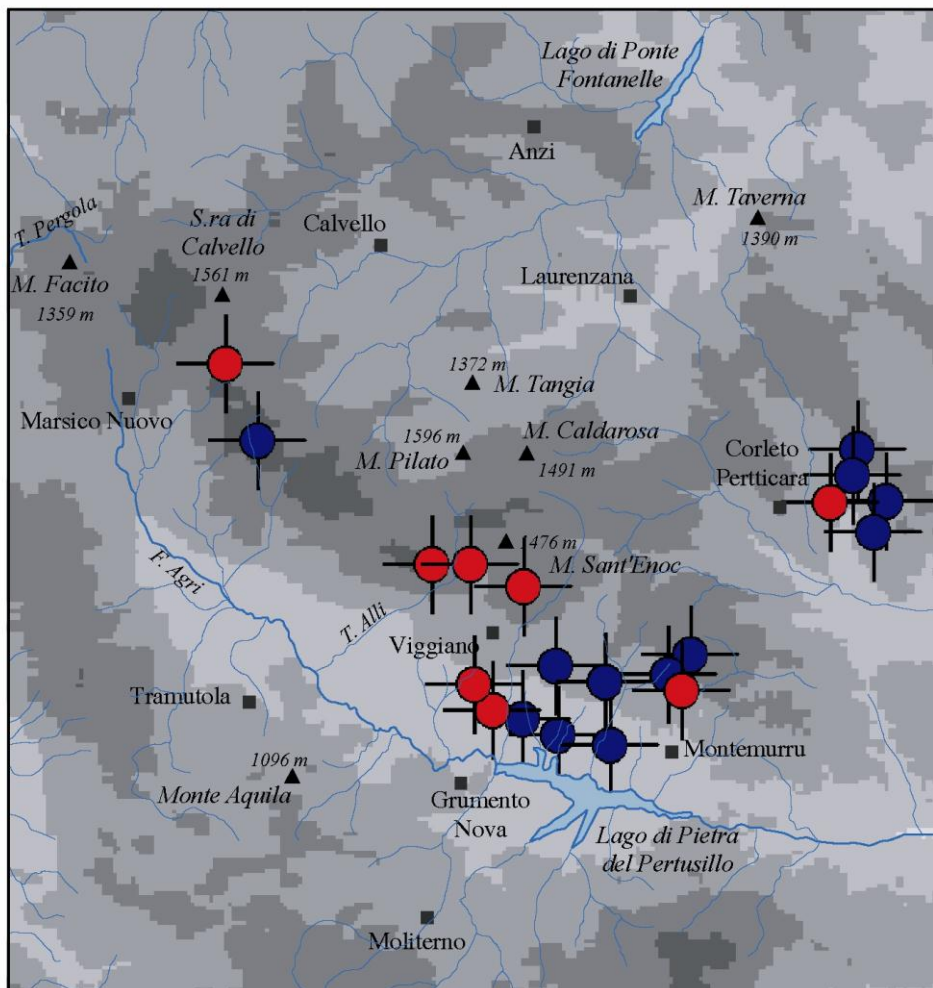


Figura 3.3.1 – Ubicazione dei pozzi nell'area della Val d'Agri. In rosso sono rappresentate le perforazioni studiate con il metodo breakout. In blu i restanti sondaggi.

3.3.2 ANALISI E RISULTATI

3.3.2a Pozzo 1: successione stratigrafica

Il pozzo 1 è ubicato presso l’abitato di Calvello (Pz), (Foglio 199 II NO), è profondo 4303 m, la quota del piano campagna è 1239 m e la quota della tavola *Rotary* è 1247 m.. Lo scopo del sondaggio era di esplorare carbonati del Cretacico, probabilmente sede di trappole di gas e/o olii. Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola *Rotary*. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.2. Il *Dipmeter* ha rilevato la presenza di depositi caotici nelle Unità Iripine e strati con pendenze di 10°-20° immergenti verso NNW relative al *top* del Pliocene. Al suo interno (tra i 3310 ed i 3385 m) è stata riscontrata una faglia diretta immergente di 60° verso ovest. Le formazioni dal Miocene al Cenomaniano mostrano un *trend* con giaciture di 30°-50° immergenti verso nord mentre di 30°-50° verso NE quelle dell’Albiano.

Dati e risultati

Per questo pozzo è stata eseguita l’analisi di *breakout* su tre *Run* significative. L’intervallo di *breakout* analizzato è compreso tra i 4290 ed i 2037 m e sono stati individuati i seguenti macro-intervalli di profondità: 4290-4265 m; 4199-4077 m; 2616-2158 m e 2041-2037 m. La deviazione del pozzo dalla verticale è bassa ed oscilla tra i valori minimi di 0.2° a massimi di 1.6°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*. L’*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori costanti intorno a N220°-240° riferiti ad un intervallo di profondità compreso tra i 4265 ed i 4077 m; mentre in corrispondenza dell’intervallo 2616-2158 m esso cambia fortemente tra N40° e N335°. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5”-1”. Solo in corrispondenza di due intervalli (2152-2153 m e 2086-2088 m con $C_{2-4} > C_{1-3}$) l’apertura si era ridotta a circa 0.2” ed in corrispondenza di essa si osservava una leggera rotazione della curva P1AZ, per questi motivi l’ovalizzazione è stata scartata. Il pozzo si presenta quasi circolare nella parte più profonda fino a 4280 m, nel tratto tra 4305 e 4250 m si osserva la specularità delle curve tra il *Relative Bearing* e l’HAZI. Da quota 4220 a 3556 m si osserva un mal funzionamento dello strumento, infatti, in corrispondenza dei *caliper* chiusi il *dipmeter* non ruota. Tra 3561 e 3040 m non sono state eseguite analisi di *breakout* poiché la curva dell’HAZI era assente. Mentre in corrispondenza dei tratti più superficiali (profondità inferiori a 2365 m) si osservano *azimuth* dei *breakout* orientati NNW-SSE. L’analisi ha individuato complessivamente 15 ovalizzazioni; 3 *breakout* sono stati scartati dal programma perché paralleli all’*azimuth* dell’HAZI (Tabella 3.3.1). Sono state riscontrate 6 ovalizzazioni relative alla Piattaforma Apula Interna e 9 all’interno delle Unità Lagonegresi. Sono stati considerati di qualità 4 la maggior parte delle ovalizzazioni.

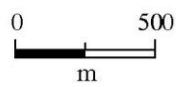
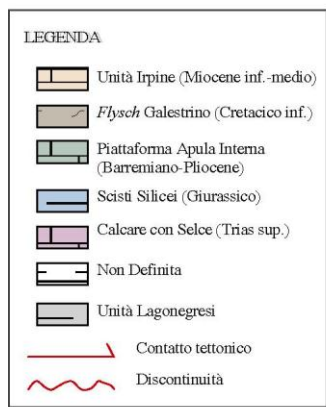
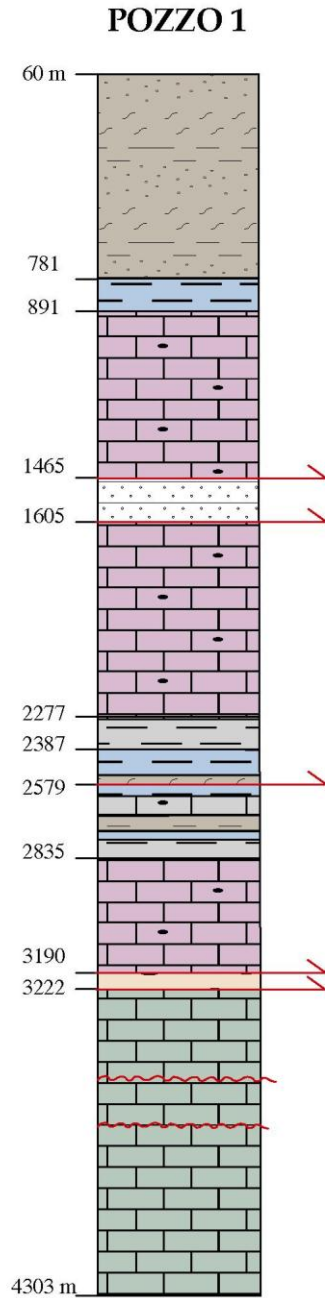


Figura 3.3.2 – Stratigrafia del pozzo.

La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo lungo la quale si è verificato il *breakout* è di 73 m su 3058 m di *Run* pari al 2.4%. L'*azimuth* dei *breakout* ha complessivamente valori compresi tra 12° e 77° . La direzione media prevalente dell' S_{hmin} , riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4, è circa NNE-SSW. Sono stati eseguiti sia dei *plot* relativi alle direzioni preferenziali riscontrate nelle formazioni più significative sia relativi a dati di qualità migliore (da 1 a 3). I dati riferiti alla Formazione della Piattaforma Apula Interna indicano delle direzioni preferenziali NE-SW oscillante intorno a $N47^\circ-70^\circ$. La direzione media di ovalizzazione che rappresenta la massima estensione orizzontale, è di $N47^\circ E \pm 26^\circ$ (Figura 3.3.3). Secondo il criterio di classificazione di ZOBACK (1992), per il *World Stress Map*, la qualità del risultato dell'analisi delle zone di *breakout* di questo pozzo è di tipo D a causa della dispersione maggiore dell'*azimuth* in corrispondenza delle Unità Lagonegresi, per un totale di 20 m di *breakout*. Se consideriamo solamente i dati relativi alla Piattaforma Apula Interna, che da sola rappresenta il 66% delle ovalizzazioni con 6 *breakout* e 48 m di ovalizzazioni, si osserva una direzione dell'*azimuth* di $N54^\circ E \pm 9^\circ$, conferendo una qualità C al pozzo.

Risultati

Pozzo	S_{hmin}	Lungh. (m) di breakout	Q
1	$N47^\circ \pm 26^\circ$	73	D

POZZO 1

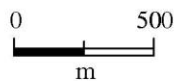
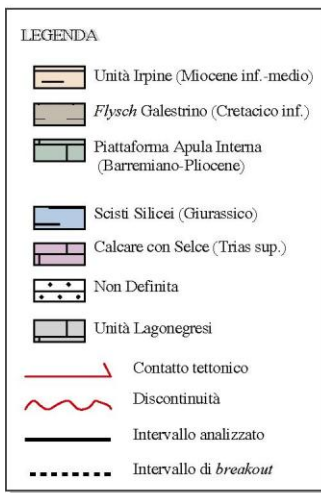
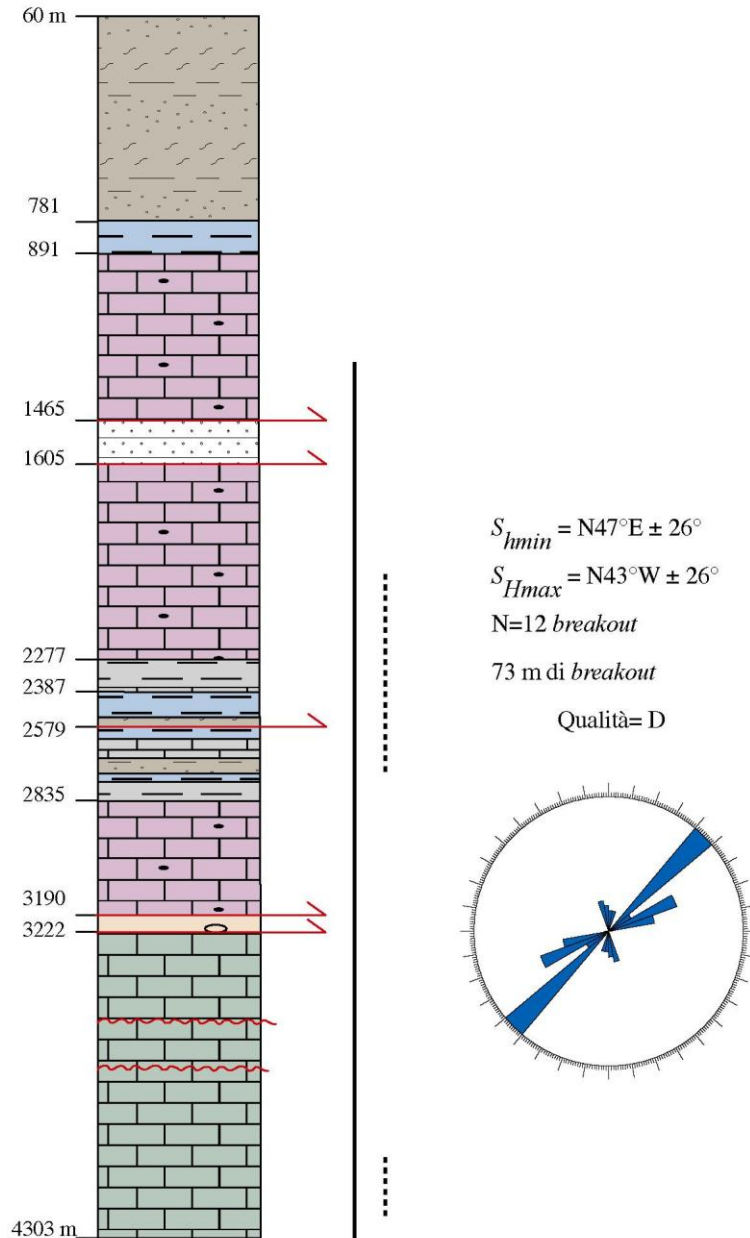


Figura 3.3.3 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è D (colore blu).

POZZO 1

DECLINAZIONE 2.0

RUN 1

NO.	LUNGH (m)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	5.0	1.0	4	52.0	307.0	0.8	4285.0	4290.0	Piattaforma
2	25.0	1.0	3	47.0	242.0	0.5	4240.0	4265.0	Apula Interna
3	10.0	1.0	4	70.0	234.0	1.1	4189.0	4199.0	“
4	3.0	1.0	4	62.0	229.0	1.3	4133.0	4136.0	“
5	2.0	1.0	5	52.0	227.0	1.6	4102.0	4104.0	“
6	1.0	1.0	4	62.0	217.0	1.2	4077.0	4078.0	“
7	4.0	1.0	4	72.0	97.0	0.8	2612.0	2616.0	Scisti Silicei
8	4.0	1.0	4	12.0	122.0	1.0	2560.0	2564.0	<i>Flysch</i> Galestrino → 2579 m
9	5.0	1.0	3	77.0	122.0	0.3	2421.0	2426.0	Scisti Silicei
10	1.0	1.0	4	42.0	282.0	0.2	2392.0	2393.0	“
11	5.0	1.0	4	-8.0	42.0	0.4	2360.0	2365.0	Calcari con selce
12	2.0	1.0	5	-38.0	327.0	0.8	2298.0	2300.0	+ Scisti Silicei
13	6.0	1.0	4	-18.0	242.0	0.5	2189.0	2195.0	Calcari con selce
14	3.0	1.0	5	-23.0	337.0	0.7	2158.0	2161.0	“
15	4.0	1.0	4	7.0	262.0	0.2	2037.0	2041.0	“

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 12 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 47.2 E \pm 25.9^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 42.8 W \pm 25.9^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 5.9^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 45.7 E \pm 28.4^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 44.3 W \pm 28.4^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 18.8^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 68.7 E \pm 24.5^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 5.6^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 25.9 \pm 31.3^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 7.2^\circ$$

Tabella 3.3.1 – Risultato dell'analisi di *breakout*

3.3.2b Pozzo 2: successione stratigrafica

Il pozzo 2 è ubicato presso il comune di Montemurro (Pz), (Foglio 211 IV NO), è profondo 4141 m, la quota del piano campagna è di 1045 m e la quota della tavola Rotary è di 1051 m. L'obiettivo era esplorare i carbonati mio-cretacici della Piattaforma Apula Interna, già raggiunti dalle altre perforazioni. L'area è caratterizzata da notevoli complicazioni strutturali legate al sovrascorrimento ed all'impilamento di più Unità tettoniche. Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.4.

Non sono state eseguite misure relative alle pendenze degli starti in questo tratto.

Dati e risultati

Per questo pozzo è stata eseguita l'analisi di *breakout* su tutte e due le *Run* a disposizione:

L'intervallo analizzato è compreso tra i 2783 ed i 1120m. L'analisi di *breakout* ha individuato due macro-intervalli di profondità: 2783-1970 m e 1522-1383 m. La deviazione del pozzo dalla verticale varia tra valori minimi di 1.7° fino a massimi di 7.9°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, RB, DEVI e le curve dei due *caliper*. L'*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta quattro andamenti prevalenti lungo tutto l'intervallo: tra i 2783 ed i 2667 m ha valori costanti compresi tra N113° e N155° per passare bruscamente ad una direzione di N203° riferito solo all'intervallo 2614-2611 m; nuovamente l'andamento diviene costante (N178°-208°) per un lungo tratto (2608-2490 m); segue, nel tratto compreso tra 2362-1937 m, una direzione dell'HAZI circa N118°-138°; infine, nella porzione più superficiale del sondaggio si hanno valori costanti (N4.8°-5.2°) in corrispondenza del tratto tra 1522 e 1383 m ad eccezione di un valore (N123°) in corrispondenza dell'intervallo 1503-1499 m. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno ai 0.5"-3"; solo in corrispondenza degli intervalli 2356-2200 m l'apertura è inferiore a 0.5". Sono state riscontrate numerose zone in *washout*. La maggior parte dei tratti ovalizzati presenta un *azimuth* orientato prevalentemente NE-SW. Mentre, in corrispondenza del tratto tra 2278 e 1970 m, l'*azimuth* dei *breakout* è orientato NW-SE (circa N315°). I dati tra 0-500 m non sono considerati nell'analisi in quanto possono risentire degli effetti topografici e delle deformazioni superficiali della perforazione. Il tratto tra 500 e 1100 m è caratterizzato da un andamento speculare delle curve del P1AZ e del RB legata probabilmente ad un mal funzionamento dello strumento di registrazione. L'analisi dei *breakout* ha individuato complessivamente 42 ovalizzazioni; 12 *breakout* sono stati scartati dal programma perché paralleli all'*azimuth* dell'HAZI, per un totale di 115 m (Tabella 3.3.2).

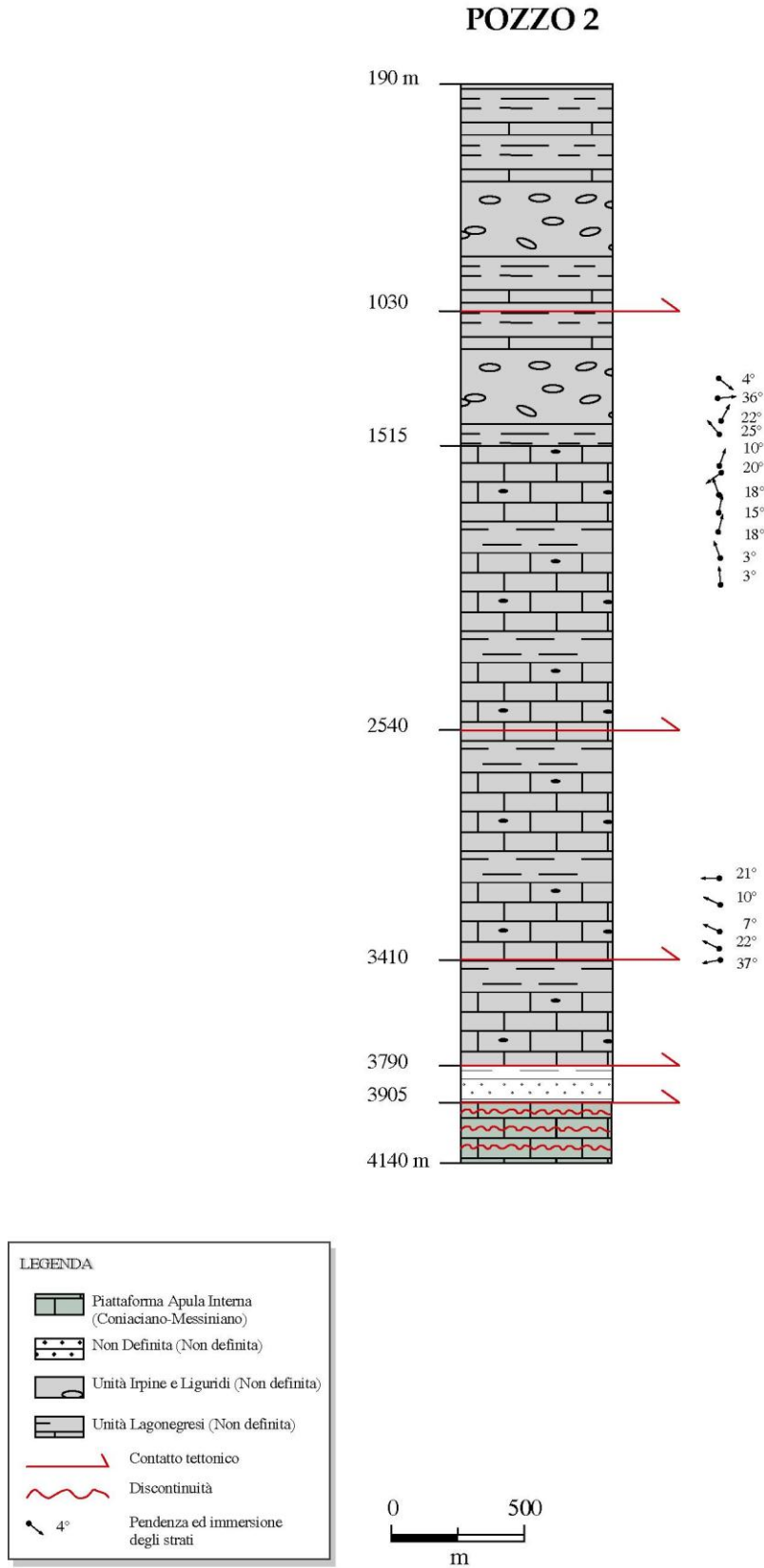


Figura 3.3.4 – Stratigrafia del pozzo.

La maggior parte delle ovalizzazioni (31 *breakout*) sono relative alle Unità Lagonegresi, mentre i restanti sono relativi alle Unità Irpine e Liguridi. La maggior parte delle ovalizzazioni sono state valutate qualità 4 e 3 ed è stata assegnata qualità 2 a 6 *breakout*, di cui 4 scartate dal programma (Tabella 3.3.2). La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo definitiva è di 41 m su 1400 m di sondaggio pari a 2.9%. I valori dell’*azimuth* dei *breakout* sono stati confrontati con quelli della pendenza degli strati per vedere se l’ovalizzazione registrata dal *Depmeter* è legata al piano di scivolamento degli strati. Questo confronto è stato rappresentato nel Grafico 3.3.2 e non si osservano corrispondenze tra i due *azimuth* quindi i *breakout* individuati lungo questa perforazione sono legati solo all’anisotropia del campo di *stress* agente nell’intorno.

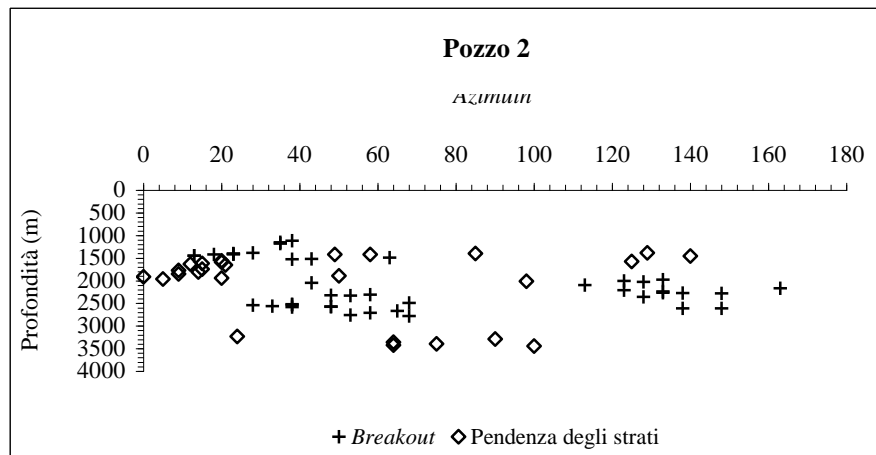


Grafico 3.3.2 – Rappresentazione dell’andamento in profondità dell’azimuth dei breakout.

È stato calcolato il valore della direzione dell’ S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 3 riscontrando una direzione media di ovalizzazione è $N51^{\circ}E \pm 13$, conferendo qualità C al pozzo (Figura 3.3.5). È stato anche eseguito il *plot* relativo alle direzioni preferenziali riscontrate nella Formazione Lagonegrese indicano una direzione $N54^{\circ}E \pm 7^{\circ}$ (Q=C) che da sola rappresenta il 90% del totale delle ovalizzazioni osservate con 10 *breakout* e 37 m di ovalizzazioni. Non è stato possibile eseguire la medesima stima per la Formazione Iripina e Liguride per la scarsità dei dati a disposizione.

Risultati

Pozzo	S_{hmin}	Lungh. (m) di breakout	Q
2	$N51^{\circ} \pm 13^{\circ}$	41	C

POZZO 2

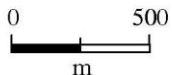
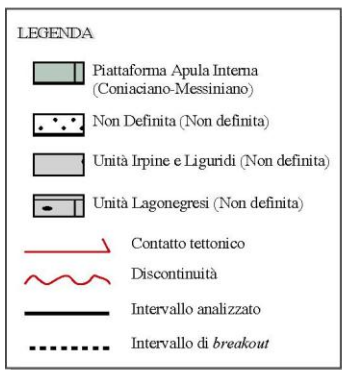
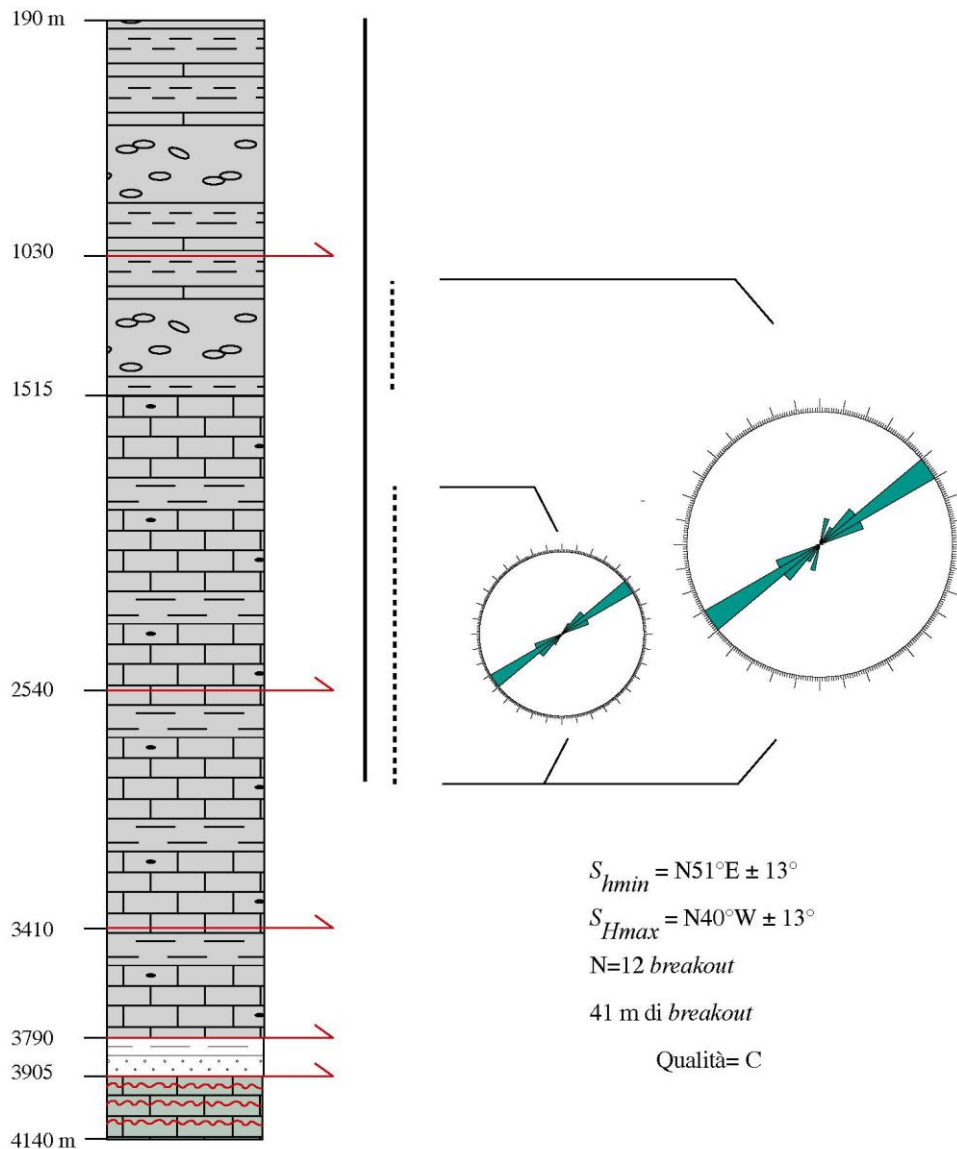


Figura 3.3.5 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è C (colore verde).

POZZO 2

DECLINAZIONE -2.0

RUN 2-1

NO	LUNGH. (m)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	1.0	1.0	3	68.0	118.0	7.9	2782.0	2783.0	Unità
2	10.0	1.0	3	53.0	113.0	7.3	2755.0	2765.0	Lagonegresi
3	3.0	1.0	3	58.0	133.0	6.9	2706.0	2709.0	“
4	6.0	1.0	3	65.0	155.0	5.6	2667.0	2673.0	“
5	3.0	1.0	4	-42.0	203.0	4.8	2611.0	2614.0	“
6	2.0	1.0	4	-32.0	178.0	5.0	2606.0	2608.0	“
7	2.0	1.0	4	38.0	188.0	4.5	2582.0	2584.0	“
8	2.0	1.0	3	48.0	188.0	4.5	2574.0	2576.0	“
9	2.0	1.0	4	48.0	188.0	4.3	2570.0	2572.0	“
10	7.0	1.0	4	33.0	188.0	3.7	2554.0	2547.0	“
11	6.0	1.0	5	28.0	198.0	4.0	2539.0	2545.0	→ 2540 m
12	3.0	1.0	4	38.0	148.0	3.5	2533.0	2536.0	“
13	8.0	1.0	5	38.0	213.0	2.8	2511.0	2519.0	“
14	5.0	1.0	4	68.0	208.0	1.7	2490.0	2495.0	“
15	8.0	1.0	4	-52.0	143.0	3.5	2354.0	2362.0	“
16	2.0	1.0	3	48.0	143.0	3.4	2318.0	2320.0	“
17	4.0	1.0	3	53.0	188.0	3.4	2313.0	2317.0	“
18	3.0	1.0	2	58.0	148.0	3.4	2303.0	2306.0	“
19	4.0	1.0	5	-32.0	148.0	3.5	2274.0	2278.0	“
20	4.0	1.0	5	-42.0	138.0	3.5	2267.0	2271.0	“
21	4.0	1.0	5	-47.0	138.0	3.5	2262.0	2266.0	“
22	24.0	1.0	4	-47.0	153.0	3.5	2225.0	2249.0	“
23	20.0	1.0	4	-57.0	138.0	3.8	2200.0	2220.0	“
24	13.0	1.0	4	-17.0	118.0	4.0	2161.0	2174.0	“
25	8.0	1.0	4	-67.0	133.0	4.2	2092.0	2100.0	“
26	3.0	1.0	3	43.0	143.0	3.9	2047.0	2050.0	“
27	5.0	1.0	5	-52.0	138.0	4.5	2024.0	2029.0	“
28	11.0	1.0	5	-54.0	136.0	4.3	2001.0	2012.0	“
29	7.0	1.0	5	-47.0	138.0	4.5	1970.0	1977.0	“
30	3.0	1.0	2	38.0	58.0	4.8	1519.0	1522.0	“
31	3.0	1.0	4	43.0	63.0	4.5	1515.0	1518.0	→ 1515 m
32	2.0	1.0	5	63.0	63.0	5.0	1488.0	1490.0	Unità Irpine
33	2.0	1.0	3	13.0	53.0	4.8	1447.0	1449.0	e
34	2.0	1.0	3	13.0	53.0	4.8	1443.0	1445.0	Unità Liguridi
35	2.0	1.0	4	18.0	48.0	5.2	1419.0	1421.0	“
36	4.0	1.0	4	23.0	48.0	5.0	1410.0	1414.0	“
37	2.0	1.0	4	23.0	48.0	5.0	1407.0	1409.0	“
38	4.0	1.0	4	23.0	48.0	5.2	1396.0	1400.0	“
39	2.0	1.0	4	28.0	48.0	5.0	1383.0	1385.0	“
40	6.0	1.0	5	35.0	35.0	4.3	1177.0	1183.0	“
41	6.0	1.0	5	35.0	35.0	4.0	1145.0	1151.0	“
42	9.0	1.0	5	38.0	38.0	2.6	1111.0	1120.0	“

Tabella 3.3.2 – Risultato dell’analisi di *breakout*

segue Tabella 3.3.2

Per dati di qualità 4 o migliori (include 30 <i>breakout</i>)	Per dati di qualità 3 o migliori (include 12 <i>breakout</i>)
<i>Analisi per lunghezze cumulate di breakout</i>	
$S_{hmin} = N 66.5 W \pm 40.1^\circ$	$S_{hmin} = N 50.5 E \pm 13.2^\circ$
$S_{Hmax} = N 23.5 E \pm 40.1^\circ$	$S_{Hmax} = N 39.5 W \pm 13.2^\circ$
Errore <i>standard</i> = 6.3°	Errore <i>standard</i> = 4.0°
<i>Analisi per numero di breakout</i>	
$S_{hmin} = N 39.3 E \pm 30.1^\circ$	$S_{hmin} = N 47.5 E \pm 16.1^\circ$
$S_{Hmax} = N 50.7 W \pm 30.1^\circ$	$S_{Hmax} = N 42.5 W \pm 16.1^\circ$
Errore <i>standard</i> = 11.4°	Errore <i>standard</i> = 10.7°
<i>Analisi della direzione del foro</i>	
Direzione del foro = N 32.0 W ± 30.9°	
Errore <i>standard</i> = 4.9°	
<i>Analisi del Relative Bearing</i>	
<i>Relative Bearing</i> = 17.8 ± 32.4°	
Errore <i>standard</i> = 5.1°	

3.3.2c Pozzo 3: successione stratigrafica

Il pozzo 3 è ubicato presso il comune di Viggiano (Pz), (Foglio 210 I NE), è profondo 3852 m, la quota del piano campagna è 609 m e la quota della tavola Rotary è di 617.1 m. Il pozzo è stato perforato in verticale fino al *top* della Piattaforma Apula Interna, mentre all'interno del serbatoio è stato eseguito un foro orizzontale della lunghezza di 700 m, alla profondità di 2400 slm orientato N30°. La perforazione ha raggiunto il proprio obiettivo alla profondità di 2361 m, circa 300 m più in alto rispetto alle previsioni. Questa “anomalia” è imputabile alla presenza di una faglia inversa che ha determinato la ripetizione dei depositi messiniani lungo il profilo del pozzo.

Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.6.

Tutte i valori delle pendenze degli strati sono stati misurati in corrispondenza della Piattaforma Apula Interna e presentano valori che variano tra NE e ENE con inclinazioni tra 8°-40° in corrispondenza del tratto 2555-3750 m. Sono stati rilevati due dati “anomali”: uno a 2460 m con immersione verso SW ed inclinazione di 30°, probabilmente condizionato dalla vicinanza del contatto tettonico (2500 m); e l'altro a 2787 m immersione a SE ed inclinazione 7° anch'esso prossimo ad una discontinuità (2718 m).

Dati e risultati

L'intervallo analizzato è compreso tra i 1449 e 835 m. L'analisi di *breakout* ha individuato tre macro-intervalli di profondità: 1449-1425 m; 1069-1016 m e 990-835 m. La deviazione del pozzo dalla verticale varia tra valori minimi di 0.7° fino a massimi di 7.2°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*.

L'*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta due andamenti prevalenti lungo tutto l'intervallo: tra i 1449 ed i 1425 m ha valori costanti di N46° per passare bruscamente ad una direzione media N125° tra 1069 fino a 835 m. Sono state riscontrate numerose ed ampie zone in *washout* in corrispondenza del *Flysch* di Gorgoglione, Scisti Silicei ed Unità di Monte Facito nel tratto intorno ai 715 m. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5”-2.5”. Sono state riscontrate delle rotazioni della devi lungo tutto il tratto analizzato.

Anche l'*azimuth* dei *breakout* presenta due orientazioni preferenziali una NE-SW e l'altra NW-SE (Tabella 3.3.3). Soprattutto i dati delle ovalizzazioni riferiti agli intervalli più profondi hanno direzioni completamente opposte: una N36° (1447-1449 m) e l'altra N316° (1425-1440 m).

POZZO 3

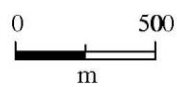
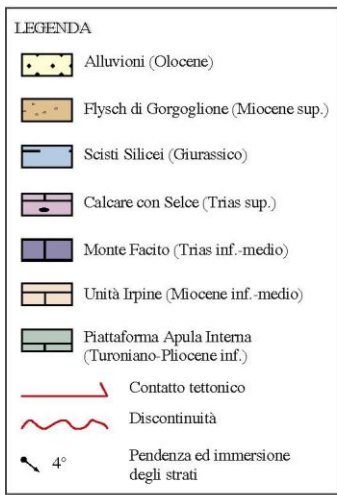
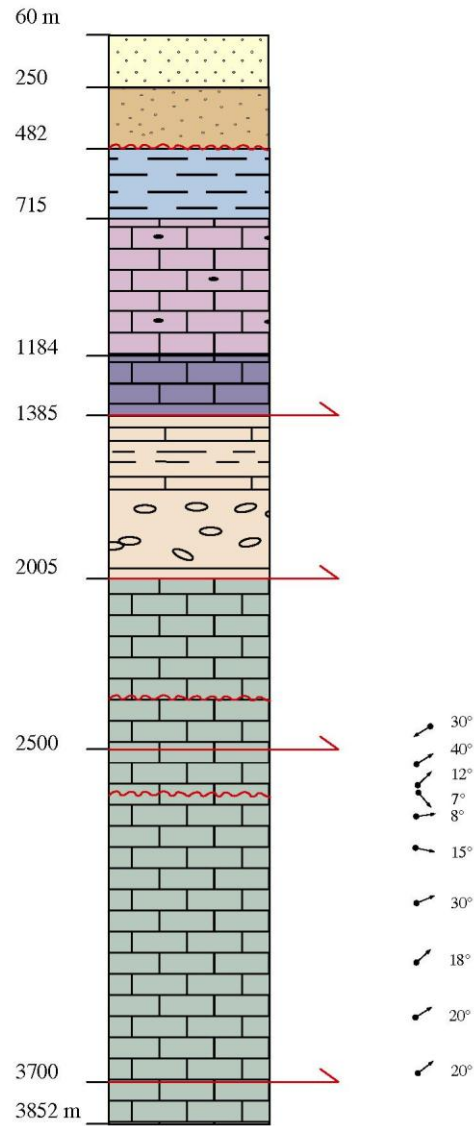


Figura 3.3.6 – Stratigrafia del pozzo.

I valori dell'azimuth dei *breakout* sono stati confrontati con quelli della pendenza degli strati per vedere se l'ovalizzazione registrata dal *Depmeter* ne è stata condizionata (Grafico 3.1.3.3). Non si osservano corrispondenze in quanto i dati si riferiscono a profondità differenti. Sono stati rilevati 16 *breakout* di cui 3 sono stati scartati dal programma perché paralleli all'azimuth dell'HAZI, per un totale di 129 m (Tabella 3.3.2).

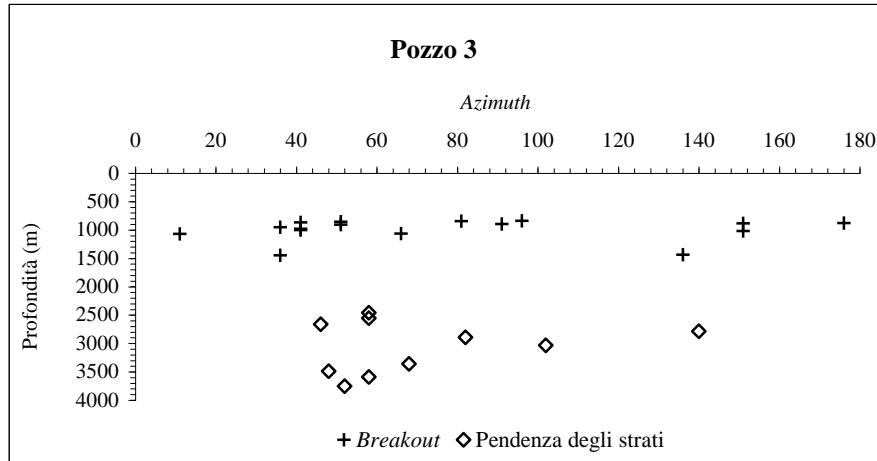


Grafico 3.3.2 – Rappresentazione dell'andamento in profondità dell'azimuth dei breakout.

La maggior parte delle ovalizzazioni (14 *breakout*) sono relative ai Calcari con Selce (Unità Lagonegresi), mentre 2 *breakout* sono relativi alle Unità Irpine. Sono stati valutati di qualità 4 e 3 la maggior parte delle ovalizzazioni ed è stata assegnata qualità 2 a 4 *breakout*. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo definitiva è di 98 m su 1000 m di *Run* pari al 9.8%. Quindi non è possibile stabilire se i *breakout* individuati siano legati alla pendenza degli strati o solamente all'azione campo di *stress*. È stato calcolato il valore della direzione dell' S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 3 riscontrando una direzione media di ovalizzazione è $N44^{\circ}E \pm 14^{\circ}$, conferendo al pozzo qualità C (Figura 3.3.7).

Non sono stati eseguiti dei *plot* relativi alle direzioni preferenziali riscontrate nelle formazioni più significative.

Risultati

Pozzo	S_{hmin}	Lungh. (m) di breakout	Q
3	$N44^{\circ} \pm 14^{\circ}$	98	C

POZZO 3

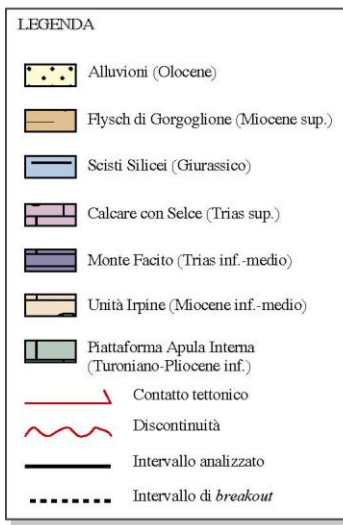
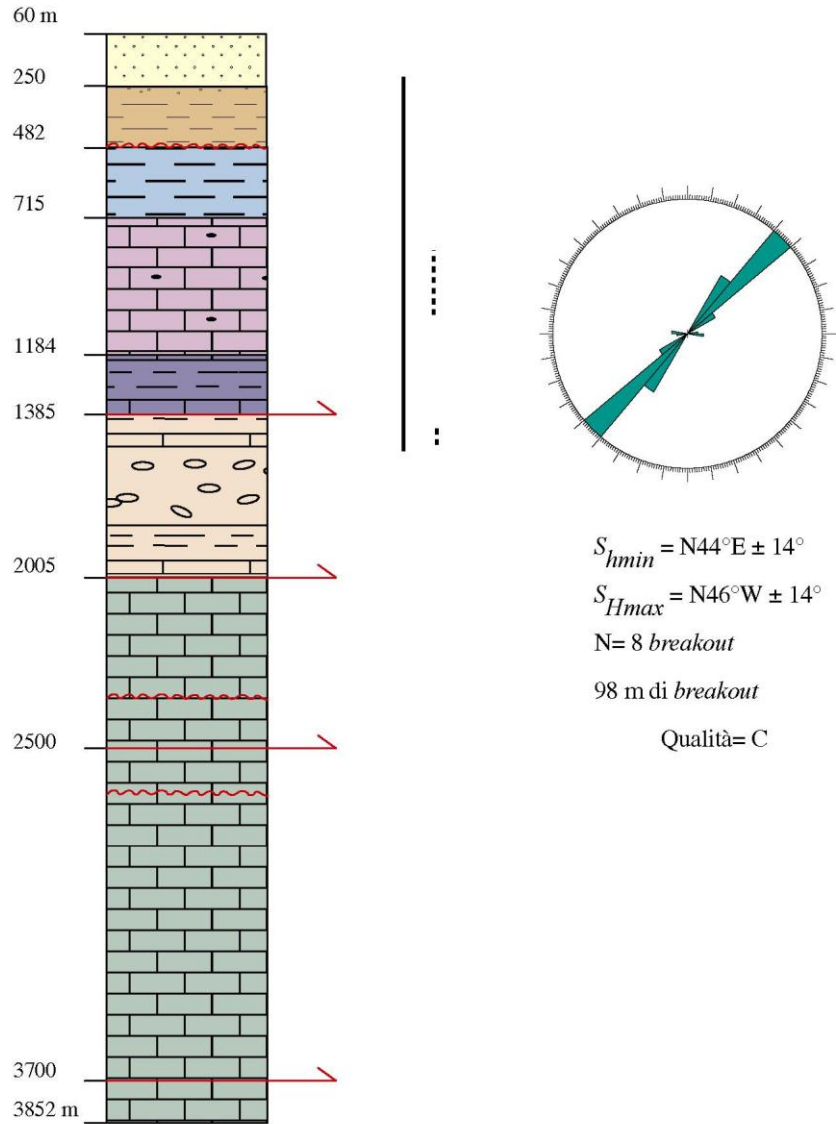


Figura 3.3.7 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è C (colore verde).

POZZO 3

DECLINAZIONE 1.0

RUN 1

	LUNGH. NO.	FATTORE	AZIMUT	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI			
	NO (m)	B.O.	QUALITA'	B.O.		PROFONDITA'			
1	2.0	1.0	5	36.0	46.0	7.2	1447.0	1449.0	Unità Irpine
2	15.0	1.0	4	-44.0	46.0	7.2	1425.0	1440.0	“
3	2.0	1.0	4	11.0	151.0	0.8	1067.0	1069.0	Calcari con Selce
4	1.0	1.0	3	66.0	161.0	0.7	1062.0	1063.0	“
5	3.0	1.0	5	-29.0	151.0	1.3	1016.0	1019.0	“
6	25.0	1.0	2	41.0	151.0	1.6	990.0	1015.0	“
7	25.0	1.0	2	41.0	141.0	2.0	965.0	990.0	“
8	25.0	1.0	3	36.0	136.0	2.0	940.0	965.0	“
9	9.0	1.0	3	51.0	121.0	2.0	901.0	910.0	“
10	6.0	1.0	2	-89.0	111.0	1.8	894.0	900.0	“
11	6.0	1.0	4	-29.0	101.0	2.3	880.0	886.0	“
12	2.0	1.0	4	-4.0	101.0	2.4	876.0	878.0	“
13	6.0	1.0	4	41.0	111.0	2.5	866.0	872.0	“
14	3.0	1.0	3	51.0	101.0	2.9	851.0	854.0	“
15	4.0	1.0	3	81.0	111.0	3.2	841.0	845.0	“
16	2.0	1.0	5	-84.0	106.0	3.1	835.0	837.0	“

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 13 *breakout*)

Per dati di qualità 3 o migliori
(include 8 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 41.1 E \pm 26.5^\circ \quad S_{hmin} = N 44.4 E \pm 13.7^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 48.9 W \pm 26.5^\circ \quad S_{Hmax} = N 45.6 W \pm 13.7^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.6^\circ \quad \text{Errore standard} = 2.7^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 44.1 E \pm 31.2^\circ \quad S_{hmin} = N 56.3 E \pm 18.2^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 45.9 W \pm 31.2^\circ \quad S_{Hmax} = N 33.7 W \pm 18.2^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 19.6^\circ \quad \text{Errore standard} = 16.2^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 47.0 W \pm 24.7^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.3^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 83.0 \pm 21.5^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 3.7^\circ$$

Tabella 3.3.3 – Risultato dell’analisi di *breakout*

3.3.2d Pozzo 4: successione stratigrafica

Il pozzo 4 è ubicato presso l’abitato di Viggiano (Pz), (Foglio 210 I NE), è profondo 3494 m, la quota del piano campagna è 643 m e la quota della tavola Rotary è 651.6 m. Lo scopo del sondaggio era verificare la mineralizzazione ad olio dei termini carbonatici della Piattaforma Apula Interna. Il pozzo ha attraversato una successione litostratigrafia interessata da diversi sovrascorrimenti. Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.1.3.8.

Il *Dipmeter* ha rilevato soltanto due giaciture degli strati: una alla profondità di 2665 m con *strike* N140° immergente a NW con inclinazione di 11° e l’altra ha uno *strike* di N145° immergente a NW con inclinazione 5° rilevata ad una profondità di 2735 m.

Dati e risultati

L’intervallo analizzato è compreso tra i 3304 ed i 2560 m. L’analisi di *breakout* ha individuato tre macro-intervalli di profondità: 3304-3273 m; 3132-2784 m e 2605-2560 m. La deviazione del pozzo dalla verticale varia tra valori minimi di 3.8° e massimi di 8.0°. Sono state prese in considerazioni le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*. L’*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori costanti per tutta la lunghezza dell’intervallo considerato intorno a N71°-126°. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5”-1”. Sono presenti dei tratti ovalizzati continui con *breakout* orientati prevalentemente NE-SW, ad eccezione di due intervalli (2867-2838 m e 2804-2784 m) in cui l’*azimuth* del *breakout* varia tra N271° e N291°. L’analisi dei *breakout* ha evidenziato complessivamente 19 ovalizzazioni; un solo *breakout* è stato scartato dal programma (Tabella 3.3.4). Tutte le ovalizzazioni sono relative alla Piattaforma Apula Interna. Alla maggior parte delle ovalizzazioni sono state assegnate qualità molto buone (2 e 3), soltanto due *breakout* hanno qualità 4. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo lungo la quale si è verificato il *breakout* è di 119 m su 2110 m di *Run* pari al 5.6%. È stato calcolato il valore della direzione dell’ S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione prevalente da NE-SW a ENE-WSW, con una direzione media N72°E ± 18° (Figura 3.3.9). Secondo il criterio di classificazione di ZOBACK (1992), la qualità del risultato dell’analisi delle zone di *breakout* di questo pozzo è di tipo B.

Risultati

Pozzo	Shmin	Lungh. (m) di breakout	Q
4	N72° ± 18°	119	B

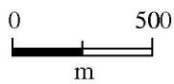
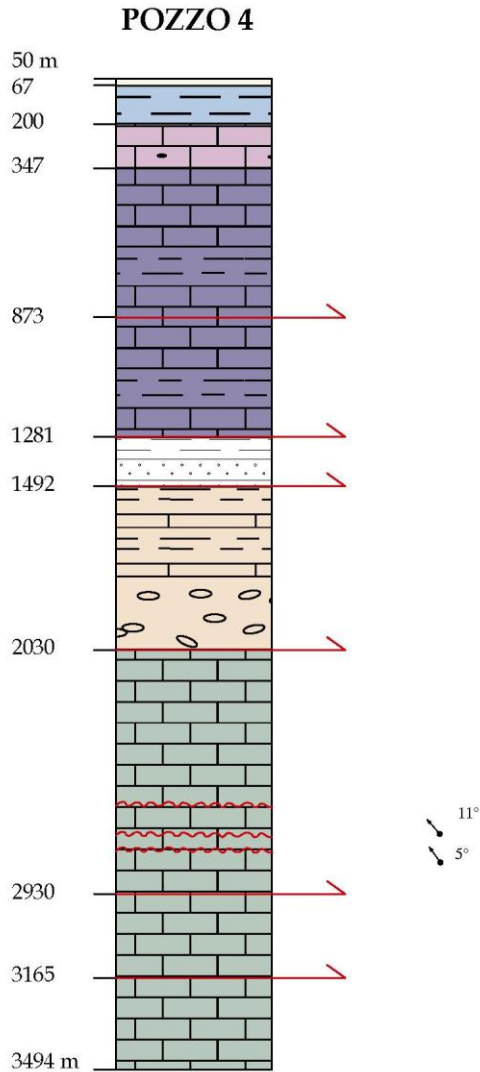


Figura 3.3.8 – Stratigrafia del pozzo.

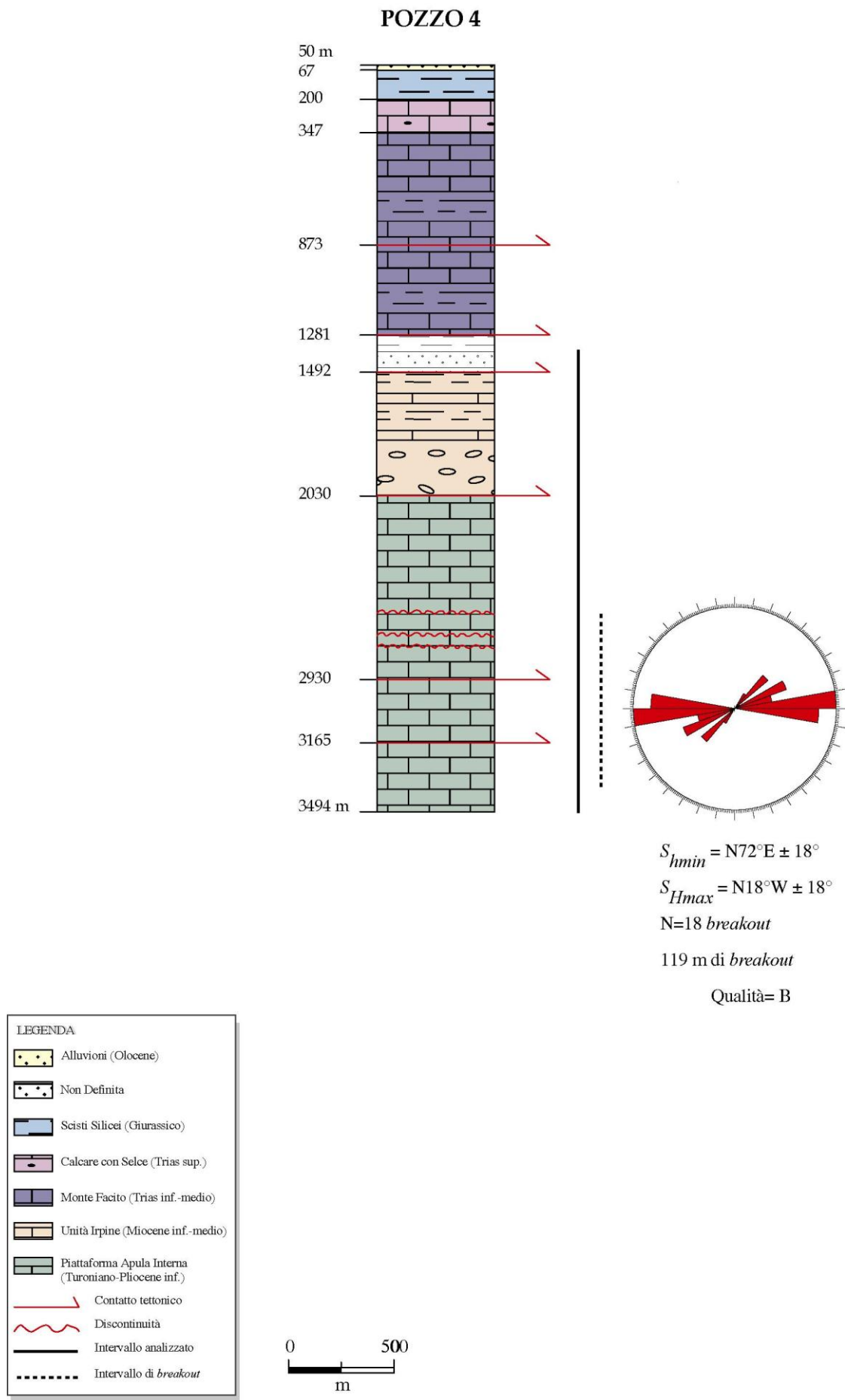


Figura 3.3.9 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è B (colore rosso).

POZZO 4

DECLINAZIONE 1.0

RUN 1-2

LUNGH. NO.	NO. (m)	FATTORE B.O.	QUALITA' B.O.	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	4.0	1.0	2	31.0	71.0	8.0	3300.0	3304.0	Piattaforma
2	2.0	1.0	3	31.0	76.0	8.0	3288.0	3290.0	Apula Interna
3	2.0	1.0	2	41.0	76.0	8.3	3276.0	3278.0	“
4	1.0	1.0	3	41.0	76.0	8.2	3273.0	3274.0	“
5	2.0	1.0	3	41.0	91.0	6.0	3130.0	3132.0	“ → 3165 m
6	3.0	1.0	3	81.0	96.0	5.8	3110.0	3113.0	“
7	2.0	1.0	3	81.0	96.0	5.8	3106.0	3108.0	“
8	2.0	1.0	2	81.0	96.0	5.8	3102.0	3104.0	“
9	10.0	1.0	3	41.0	101.0	5.7	3090.0	3100.0	“
10	2.0	1.0	3	51.0	101.0	5.2	3076.0	3078.0	“
11	2.0	1.0	3	71.0	101.0	5.2	3071.0	3073.0	“
12	2.0	1.0	4	61.0	111.0	4.7	3004.0	3006.0	“
13	6.0	1.0	3	81.0	101.0	4.2	2935.0	2941.0	“
14	2.0	1.0	3	61.0	101.0	4.2	2924.0	2926.0	“ → 2930 m
15	11.0	1.0	3	71.0	101.0	4.0	2904.0	2915.0	“
16	29.0	1.0	2	-89.0	106.0	4.7	2838.0	2867.0	“
17	20.0	1.0	5	-69.0	111.0	4.8	2784.0	2804.0	“
18	15.0	1.0	4	61.0	121.0	4.0	2590.0	2605.0	“
19	22.0	1.0	4	81.0	126.0	3.8	2560.0	2582.0	“

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 18 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 72.2 E \pm 17.8^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 17.8 W \pm 17.8^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 3.2^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 61.2 E \pm 18.6^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 28.8 W \pm 18.6^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 9.5^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 72.7 W \pm 13.6^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 2.4^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 35.9 \pm 16.9^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 3.0^\circ$$

Tabella 3.3.4 – Risultato dell’analisi di *breakout*

3.3.2e Pozzo 5: successione stratigrafica

Il pozzo 5 è ubicato presso il comune di Viggiano (Pz), (Foglio 199 II SE), è profondo 4300 m, la quota del piano campagna è a 1222.4 m e la quota della tavola Rotary è di 1230.5 m.

Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary.

È stato perforato per indagare le potenzialità minerarie dei carbonati della Piattaforma Apula Interna. Essa si presenta come una vasta culminazione orientata NW-SE, delimitata nel suo fianco nord-orientale da un imponente *thrust* a direzione NW-SE, che rappresenta l'elemento strutturale principale dell'area. La struttura risulta suddivisa in quattro culminazioni secondarie delimitate da faglie inverse in direzione appenninica e da rampe laterali di direzione NE-SW.

La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.10.

Non sono state eseguite misure di strato dal *Dipmeter*.

Dati e risultati

L'intervallo analizzato è compreso tra i 4246 ed i 3617 m. L'analisi di *breakout* ha individuato due macro-intervalli di profondità: 4246-3944 m e 3653-3617 m. La deviazione del pozzo dalla verticale oscilla tra i valori minimi di 3.3° a massimi di 5.0°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*.

L'*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori costanti intorno a N180°-240° riferiti a tutto l'intervallo analizzato. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5"-3". Solo in corrispondenza dei primi due intervalli, 4246-4245 m ($C_{2-4} > C_{1-3}$) e 4241-4227 m ($C_{1-3} > C_{2-4}$) l'apertura è arrivata fino a 6" con locali zone in *washout*. I tratti ovalizzati presentano direzioni diverse lungo l'intero intervallo che vanno da NS a NE-SW e da NW-SE a WNW-ESE. In corrispondenza dell'intervallo 4176-4175 m e 4001-4000 le curve di riferimento (P1AZ e HAZI) ruotano più di 40° in corrispondenza dell'apertura dei *caliper* ($C_{2-4} > C_{1-3}$) con ampiezze di 1.5" e 4" rispettivamente. Forte zona di *washout* tra 4110 e 4111 m (con apertura >11") ed a 4256-4260 m. L'analisi dei *breakout* ha evidenziato 6 zone di *breakout* e complessivamente 11 ovalizzazioni di cui uno scartato. Tutte le ovalizzazioni rilevate sono all'interno della Piattaforma Apula. La maggior parte delle ovalizzazioni è stata considerata di qualità 3-4 ad eccezione di due *breakout*, in corrispondenza degli intervalli 4053-4052 m e 3653-3617 m, ai quali è stata attribuita una qualità 2 ed 1, rispettivamente. Purtroppo, quest'ultimo dato è stato scartato da programma stesso (qualità 5) perché parallelo all'*azimuth* dell'HAZI (Tabella 3.3.5).

La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo è di 32 m su 761 m di *Run* pari al 4.2%. È stato calcolato il valore della direzione media dell' S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione $N87^{\circ}W \pm 24^{\circ}$ (Figura 3.3.11). La qualità assegnata al pozzo è C.

Risultati

Pozzo	Shmin	Lungh. (m) di breakout	Q
5	$N87^{\circ} \pm 24^{\circ}$	32	C

POZZO 5

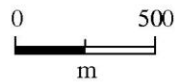
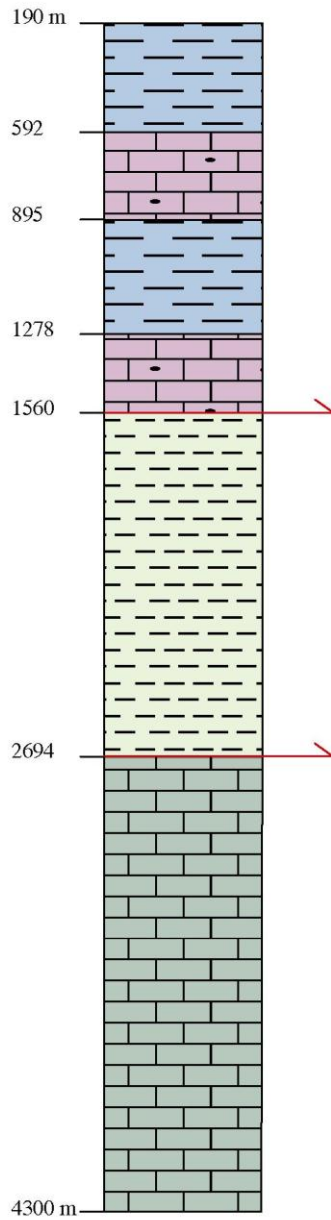


Figura 3.3.10 – Stratigrafia del pozzo.

POZZO 5

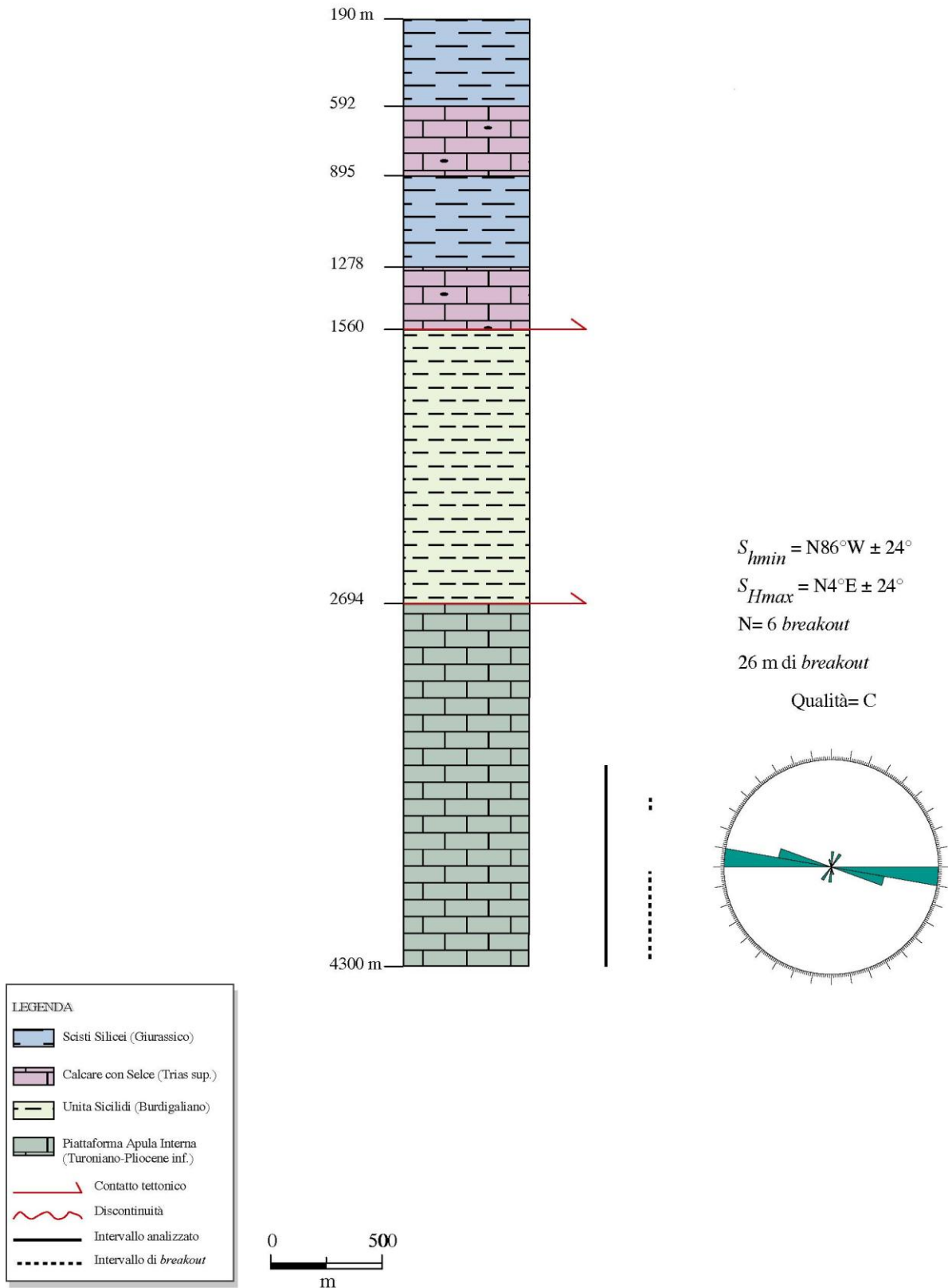


Figura 3.3.11 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è C (colore verde).

POZZO 5

DECLINAZIONE 2.0

RUN 1-2

	LUNGH. NO. (m)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	1.0	1.0	4	-83.0	197.0	4.0	4245.0	4246.0	Piattaforma
2	14.0	1.0	3	-88.0	192.0	4.0	4227.0	4241.0	Apula Interna
3	2.0	1.0	3	37.0	242.0	3.8	4212.0	4214.0	“
4	1.0	1.0	4	52.0	192.0	3.8	4185.0	4186.0	“
5	1.0	1.0	4	-28.0	182.0	4.5	4142.0	4143.0	“
6	1.0	1.0	2	-18.0	202.0	4.4	4052.0	4053.0	“
7	4.0	1.0	3	-78.0	202.0	4.0	4044.0	4048.0	“
8	3.0	1.0	3	-78.0	202.0	5.0	4012.0	4015.0	“
9	2.0	1.0	3	2.0	202.0	4.0	4002.0	4004.0	“
10	3.0	1.0	4	87.0	232.0	3.3	3941.0	3944.0	“
11	36.0	1.0	5	52.0	237.0	3.5	3617.0	3653.0	“

Per dati di qualità 4 o migliori (include 10 *breakout*) Per dati di qualità 3 o migliori (include 6 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 87 W \pm 24^\circ \quad S_{hmin} = N 86.1 W \pm 23.6^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 30 E \pm 24^\circ \quad S_{Hmax} = N 3.9E \pm 23.6^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 8.3^\circ \quad \text{Errore standard} = 9.7^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 84.8 W \pm 35.3^\circ \quad S_{hmin} = N 74.7 W \pm 37.5^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 5.2 E \pm 35.3^\circ \quad S_{Hmax} = N 15.3 E \pm 37.5^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 26.6^\circ \quad \text{Errore standard} = 43.1^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 20.6 E \pm 14.8^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 5.1^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 78.7 \pm 27.4^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 9.5^\circ$$

Tabella 3.3.5 – Risultato dell’analisi di *breakout*

3.3.2f Pozzo 6: successione stratigrafica

Il pozzo 6 è ubicato presso il comune di Viggiano (Pz), (Foglio 199 II NE), è profondo 4010 m, la quota del piano campagna è di 1285 m e la quota della tavola Rotary è di 1293 m. Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. Le successioni attraversate dal pozzo sono il risultato di una complessa strutturazione a falde di ricoprimento che rappresentano il risultato delle deformazioni subite dalle quattro unità paleogeografiche principali (Bacino Liguride, Piattaforma Appenninica, Bacino Lagonegrese e Piattaforma Apula) durante il Miocene. Il sondaggio si proponeva di esplorare le successioni di rampa, del Cretacico superiore, della Piattaforma Apula Interna incontrata a quota 3300 m (62 m prima del *top* stimato). La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.12. Il *Dipmeter* non ha eseguito misure sulla pendenza degli strati.

Dati e risultati

L'intervallo analizzato è compreso tra i 962 ed i 571 m. La deviazione del pozzo dalla verticale è bassa ed oscilla tra i valori minimi di 0.3° a massimi di 1.0°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*. L'*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori intorno a N80°-175° riferiti all'intero intervallo di profondità. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5"-0.7". L'analisi dei *breakout* ha individuato complessivamente 11 ovalizzazioni; un *breakout* è stato scartato dal programma perché parallelo all'*azimuth* dell'HAZI (Tabella 3.3.6). Tutte le ovalizzazioni sono relative ai Calcari con Selce e sono stati valutati di qualità tra 3 e 4. L'*azimuth* dei *breakout* ha complessivamente valori disomogenei lungo tutto l'intervallo analizzato compresi tra 18° e 140°. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo è di 114 m su 499 m di *Run* utile pari al 23%. È stato calcolato il valore della direzione dell' S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione prevalente NE-SW. La direzione media di ovalizzazione è di N43°E ± 24° (Figura 3.3.13). È stata attribuita una qualità C al pozzo, secondo il criterio di classificazione di ZOBACK (1992). Questa analisi ha fornito una direzione media dei *breakout* N37°E ± 9°, con 5 ovalizzazioni per una lunghezza cumulata complessiva di 66 m. La qualità del pozzo rimane C.

Risultati

Pozzo	S_{hmin}	Lungh. (m) di breakout	Q
5	N43° ± 24°	114	C

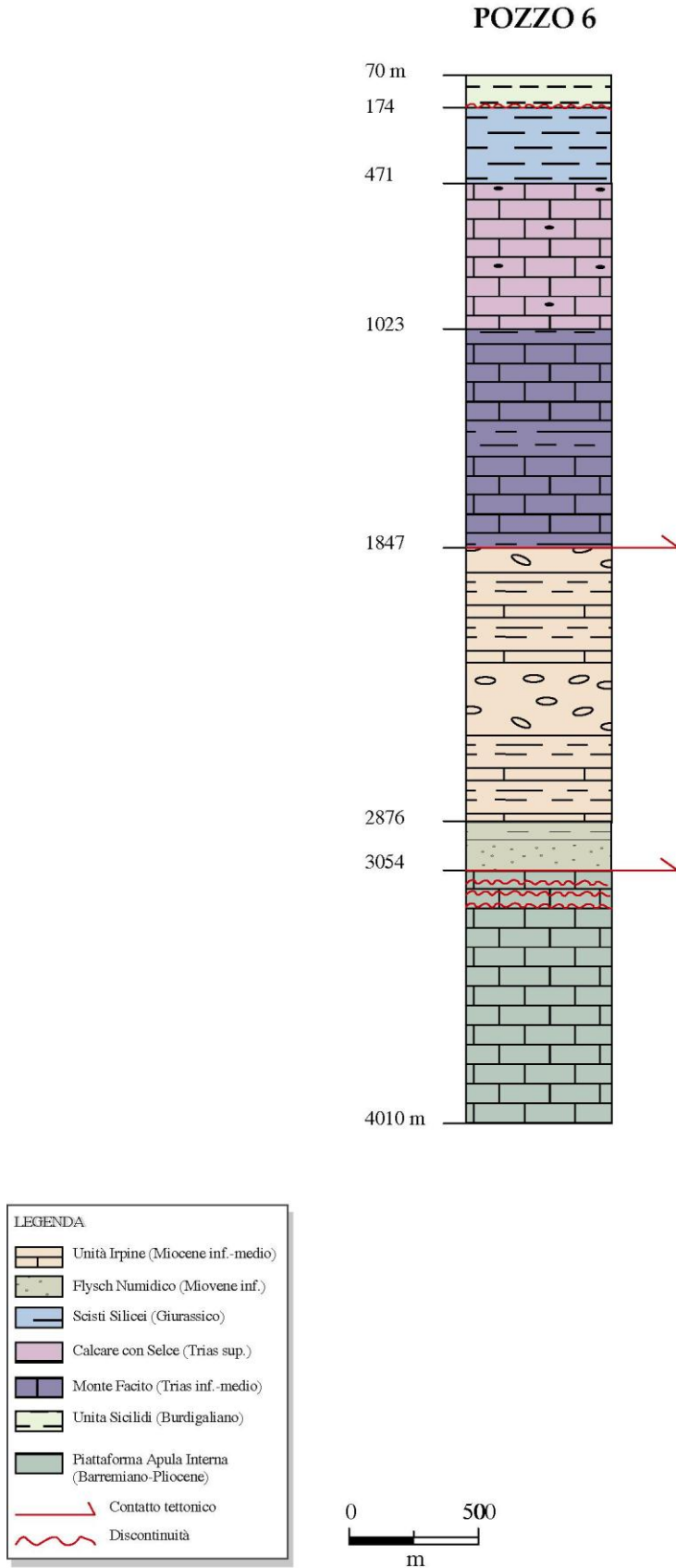


Figura 3.3.12 – Stratigrafia del pozzo.

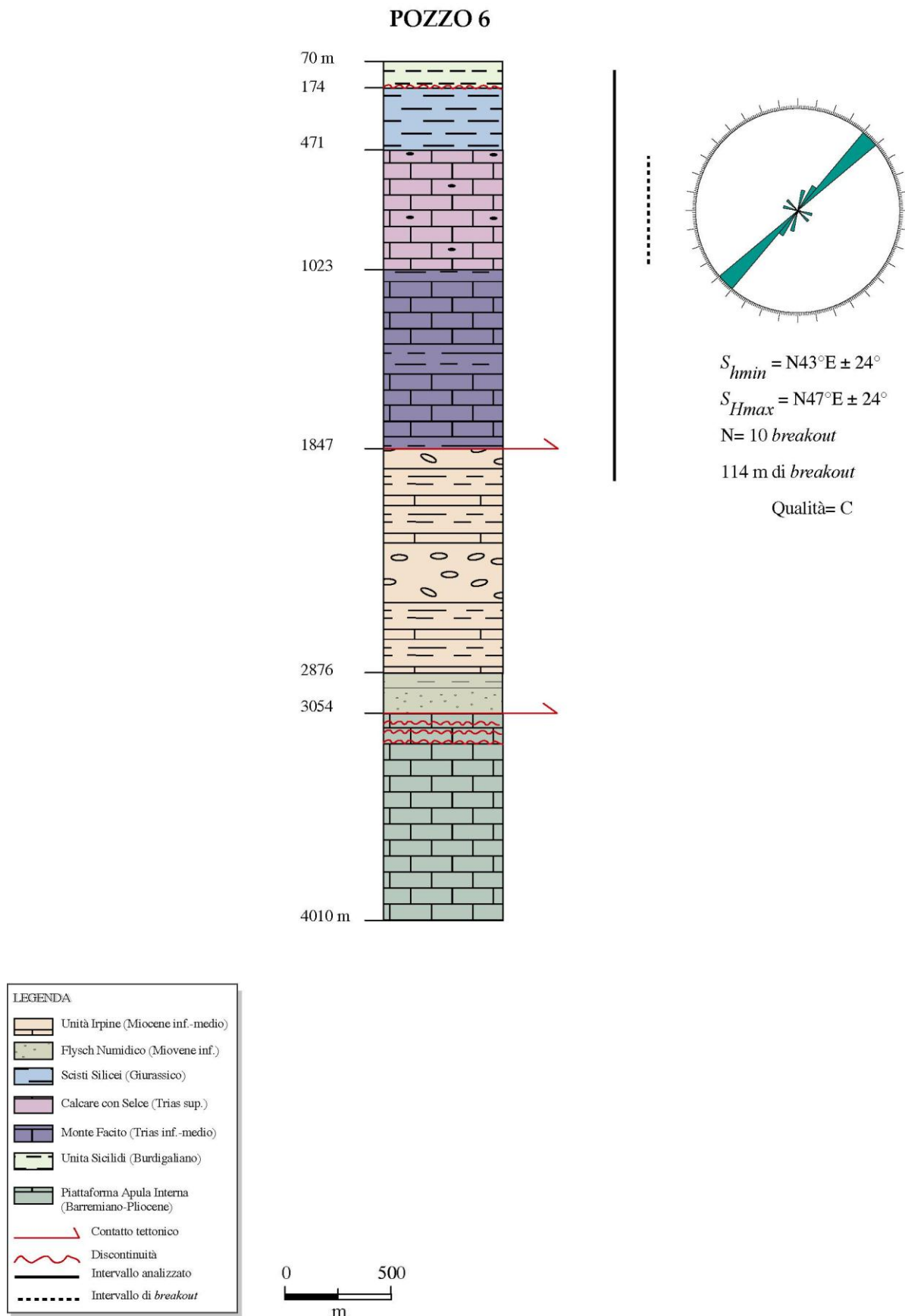


Figura 3.3.13 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è C (colore verde).

POZZO 6

DECLINAZIONE -2.0

RUN 1

	LUNGH. NO. (m)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	18.0	1.0	5	-82.0	88.0	0.8	944.0	962.0	Calcari con Selce
2	3.0	1.0	3	38.0	118.0	0.7	880.0	883.0	“
3	13.0	1.0	3	18.0	78.0	0.5	857.0	870.0	“
4	3.0	1.0	3	48.0	83.0	0.6	847.0	850.0	“
5	2.0	1.0	4	-87.0	108.0	0.5	835.0	837.0	“
6	9.0	1.0	4	-42.0	118.0	0.3	817.0	826.0	“
7	32.0	1.0	3	43.0	113.0	0.3	768.0	800.0	“
8	15.0	1.0	3	38.0	118.0	0.3	760.0	775.0	“
9	20.0	1.0	4	48.0	88.0	0.8	690.0	710.0	“
10	9.0	1.0	4	-72.0	173.0	1.0	651.0	660.0	“
11	8.0	1.0	4	48.0	158.0	1.0	571.0	579.0	“

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 10 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 42.9 E \pm 24^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 47.1 W \pm 24^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.4^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 48.8 E \pm 29^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 41.2 W \pm 29^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 2.8^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 70.6 W \pm 23.4^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.3^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 64.4^\circ \pm 23.9^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.4^\circ$$

Tabella 3.3.6 – Risultato dell’analisi di *breakout*

3.3.2g Pozzo 7: successione stratigrafica

Il pozzo 7 è ubicato presso l'abitato di Viggiano (Pz), (Foglio 199 II SE), è profondo 4012 m, la quota del piano campagna è di 1152 m e la quota della tavola Rotary è di 1161.3 m. La ricostruzione strutturale dell'area ha evidenziato l'esistenza di un edificio embricato di falde carbonatiche suddiviso in diversi blocchi controllati da faglie inverse a direzione appenninica ed anti-appenninica. Il sondaggio si proponeva di esplorare i carbonati di rampa del Senoniano della Piattaforma Apula. Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.14. Il *Dipmeter* ha rilevato la presenza di strati (all'interno della sola Piattaforma Apula) con pendenze prevalenti verso NW tra gli 8° ed i 15° di inclinazione. Si osservano due anomalie in corrispondenza della profondità di 3280 m (inclinazione di 20° verso SW) e di 3710 m (inclinazione di 20° verso NE).

Dati e risultati

L'intervallo analizzato è compreso tra i 3947 ed i 3226 m. L'analisi di *breakout* ha individuato i seguenti macro-intervalli di profondità: 3947-3675 m; 3509-4442 m e 3401-3226 m. La deviazione del pozzo dalla verticale varia tra i valori minimi di 2.4° a massimi di 3.5°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*. L'*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori costanti intorno a N60°-80° riferiti all'intero intervallo. In corrispondenza degli intervalli più profondi (fino a 3955 m) il diametro nominale del pozzo è perfettamente circolare. Le aperture dei *caliper* variano da 1" a 5". I valori dell'*azimuth* dei *breakout* rimane costante per tutto l'intervallo analizzato (NE-SW). Esso è stato confrontato con l'*azimuth* del *dip* degli strati per vedere se l'ovalizzazione registrata dallo strumento ne è stata condizionata (Grafico 3.1.3.3). Si osservano 3 corrispondenze: tra 3933-3947; a 3715-3720 e 3276-3280. L'analisi dei *breakout* ha evidenziato complessivamente 32 ovalizzazioni tutte all'interno della Piattaforma Apula Interna; 4 *breakout* sono stati scartati dal programma perché paralleli all'*azimuth* dell'HAZI (Tabella 3.3.7).

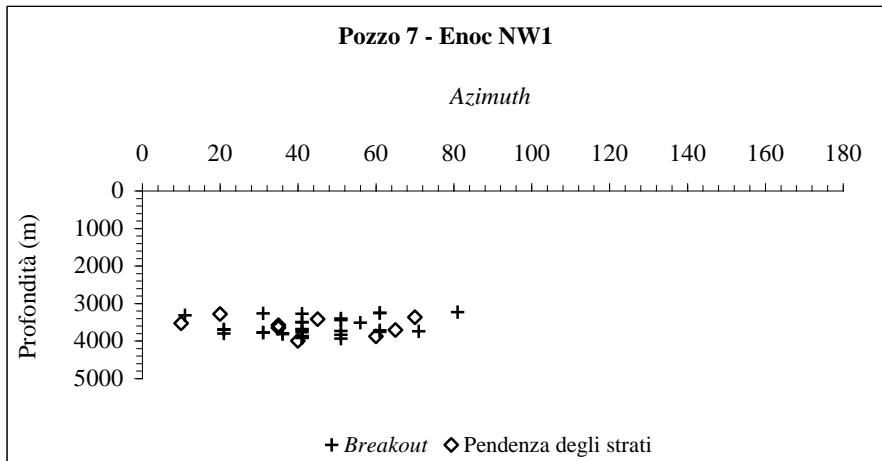


Grafico 3.1.3.3 – Rappresentazione dell’andamento in profondità dell’azimuth dei breakout.

La perforazione è caratterizzata da numerose zone in *washout*, soprattutto in corrispondenza del tratto 3270-3696 m. Sono stati considerati di qualità 2-3 la maggior parte delle ovalizzazioni, solo a 6 dati è stata attribuita una qualità 4. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo è di 143 m su 791 m di sondaggio pari al 18%. È stato calcolato il valore della direzione dell’ S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione media di ovalizzazione di $N41^{\circ}E \pm 11^{\circ}$ (Figura 3.3.15). La qualità del pozzo è B.

Risultati

Pozzo	S_{hmin}	Lungh. (m) di breakout	Q
7	$N41^{\circ} \pm 11^{\circ}$	143	B

POZZO 7

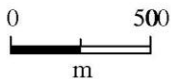
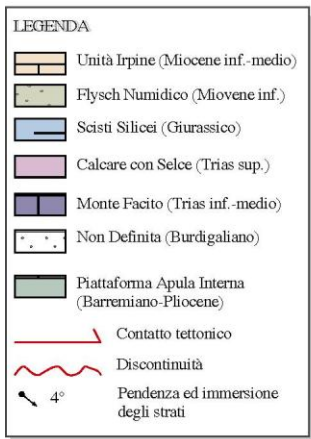
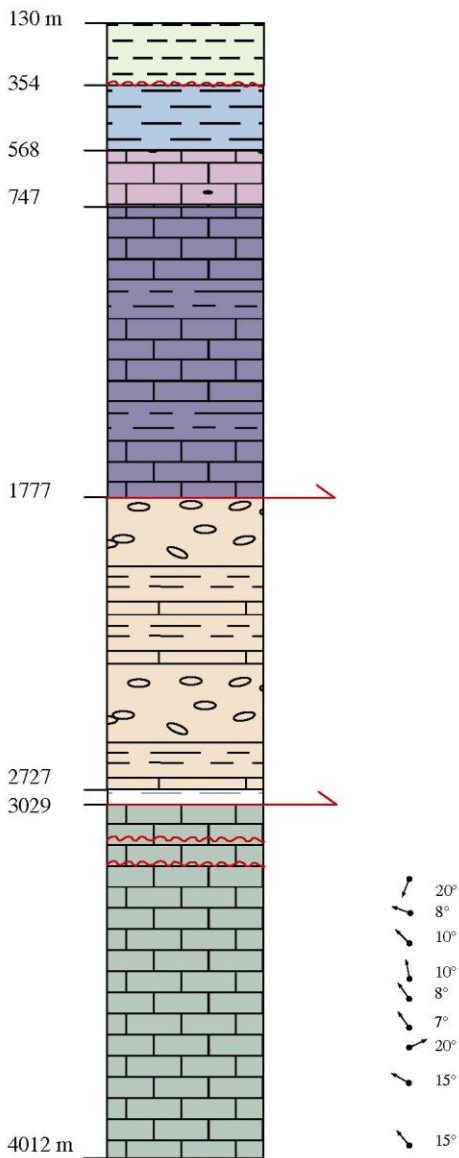


Figura 3.3.14 – Stratigrafia del pozzo.

POZZO 7

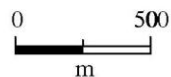
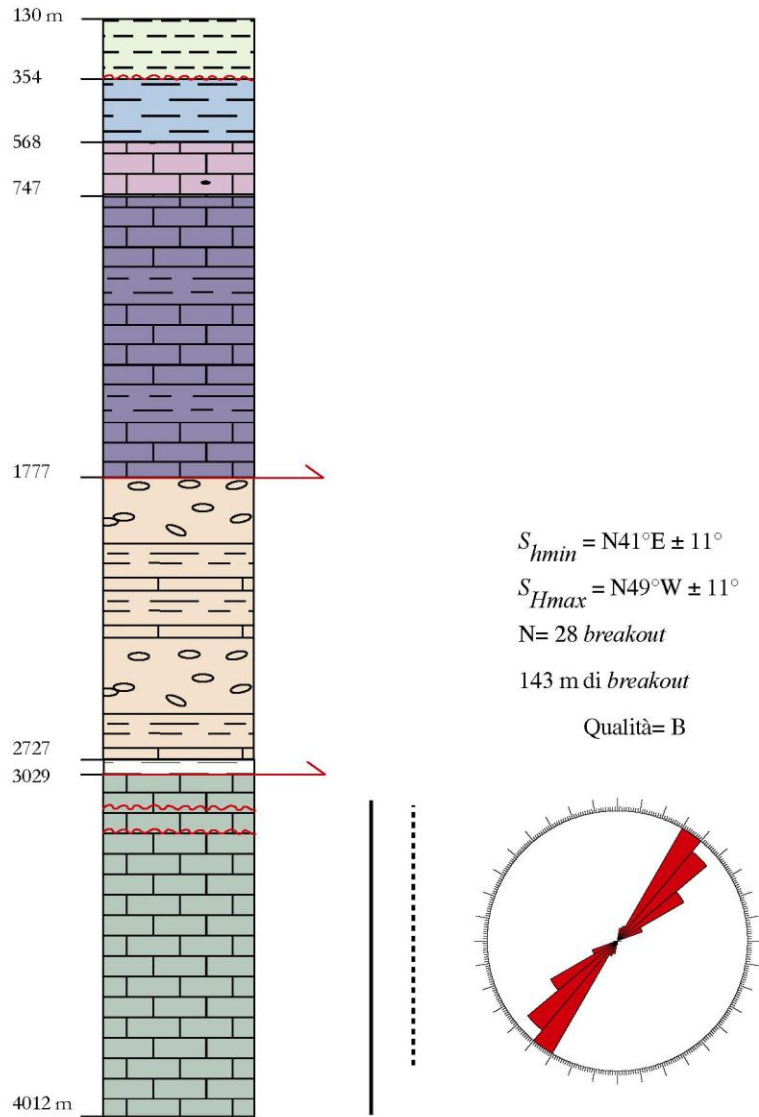


Figura 3.3.15 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è B (colore rosso).

POZZO 7

DECLINAZIONE 1.5

RUN 2

LUNGH. NO. FATTORE AZIMUT HAZI. DEVI INTERVALLO DI
NO. (m) B.O. QUALITA' B.O. PROFONDITA'

NO.	(m)	B.O.	QUALITA'	B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI	PROFONDITA'	
1	14.0	1.0	5	51.5	61.5	2.5	3933.0 3947.0	Piattaforma	
2	8.0	1.0	2	41.5	61.5	2.5	3917.0 3925.0	Apula Interna	
3	3.0	1.0	3	41.5	61.5	2.6	3905.0 3908.0	"	
4	3.0	1.0	2	41.5	61.5	2.7	3890.0 3893.0	"	
5	4.0	1.0	2	41.5	61.5	2.7	3875.0 3879.0	"	
6	2.0	1.0	3	41.5	61.5	2.7	3864.0 3866.0	"	
7	13.0	1.0	3	51.5	66.5	2.4	3826.0 3839.0	"	
8	20.0	1.0	3	36.5	66.5	2.5	3804.0 3824.0	"	
9	2.0	1.0	4	21.5	61.5	2.5	3799.0 3801.0	"	
10	6.0	1.0	4	36.5	61.5	2.5	3786.0 3792.0	"	
11	1.0	1.0	3	31.5	61.5	2.5	3778.0 3779.0	"	
12	3.0	1.0	3	31.5	66.5	2.5	3774.0 3777.0	"	
13	3.0	1.0	2	41.5	66.5	2.6	3763.0 3766.0	"	
14	3.0	1.0	5	61.5	71.5	2.7	3753.0 3756.0	"	
15	2.0	1.0	5	71.5	81.5	2.7	3739.0 3741.0	"	
16	3.0	1.0	3	51.5	81.5	2.8	3734.0 3737.0	"	
17	5.0	1.0	4	61.5	81.5	2.8	3715.0 3720.0	"	
18	2.0	1.0	4	21.5	81.5	2.9	3698.0 3700.0	"	
19	1.0	1.0	4	41.5	81.5	2.9	3696.0 3697.0	"	
20	2.0	1.0	3	21.5	81.5	2.9	3692.0 3690.0	"	
21	10.0	1.0	3	41.5	76.5	2.9	3675.0 3685.0	"	
22	2.0	1.0	4	56.5	71.5	2.7	3507.0 3509.0	"	
23	2.0	1.0	3	41.5	71.5	2.5	3501.0 3503.0	"	
24	4.0	1.0	3	41.5	71.5	2.5	3496.0 3500.0	"	
25	6.0	1.0	3	51.5	71.5	2.9	3442.0 3448.0	"	
26	5.0	1.0	3	51.5	66.5	3.0	3396.0 3401.0	"	
27	5.0	1.0	3	11.5	81.5	3.5	3312.0 3317.0	"	
28	4.0	1.0	2	41.5	76.5	3.3	3276.0 3280.0	"	
29	19.0	1.0	3	31.5	81.5	3.2	3255.0 3274.0	"	
30	2.0	1.0	2	61.5	81.5	3.2	3255.0 3257.0	"	
31	3.0	1.0	2	61.5	81.5	3.2	3244.0 3247.0	"	
32	3.0	1.0	5	81.5	71.5	3.5	3226.0 3229.0	"	

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 28 breakout)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 40.7 E \pm 10.6^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 49.3 W \pm 10.6^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.7^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 41.1 E \pm 12.1^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 8.9 W \pm 12.1^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 2.8^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 71.3 W \pm 7.7^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.3^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 30.2^\circ \pm 13.6^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 2.2^\circ$$

Tabella 3.3.7 – Risultato dell'analisi di *breakout*

3.2.3h Pozzo 8: successione stratigrafica

Il pozzo 8 è ubicato presso l’abitato di Corleto Perticara (Pz), è profondo 5543 m, la quota del piano campagna è di 731 m e la quota della tavola Rotary è di 743.4 m. Il sondaggio si proponeva di esplorare un alto strutturale della Piattaforma Apula Interna delimitato da una coppia di faglie inverse, una a vergenza est l’altra ovest, che appartengono ad un sistema secondario di faglie sintetiche ed antitetiche associate al sovrascorrimento che delimita verso est la contigua struttura di Tempa Rossa. La peculiarità di questa perforazione è che non ha incontrato le falde Lagonegresi. Il *top* dei carbonati e il serbatoio sono stati incontrati rispettivamente a 3510 e 3776 m circa 70 e 150 m più in alto rispetto alle previsioni. Il pozzo, a causa dell’*unconformity* al *top* del *resevoir*, non ha incontrato i termini carbonatici terziari, peraltro riscontrati nel vicino pozzo Tempa Rossa 1. ma ha intaccato il serbatoio direttamente nei calcari a Rudiste del Senoniano inf., attraversando tutta la successione fino al Barremiano. L’esplorazione di questo pozzo ha evidenziato un *trend* strutturale ben definito da giaciture di 25°-30° immergenti verso ENE. Le fratture, risultano ad alto angolo 55-70° con immersioni molto variabili. In particolare nella zona da 3825 a 3995 m, le stesse sono caratterizzate da due giaciture dominanti, immergenti verso SW e verso NE con pendenze di 60°-70°, mentre nel tratto a maggiore fratturazione, 3850 e 3880 m, il foro è particolarmente scavernato e pertanto non interpretabile.

Tutte le misure si riferiscono alla quota della tavola Rotary. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 3.3.16.

Dati e risultati

L’intervallo analizzato è compreso tra i 5500 ed i 4340 m. L’analisi di *breakout* ha individuato i seguenti macro-intervalli di profondità: 5500-5296 m; 5187-4724 m; 4654-4582 m e 4501-4340 m. La deviazione del pozzo dalla verticale oscilla tra i valori minimi di 1.7° e massimi di 6.5°. Sono state prese in considerazione le seguenti curve: P1AZ, HAZI, DEVI e le curve dei due *caliper*. L’*azimuth* della deviazione del pozzo (HAZI) presenta valori costanti intorno a N330°-260° riferiti ad un intervallo di profondità compreso tra i 5500 ed 4582 m (35 ovalizzazioni); in corrispondenza dell’intervallo 4501-4340 m esso cambia fortemente (N190°) per stabilizzarsi su valori medi di N147°. Le aperture dei *caliper* sono generalmente intorno a 0.5”-3”. I tratti ovalizzati hanno direzione prevalentemente NW-SE. Rare le direzioni antiappenniniche, comunque tutte comprese entro i primi 10°E. Il tratto finale (4240-3733 m) è caratterizzato da ampie zone in *washout* a cui corrisponde una anomala rotazione del P1AZ, per questo motivo non sono stati presi in considerazione i dati. ha complessivamente valori compresi tra è 12° e 77°. L’analisi dei *breakout* ha evidenziato complessivamente 40 ovalizzazioni; nessun *breakout* è stato scartato dal programma

(Tabella 3.3.8) e sono tutte relative alla Piattaforma Apula Interna. Sono state considerate di qualità 3 e 2 la maggior parte delle ovalizzazioni. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo è di 332 m su 1807 m di sondaggio pari al 18%. È stato calcolato il valore della direzione dell' S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione prevalente quasi NS. La direzione media di ovalizzazione è di $N6^{\circ}W \pm 17^{\circ}$ (Figura 3.3.17). È stata assegnata al pozzo qualità B.

Risultati

Pozzo	Shmin	Lungh. (m) di breakout	Q
8	$N354^{\circ} \pm 17^{\circ}$	332	B

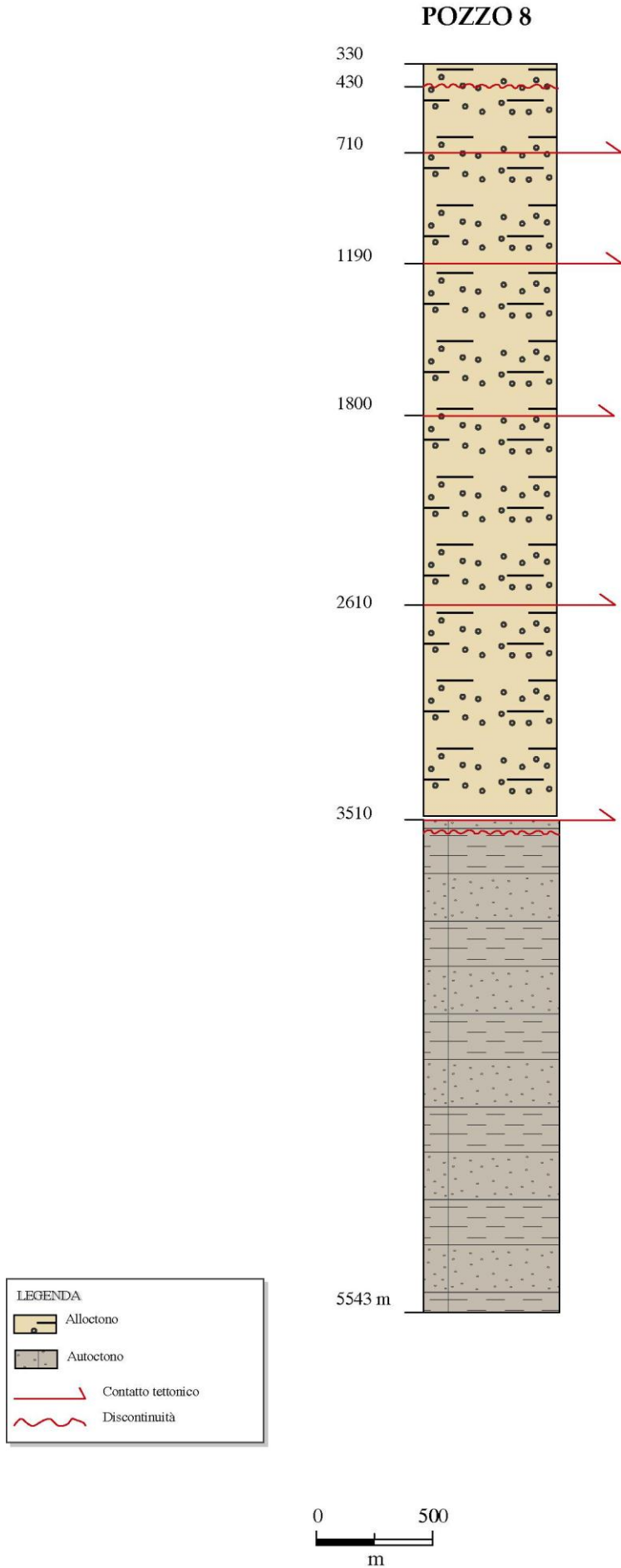
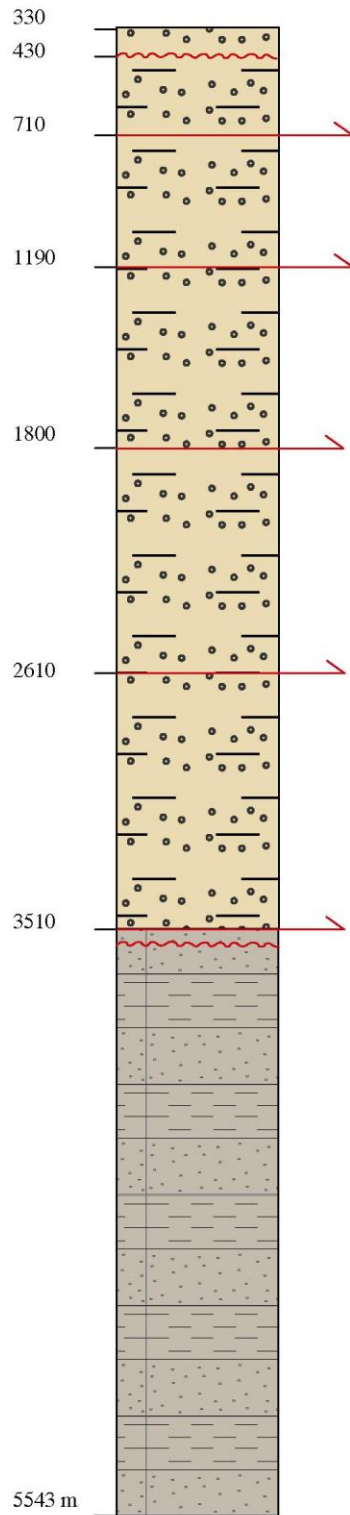


Figura 3.3.16 – Stratigrafia del pozzo.

POZZO 8



$S_{Hmin} = N6^{\circ}W \pm 17^{\circ}$
 $S_{Hmax} = N84^{\circ}E \pm 17^{\circ}$
 N= 40 breakout
 332 m di breakout
 Qualità= B

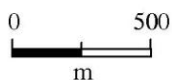
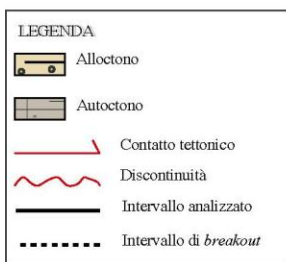
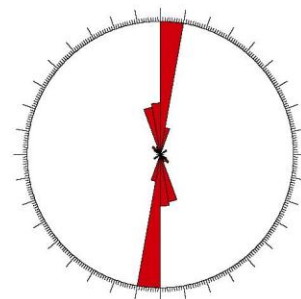


Figura 3.3.17 – Sintesi dell’analisi di breakout. E’ riportato il diagramma della direzione media dell’Shmin in corrispondenza dell’intervallo di breakout analizzato. La qualità del pozzo è B (colore rosso).

POZZO 8

DECLINAZIONE 1.0

RUN 2-1

	LUNGH. NO.	NO. (m)	FATTORE B.O.	AZIMUT QUALITA' B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'		
1	2.0	1.0	3	-44.0	291.0	6.5	5498.0	5500.0	Piattaforma
2	2.0	1.0	4	-34.0	291.0	6.5	5486.0	5488.0	Apula Interna
3	1.0	1.0	4	-44.0	291.0	5.9	5480.0	5481.0	“
4	3.0	1.0	4	-44.0	296.0	4.9	5428.0	5431.0	“
5	1.0	1.0	4	-39.0	296.0	4.6	5420.0	5421.0	“
6	1.0	1.0	4	-9.0	291.0	4.6	5414.0	5415.0	“
7	2.0	1.0	4	1.0	291.0	4.6	5412.0	5414.0	“
8	1.0	1.0	3	71.0	291.0	4.5	5409.0	5410.0	“
9	5.0	1.0	3	-19.0	286.0	4.5	5396.0	5401.0	“
10	2.0	1.0	3	-39.0	286.0	4.6	5296.0	5298.0	“
11	5.0	1.0	4	-59.0	271.0	5.2	5182.0	5187.0	“
12	3.0	1.0	4	-59.0	271.0	5.4	5173.0	5176.0	“
13	3.0	1.0	3	-49.0	271.0	5.4	5157.0	5160.0	“
14	3.0	1.0	3	-49.0	266.0	5.4	5152.0	5155.0	“
15	2.0	1.0	3	-69.0	266.0	5.4	5139.0	5141.0	“
16	30.0	1.0	2	11.0	261.0	4.5	5085.0	5115.0	“
17	15.0	1.0	2	4.0	264.0	4.8	5068.0	5083.0	“
18	8.0	1.0	2	-9.0	276.0	5.7	5050.0	5058.0	“
19	4.0	1.0	2	-9.0	281.0	6.0	5041.0	5045.0	“
20	22.0	1.0	3	-19.0	286.0	6.0	5027.0	5049.0	“
21	2.0	1.0	2	-19.0	286.0	5.8	5022.0	5024.0	“
22	4.0	1.0	2	-19.0	286.0	5.7	5014.0	5018.0	“
23	3.0	1.0	3	-22.0	296.0	5.9	4992.0	4995.0	“
24	2.0	1.0	3	-19.0	301.0	5.5	4973.0	4975.0	“
25	9.0	1.0	3	-9.0	306.0	4.4	4905.0	4914.0	“
26	6.0	1.0	4	-22.0	281.0	3.9	4879.0	4885.0	“
27	12.0	1.0	3	-19.0	321.0	4.7	4729.0	4741.0	“
28	2.0	1.0	3	-9.0	326.0	5.0	4724.0	4726.0	“
29	4.0	1.0	4	1.0	329.0	3.0	4650.0	4654.0	“
30	3.0	1.0	4	-9.0	316.0	2.8	4635.0	4638.0	“
31	3.0	1.0	4	-4.0	304.0	2.6	4629.0	4632.0	“
32	5.0	1.0	3	1.0	286.0	2.5	4623.0	4628.0	“
33	3.0	1.0	4	-4.0	264.0	2.2	4609.0	4612.0	“
34	6.0	1.0	4	-19.0	251.0	2.0	4598.0	4604.0	“
35	6.0	1.0	4	-9.0	256.0	2.0	4582.0	4588.0	“
36	8.0	1.0	2	51.0	191.0	1.7	4493.0	4501.0	“
37	55.0	1.0	2	1.0	161.0	2.1	4425.0	4480.0	“
38	25.0	1.0	2	1.0	149.0	2.5	4400.0	4425.0	“
39	41.0	1.0	2	1.0	141.0	3.0	4359.0	4400.0	“
40	18.0	1.0	2	-9.0	141.0	3.0	4340.0	4358.0	“

Tabella 3.3.8 – Risultato dell’analisi di *breakout*

segue Tabella 3.3.8

<p>Per dati di qualità 4 o migliori (include 40 <i>breakout</i>)</p> <p>Analisi per lunghezze cumulate di <i>breakout</i></p> $S_{Hmin} = N 6.4 W \pm 16.5^\circ$ $S_{Hmax} = N 83.6 E \pm 16.5^\circ$ <p>Errore <i>standard</i> = 1.8°</p> <p>Analisi per numero di <i>breakout</i></p> $S_{Hmin} = N 18.3 W \pm 22.3^\circ$ $S_{Hmax} = N 71.1 E \pm 22.3^\circ$ <p>Errore <i>standard</i> = 2.8°</p> <p>Analisi della direzione del foro</p> <p>Direzione del foro = N 54.9 W \pm 28°</p> <p>Errore <i>standard</i> = 3.0°</p> <p>Analisi del <i>Relative Bearing</i></p> $Relative\ Bearing = 40^\circ \pm 25.6^\circ$ <p>Errore <i>standard</i> = 2.7°</p>
--

3.3.3 DISCUSSIONE: ANALISI DI BREAKOUT E STRESS ATTIVO

Sono stati caratterizzati dall'analisi dei *breakout* 8 pozzi, dei 10 analizzati, ubicati nella Val d'Agri (Appennino meridionale), utilizzando solo i dati cartacei relativi alle curve azimutali del pozzo ed a quelle del *four-arm-caliper*. Le analisi hanno permesso di definire l'orientazione del campo di *stress* agente nell'area nelle componenti massime (S_{Hmax}) e minime (S_{Hmin}) sul piano orizzontale, ma non il regime di *stress*. Quest'ultimo è stato determinato mediante il *Test* di *Leak-off* (Paragrafo 2.4), applicato in questa area (Paragrafo 3.4). I dati relativi all'analisi dei *breakout* si riferiscono indistintamente a tutte le unità tettoniche attraversate. S'è osservato che al variare della profondità le direzioni rimangono generalmente costanti. Sostanzialmente si osservano piccole variazioni nelle direzioni dei *breakout* all'interno di ciascun pozzo; tali variazioni talvolta possono essere legate al tipo di litologia. Ma le forti variazioni nelle direzioni dei *breakout* sono spesso riscontrate in corrispondenza delle principali dislocazioni tettoniche attraversate dalla perforazione. Sono stati riassunti nella Tabella 3.3.9 le caratteristiche principali ed i risultati relativi all'orientazione del campo di *stress*, sono stati considerati solo i pozzi con qualità comprese tra B e D.

N.	Prof. (m)	Lungh. dei <i>breakout</i> (m)	Intervallo di <i>breakout</i> (m)	Intervallo analizzato (m)	N. di <i>breakout</i>	S_{Hmin}	Q
1	4303	73	4290-2037	3099	12	N47°E±26°	D
2	4141	41	2783-1383	2604	30	N51°E±13°	C
3	3852	98	1449-835	1257	13	N44°E±14°	C
4	3494	119	3304-2560	2074	18	N72°E±18°	B
5	4300	32	4246-3617	778	10	N87°W±24°	C
6	4010	114	962-571	892	28	N43°E±24°	C
7	4012	143	3947-3226	791	28	N41°E±11°	B
8	5543	332	5500-4340	1807	40	N6°W±17°	B

Tabella 3.3.9 – Sintesi delle caratteristiche desunte dall'analisi dei *borehole breakout* nella Val d'Agri

In sintesi:

- qualità B: 3 pozzi;
- qualità C: 4 pozzi;
- qualità D: 1 pozzo;
- qualità E: 2 pozzi.

In totale sono stati analizzati 13302 m di *log* per una lunghezza complessiva di *breakout* pari a 7912 m. In Figura 3.3.18 sono riportate le direzioni medie dell' S_{hmin} per tutti i pozzi analizzati, suddivisi secondo i valori di qualità assegnati. Utilizzando solamente la direzione dell' S_{hmin} di questi otto pozzi si ottiene una direzione media intorno a $N48^{\circ}E \pm 25^{\circ}$ simile al tradizionale *trend* NE-SW. Probabilmente, questo *range* di variabilità nelle direzione dei *borehole breakout*, sia in pianta che in profondità, fa supporre che esse siano controllate dall'azione di un campo di *stress* locale e quindi i *breakout* risentono delle influenze di alcune strutture tettoniche locali. Solamente il pozzo 8 ha una direzione dell' S_{hmin} circa NS probabilmente legata alla presenza di importanti disturbi tettonici locali (è ubicato in corrispondenza di un grande sovrascorrimento).

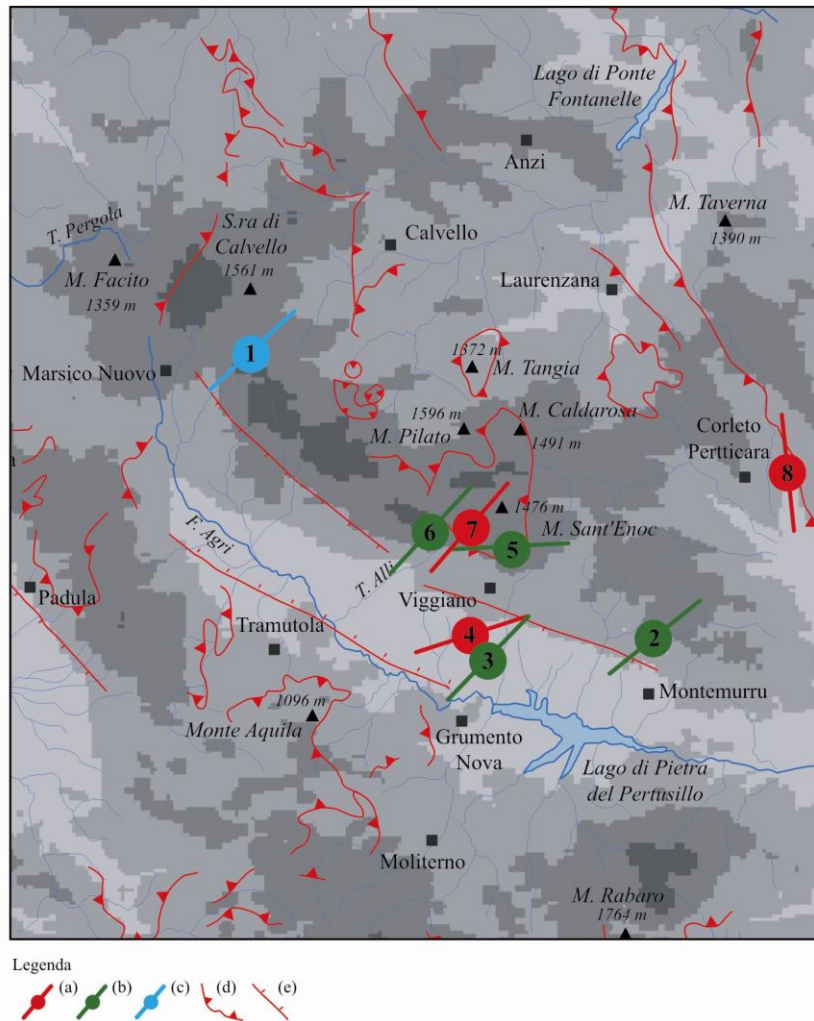


Figura 3.3.18 – Direzione dell' S_{hmin} medio dei borehole breakout. Legenda: sono rappresentati in rosso i pozzi di qualità B (a), in verde quelli di qualità C (b) mentre in blu i pozzi di qualità D (c); i sovrascorrimenti (d) e le faglie dirette di attività recente (e).

Inoltre, nella Figura 3.3.19 sono state inserite anche le direzioni dei pozzi desunti dalla letteratura (MONTONE *et al.*, 1995; AMATO *et al.*, 1995; AMATO & MONTONE, 1997; MONTONE *et al.*, 1997; MONTONE, *et al.*, 1999a; MARIUCCI *et al.*, 2002) ricadenti all’interno della catena campano-lucana. Il colore rosso rappresenta il dato analizzato in questo studio, mentre il blu i dati di letteratura. La grandezza dei simboli è proporzionata alla qualità del dato.

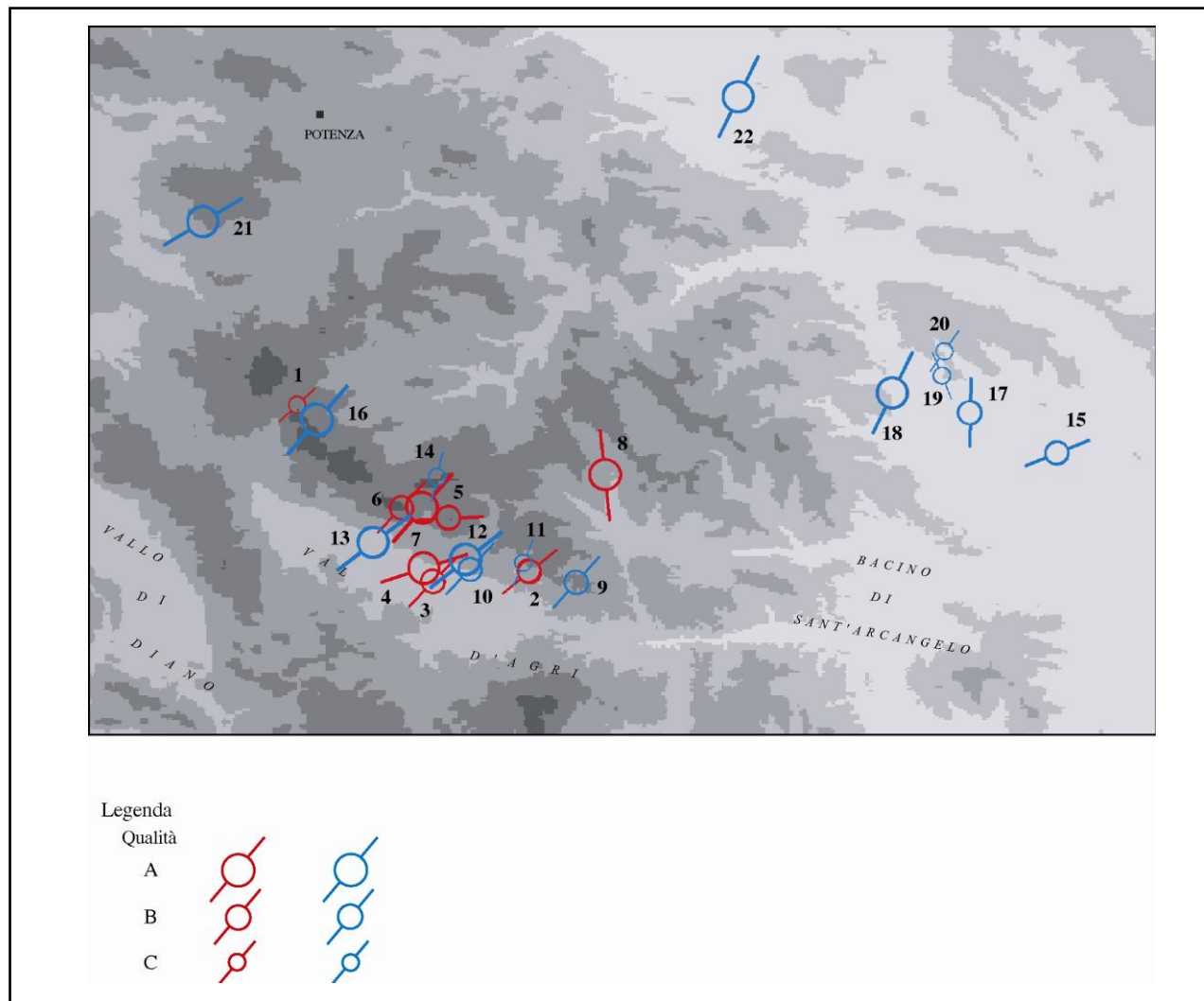


Figura 3.3.19 – Sono rappresentate le direzioni medie dell’ S_{hmin} dei *borehole breakout* sia dei dati nuovi (in rosso) che dei dati desunti da letteratura (blu). La grandezza dei simboli è proporzionale alla qualità del dato.

È stata calcolata la direzione media dell’ S_{hmin} solo con i dati di letteratura (Tabella 3.3.10a), considerando esclusivamente i *borehole breakout* che ricadono all’interno della catena campano-lucana, il valore trovato è circa $N39^{\circ}E \pm 19^{\circ}$ leggermente differente dalla media trovata utilizzando solamente i dati analizzati in questa tesi. Questa differenza potrebbe essere imputata all’esiguo numero di dati a disposizione per trovare la direzione media. Quindi, si è successivamente calcolata la direzione dell’ S_{hmin} avvalendosi di entrambi i data set che hanno permesso di trovare un valore medio di $N42^{\circ}E \pm 23^{\circ}$ molto simile a quella trovata da MONTONE *et al.* (1997) per l’Appennino meridionale $N44^{\circ}E \pm 20^{\circ}$. Inoltre, per identificare il meccanismo cinematico responsabile di tali

orientazioni sono stati visionati anche i dati desunti dai meccanismi focali dei terremoti. I dati di sismicità dell’Appennino campano-lucano sono concordi nell’indicare che questo settore è attualmente in fase di deformazione sismica attiva ed è concentrata in una fascia che corre a cavallo della catena di larghezza pari a 30-40 km. Il concentrarsi dell’attività sismica più rilevante in catena fa pensare che la deformazione sia limitata a questa ristretta fascia (quindi con una avanfossa stabile) oppure che questa sia accompagnata da una deformazione asismica dell’avanfossa. Per meglio vincolare il campo di *stress* attuale, sia a scala regionale che locale ($M \leq 4.5$), è stato fatto un confronto tra le direzioni dei *breakout* (di questo lavoro e di letteratura) e gli assi-T dei meccanismi focali disponibili in letteratura (Tabella 3.3.10b). In prima approssimazione, gli assi di compressione (P) e di tensione (T) dei meccanismi focali possono essere associati al σ_1 e σ_3 rispettivamente (ZOBACK, 1992). Se gli assi P e T sono entrambi prossimi all’orizzontale, il campo di *stress* viene definito trascorrente (o *strike-slip*, contraddistinto con la sigla “SS”). Se invece l’asse-T è sub-orizzontale e l’asse-P verticale il campo di *stress* è definito “NF” (*normal fault*), la situazione contraria (asse-T verticale e asse-P orizzontale) è caratteristica del regime compressivo (*thrust fault*, “TF”).

(A)

Pozzi	S_{hmin}	Deviazione standard	Qualità
1	273	24	C
2	43	24	C
3	354	11	B
4	174	17	B
5	51	13	C
6	44	14	C
7	47	26	D
8	72	18	B
9	42	24	C
10	43	22	C
11	23	20	D
12	52	11	B
13	53	11	B
14	13	33	D
15	68	10	C
16	41	12	B
17	1	13	C
18	26	13	B
19	158	21	D
20	35	31	D
21	59	11	B
22	26	14	B

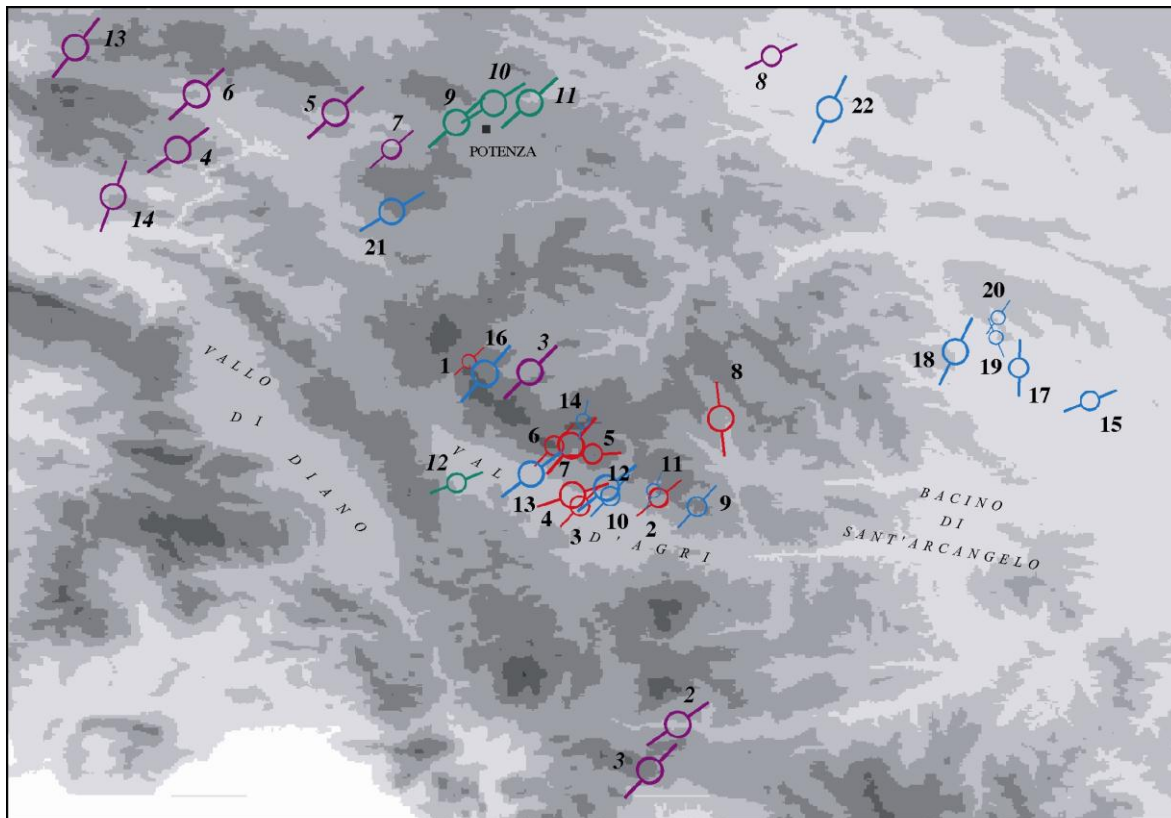
(B)

N	Lat (°N)	Lon (°E)	S_{hmin}	Qualità	Regime di stress	Profondità (km)	M	Data
1	40,03	15,98	44	B	NF	10	5,6	1998-09-09
2	40,08	16,01	55	B	NF	10	4,7	1988-01-08
3	40,46	15,85	45	B	NF	24	4,8	1980-05-14
4	40,70	15,47	54	B	NF	10	4,9	1980-11-25
5	40,74	15,64	47	B	NF	33	4,5	1981-11-29
6	40,76	15,49	47	B	NF	10	4,9	1996-04-03
7	40,70	15,70	229	C	NF	10	4,4	2002-04-18
8	40,80	16,11	245	C	NF	28	4,2	1978-09-24
9	40,73	15,77	48	B	SS	8	5,1	1991-05-26
10	40,75	15,81	238	B	SS	15	4,8	1990-05-05
11	40,75	15,85	228	B	SS	26	5,8	1990-05-05
12	40,34	15,77	248	C	SS	4	4,7	1971-11-29
13	40,81	15,36	38	B	NF	10	4,7	1982-08-15
14	40,65	15,40	20	B	NF	10	5,4	1980-11-25

Tabella 3.3.10: Data set dei borehole breakout (A) e dei meccanismi focali dei terremoti (B)

Dall'esame della Tabella 3.3.10b si nota la prevalenza di soluzioni per faglia normale (“NF”) e subordinatamente di tipo trascorrente (“SS”). Inoltre, gli assi di tensione tendono a disporsi secondo una direzione NE-SW (circa $N48^{\circ}E \pm 11^{\circ}$), che indica una generale estensione dell'area di catena in questa direzione. Mentre, per l'area dell'avanfossa ci sono pochi dati e gli unici si riferiscono agli eventi potentini del 1990 e 1991 (EKSTROM, 1994). Le soluzioni focali determinate per questi due terremoti, esaminate insieme alle repliche, indicano un movimento trascorrente sinistro su un piano E-W (Figura 3.3.20) associato ad un asse-T (σ_3) orizzontale, orientato NE-SW ed asse-P (σ_1) anch'esso orizzontale, con direzione NW-SE. Il confronto tra le direzioni degli assi-T degli eventi sismici con le direzioni dell' S_{hmin} dei borehole breakout, entrambi ricadenti all'interno dell'area campano-lucana, mostrano sostanzialmente accordo tra i due indicatori di stress e forniscono una direzione media del tensore di stress dell'area (σ_3) circa $N45^{\circ}E \pm 18^{\circ}$ (Figura 3.3.20).

L'analisi delle soluzioni focali permette, in alcuni casi, di associare alle direzioni orizzontali dello stress, determinate dai breakout, gli assi principali del tensore di stress e determinare, quindi, il tipo di regime tettonico in atto. Possiamo sicuramente affermare che l'area della Val d'Agri è caratterizzata principalmente da meccanismi focali distensivi e, quindi le direzioni dell' S_{hmin} e dell' S_{Hmax} dei breakout sono coincidenti con i due tensori dello stress principale σ_3 e σ_2 , rispettivamente. Il σ_v corrisponde al σ_1 ovvero al carico litostatico. Uno studio di dettaglio sulla determinazione dei tre tensori e sulla loro quantificazione sarà affrontato nel paragrafo successivo.



Legenda

Qualità	<i>Shmin</i> Breakout	Asse-T Meccanismi Focali
A		
B		
C		

Figura 3.3.20 – Sono rappresentate le direzioni medie dell’*Shmin* dei borehole breakout sia dei dati nuovi (in rosso) che dei dati desunti da letteratura (in blu) e la direzione degli assi-T dei meccanismi focali (verde è rappresentato il regime strike-slip; in viola regime di normal fault) desunti dalla letteratura. La grandezza dei simboli è proporzionale alla qualità del dato.

3.4 TEST DI LEAK-OFF

3.4.1 INTERPRETAZIONE DEL TEST DI LEAK-OFF

Attualmente in Italia non è stato ancora possibile quantificare lo *stress in situ* in profondità. In questo lavoro abbiamo cercato di contribuire alla sua definizione attraverso l’analisi dei *test di Leak-off* eseguiti nelle perforazioni profonde (Paragrafo 2.4). Questa tecnica è molto diffusa nel mondo e ultimamente anche in Italia. Essa permette di quantificare lo *stress* attraverso la determinazione della pressione dei fluidi che le pareti del foro possono sopportare prima di fratturarsi. La pressione di *Leak-off* è considerata una valida stima del valore dello *stress* orizzontale minimo (S_{hmin}). Il primo studio in Italia per quantificare lo *stress* nei pozzi profondi ha fornito dei risultati stimolanti relativi alla determinazione della grandezza delle componenti principali del tensore e sul regime di *stress*, differente nei tre grandi settori dell’Appennino (Grafico 3.4.1; MONTONE *et al.*, 1999b).

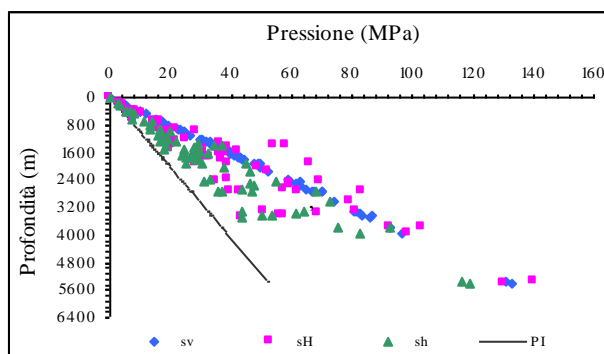


Grafico 3.4.1 – Distribuzione dei tre tensori dello *stress* e della pressione idrostatica in profondità di 66 prove di *Leak-off* eseguite in 43 pozzi profondi (MONTONE *et al.*, 1999).

Sono stati analizzati i dati relativi a 7 test di leak-off eseguiti in 5 perforazioni ubicate nell'Appennino campano-lucano. In una di queste perforazioni (Pozzo 4) è stata anche eseguita l'analisi di *breakout*, presentata nel paragrafo 3.3.2.

DATI DEL TEST DI LEAK-OFF

N	Profondità (m)	M_w (g/cm^3)	P.St (kg/cm^2)	EMW (g/cm^3)
15	2752	1.17	2.604	1.306
16	1908	1.13	-	1.710
17	1387	1.10	13.650	2.500
"	1391	1.10	15.050	2.650
18	2460	1.11	40.600	1.270
"	3405	1.25	7.350	1.560
19	2763	1.16	150.50	1.700

Tabella 3.4.1 – Dati relativi ai *test di Leak-off* (numeri identificativi come in Fig. 3.4.1)

Nella tabella 3.4.1 la profondità è relativa all'esecuzione del *test*; M_w rappresenta la densità del fango, P.St. è la pressione in superficie al *Leak-off* mentre EMW è il peso equivalente del fango al *Leak-off*. I pozzi nei quali è stata effettuata l'analisi dei *Leak-off* sono presentati nella Figura 3.4.1, distinti a seconda del regime di *stress* individuato.

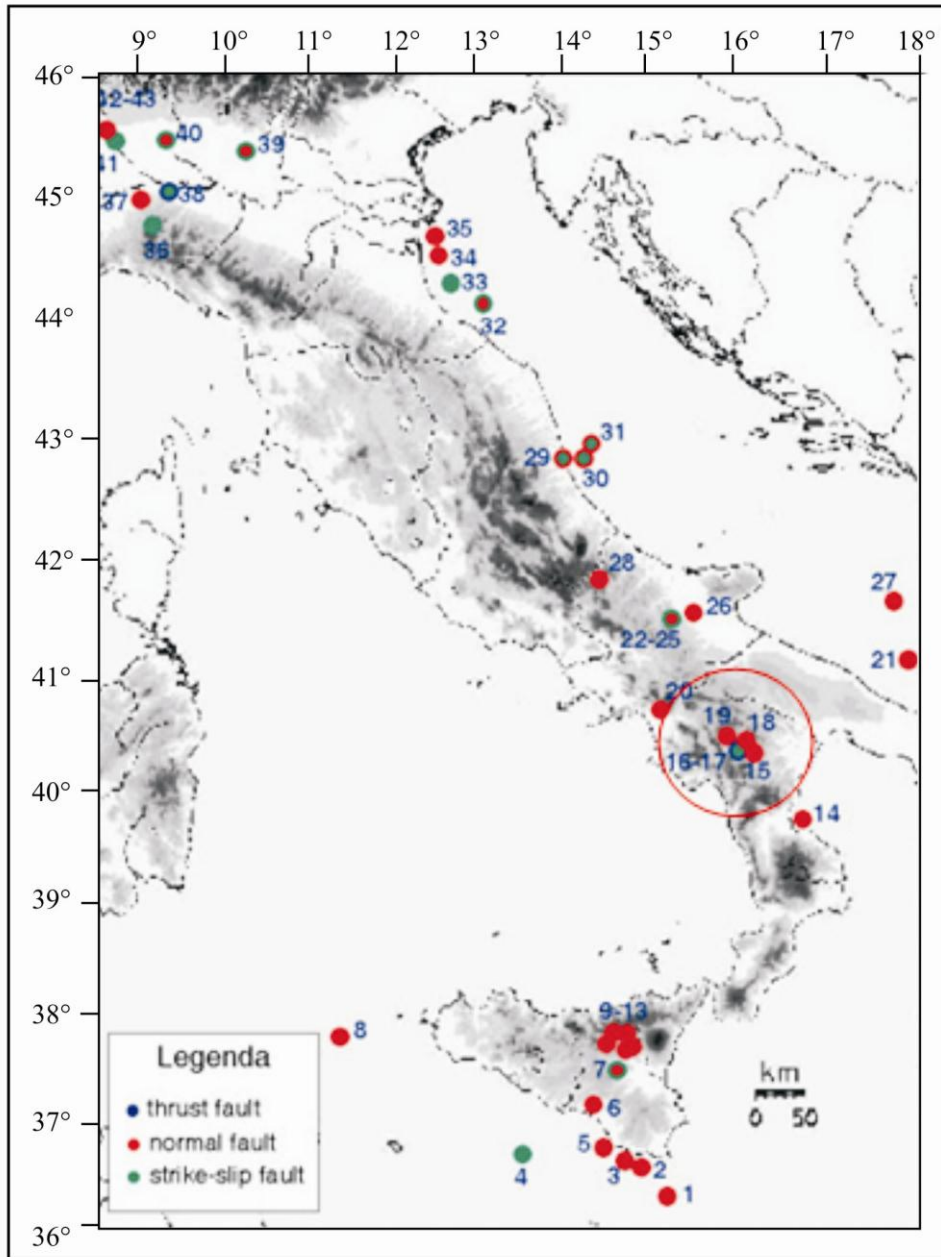


Figura 3.4.1 – Distribuzione in pianta delle perforazioni in cui sono stati eseguiti i test di Leak-off. All'interno del cerchio rosso sono ubicati quelli relativi a questo lavoro.

La componente verticale dello *stress* (σ_v) relativa ad ogni singola perforazione è stata quantificata utilizzando i valori della *density log*. Il calcolo del σ_v sarà dato dalla somma di due contributi. Il primo è relativo al solo carico litostatico (γ_{dry}) di una parte del pozzo al di sopra del livello del mare, secondo l'equazione:

$$P = \int \gamma_{dry} * g * z \tag{1}$$

dove P è la pressione verticale, ρ ($=\gamma_{dry}$) è la densità dei litotipi, g è l’accelerazione di gravità e z è la profondità (m). Il secondo calcolo è relativo alla porzione al di sotto del livello marino e sarà dato dalla seguente equazione:

$$P = \gamma_{sat} * g * z \quad (2)$$

con $\gamma_{sat} = (1-n)\gamma_s + n\gamma_w$, dove γ_s è la densità delle rocce attraversate, γ_w è la densità dell’acqua mentre n è il rapporto tra il volume dei vuoti su il volume totale ($n=V_v/V$).

Successivamente sono stati calcolati i valori dell’ S_{hmin} e dell’ S_{Hmax} secondo le seguenti equazioni:

$$S_{hmin} = P_{leak-off} + (M_w * h) \quad (3)$$

$$S_{Hmax} = 2(S_{hmin}) - P_o \quad (4)$$

I risultati sono presentati nella Tabella 3.4.2 (relativi al solo Appennino meridionale) e nel Grafico 3.4.1

RISULTATI DEL TEST DI LEAK-OFF					
N	Prof. (m)	S_v (MPa)	S_{Hmax} (MPa)	S_{hmin} (MPa)	Regime di stress
15	2752	70.1	39.6	35.9	NF
16	1908	48.6	66.0	45.0	SS
17	1387	35.3	54.1	37.7	SS
"	1391	35.4	58.5	-	TF
18	2460	62.7	35.3	31.2	NF
"	3405	86.7	57.4	50.0	NF
19	2763	70.4	62.0	47.0	NF

Tabella 3.4.2 – Risultati del test di Leak-off: sono riportati i valori in MPa dei tre tensori dello stress ed il regime di stress associato: (NF normal fault; SS strike-slip fault e TF thrust reverse fault)

A seconda del valore dei tre tensori (σ_1 ; σ_2 e σ_3) è stato possibile attribuire il tipo di regime di stress (secondo la definizione di ANDERSON, 1951). Se $S_v > S_{Hmax} > S_{hmin}$ ovvero $\sigma_1 = S_v$, $\sigma_2 = S_{Hmax}$ e $\sigma_3 = S_{hmin}$ il regime è *normal faulting*; se $S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$ ovvero $\sigma_1 = S_{Hmax}$, $\sigma_2 = S_v$ e $\sigma_3 = S_{hmin}$ *strike-slip faulting* e se $S_{Hmax} > S_{hmin} > S_v$ ovvero $\sigma_1 = S_{Hmax}$, $\sigma_2 = S_{hmin}$ e $\sigma_3 = S_v$ il regime è *thrust o reverse faulting*. Sono stati eseguiti due grafici relativi alle due perforazioni caratterizzate da almeno due test di Leak-off ognuna, per osservare l’andamento dei tensori in profondità. Dall’analisi della Tabella 3.4.2 e dal Grafico 3.4.2 si osserva chiaramente che il regime di stress normale si imposta sicuramente ad una profondità superiore a 2400 m in tutte le perforazioni. Mentre le porzioni più “superficiali” sembrano essere caratterizzate sia da un regime di tipo *strike-slip* che *thrust fault*.

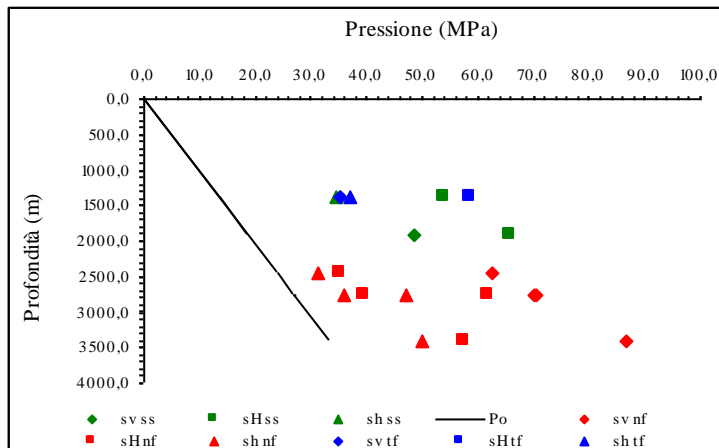


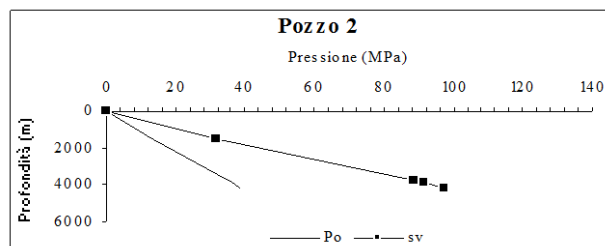
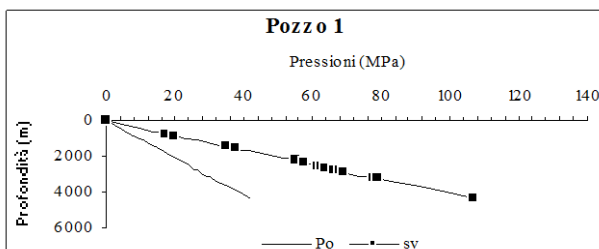
Grafico 3.4.2 – Rappresentazione della distribuzione dei tre tensori di stress e della pressione idrostatica in profondità. In rosso è rappresentato il regime normale; in verde *strike-slip* e in blu *thrust fault*.

In Tabella 3.4.3 sono presentati i valori del S_v calcolati anche relativi alle perforazioni analizzate nel con il metodo *breakout* (Paragrafo 3.3.2).

N	Prof. (m)	S_v (MPa)
1	4303	107
2	4141	98
3	3852	94
4	3494	86
5	4300	103
6	4010	97
7	4012	96
8	5543	130

Tabella 3.4.3 – Dati relativi alla quantificazione del S_v nelle perforazioni in cui è stata effettuata l'analisi di *breakout*

I valori del S_v inseriti in tabella si riferiscono al fondo pozzo.



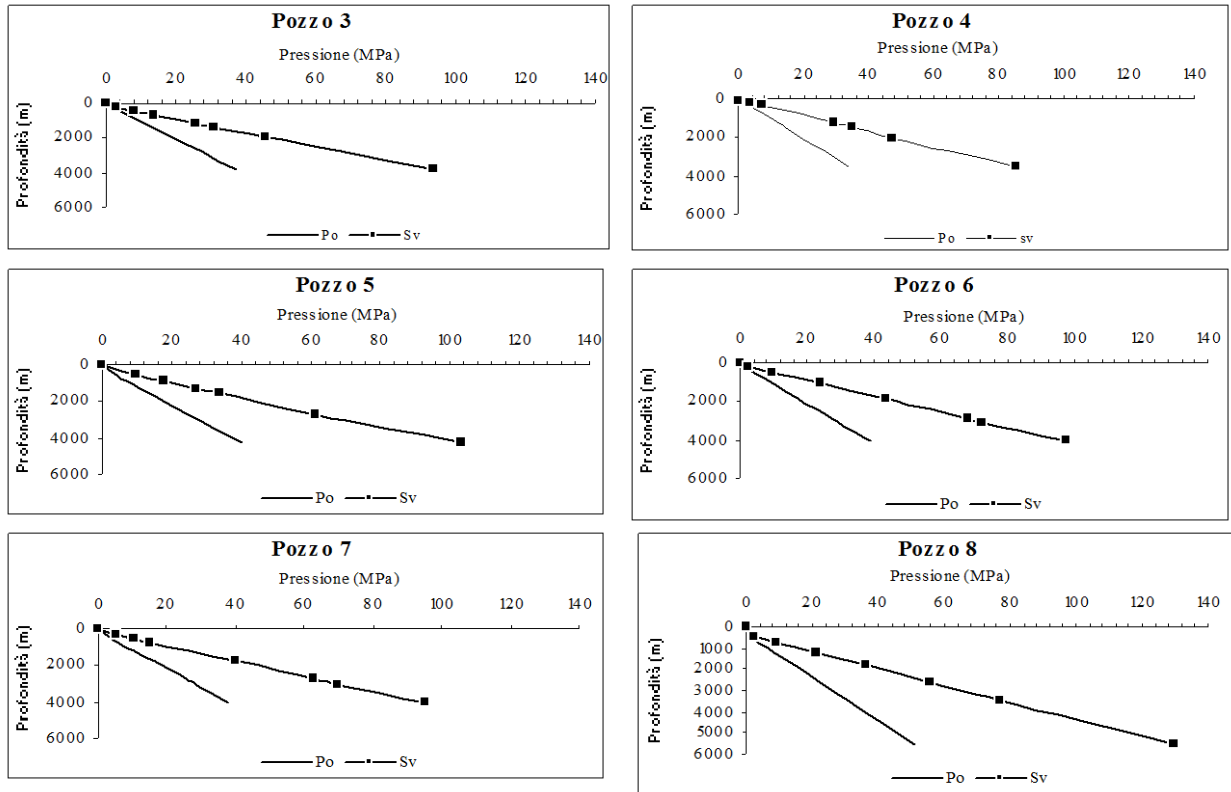


Grafico 3.4.3 – Sono rappresentati gli andamenti della pressione di poro e del S_v di ogni singolo pozzo esaminato con la tecnica dei *breakout*.

Tra tutti i pozzi non si osservano grosse differenze di pressione, esse sono pari mediamente a ~ 10 MPa, alla medesima profondità (6000 m). Tranne il Pozzo 5 caratterizzato da una differenza del S_v rispetto alle perforazioni limitrofe di circa 30 MPa.

Purtroppo non è stato possibile ottenere valori sugli altri due sforzi principali, ma già la conoscenza dell'andamento del S_v può essere molto utile sempre in termini di pericolosità sismica. I valori delle altre due rette relative agli sforzi massimi (S_{Hmax}) e minimi orizzontali (S_{Hmin}) devono comunque essere compresi tra la retta rappresentativa della pressione idrostatica e quella del S_v (Grafico 3.4.3), poiché il regime tettonico è di tipo "normal fault", come ricavato da altri indicatori di stress.

3.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI

3.5.1 RISULTATI E DISCUSSIONE DEL MODELLO STATISTICO

In questo paragrafo applichiamo le tecniche statistiche descritte in precedenza all'area *test* dell'Appennino campano-lucano caratterizzata da un grande potenziale sismico ($M \geq 5.5$).

Per applicare le metodologie statistiche è stato necessario considerare un'area più vasta per avere un maggior numero di dati sia di sismicità sia geologico-strutturali.

La macroarea d'interesse è stata suddivisa in una serie di *box* solo in base all'assetto geologico-strutturale con geometria irregolare e dimensioni differenti delle singole *box* (Figura 3.5.1).

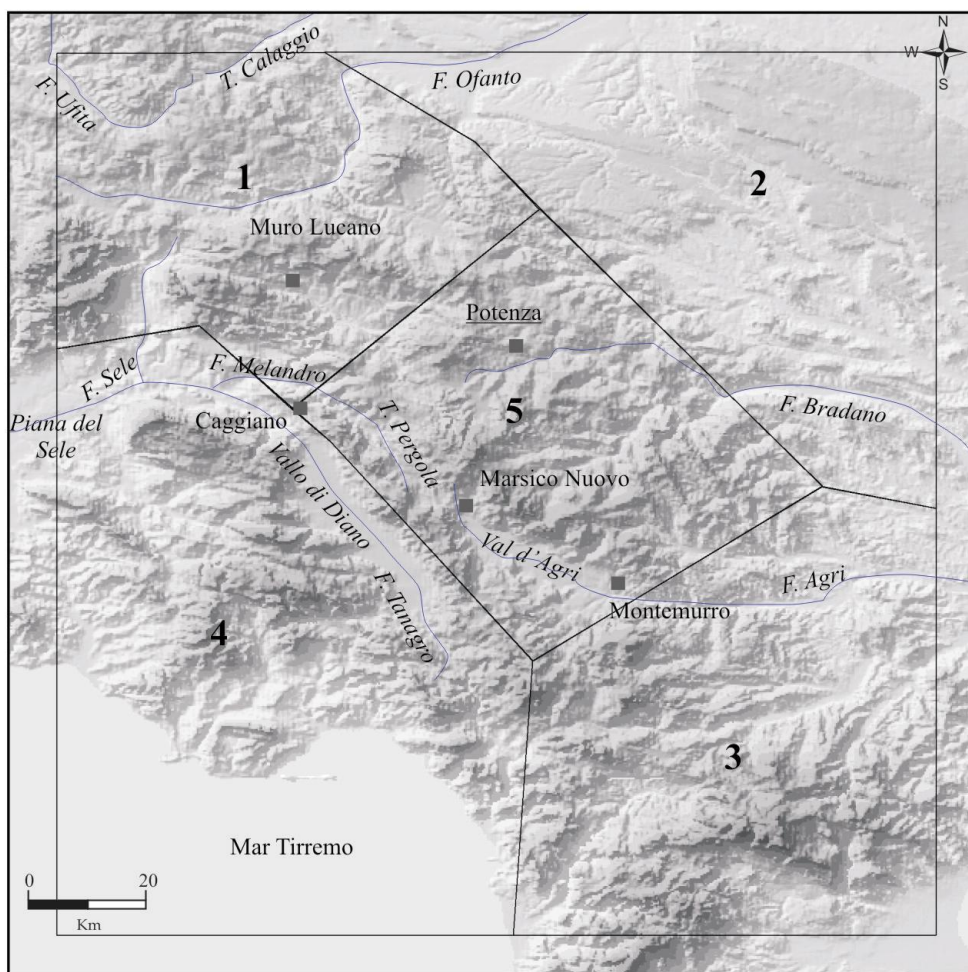


Figura 3.5.1 – Rappresentazione della griglia dell'Appennino campano-lucano suddiviso in box.

3.5.2 DATI APPLICAZIONE E RISULTATI

Sono stati analizzati i dati di sismicità del Catalogo CPTI (1999) dal 1200 alla fine del Catalogo con $M \geq 4.5$ (Figura 3.5.2, Tabella 3.5.1) inserendo anche 3 “repliche” dell’Appendice B.

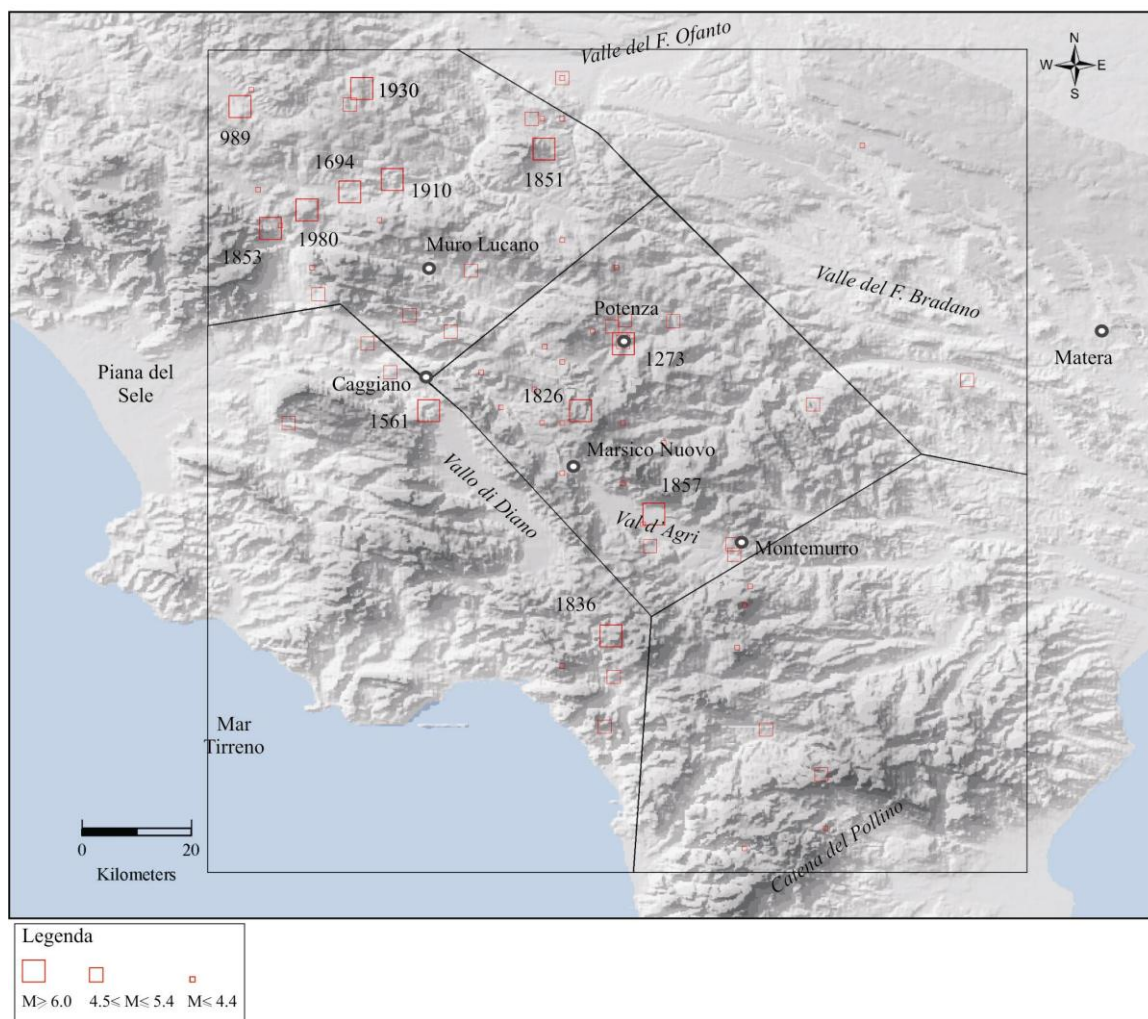


Figura 3.5.2 – Carta della distribuzione della sismicità ($M \geq 4.5$) dal CPTI (1999). Le date si riferiscono solo ai terremoti di $M \geq 6.0$

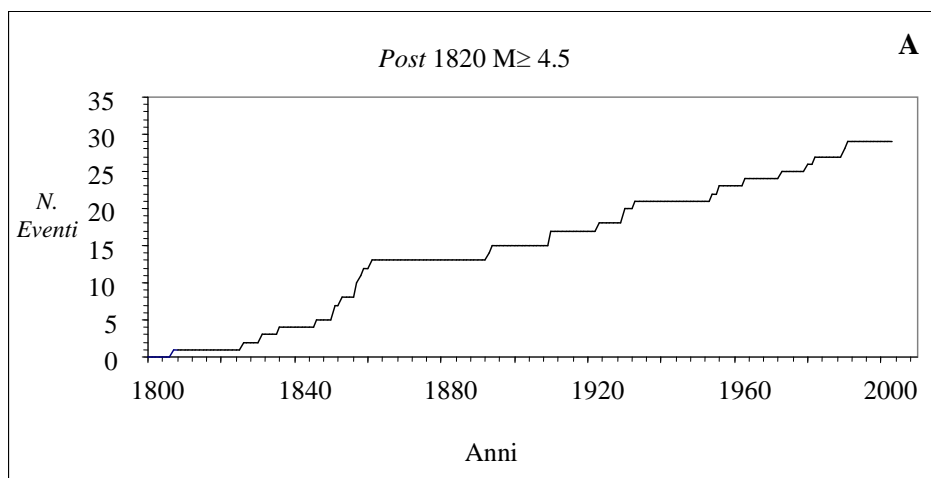
Luogo	Lat	Long	Anno	Mese	Giorno	Ora	Min	Sec	Imax	Io	M
Irpinia	41.020	15.170	989	10	25				95	90	6.0
Potenza	40.630	15.800	1273						85	85	5.8
Castelcivita	40.500	15.250	1461	6						70	4.8
Buccino	40.630	15.380	1561	7	31	18	40		90	80	5.5
Vallo di Diano	40.520	15.480	1561	8	19	14	10		100	95	6.4
Irpinia-Basilicata	40.880	15.350	1694	9	8	11	40		110	105	6.9
Pollino	39.922	16.126	1708	1	26				75	75	5.5
Tramutola	40.297	15.845	1807	11	11				70	70	4.8
Basilicata	40.520	15.730	1826	2	1	16			90	80	5.6
Lagonegro	40.082	15.785	1831	1	2	14	7		80	80	5.2
Basilicata merid.	40.150	15.780	1836	11	20	7	30		90	80	5.8
Campomaggiore	40.530	16.113	1846	8	8				65	65	5.0

Tabella 3.5.1 – Terremoti storici $M \geq 4.5$

segue Tabella 3.5.1

Melfi	41.000	15.650	1851	8	14	14	40		85	75	5.4
Basilicata	40.950	15.670	1851	8	14	13	20		100	95	6.3
Irpinia	40.820	15.220	1853	4	9	12	45		90	90	5.9
Montemurro	40.300	15.980	1857	12	26	5			75	75	5.1
Basilicata	40.350	15.850	1857	12	16	21	15		110	105	7.0
Ricigliano	40.750	15.550	1858	8	6	12	15			70	4.8
Vietri	40.650	15.517	1859	2	4					65	4.6
Potenza	40.633	15.800	1861	11	19					65	4.6
Auletta	40.583	15.417	1893	1	25	11	21			70	4.8
Pollino	39.995	16.035	1894	5	28	20	15		70	70	4.7
Montemurro	40.283	15.983	1910	10	3	11	4	12		65	4.6
Irpinia-Basilicata	40.900	15.420	1910	6	7	2	4		90	85	5.8
Muro Lucano	40.677	15.449	1923	11	8	12	28		60	60	4.6
S. Nicola	41.067	15.700	1930	11	6	21	56			65	4.6
Irpinia	41.050	15.370	1930	7	23	0	8		100	100	6.7
Bisaccia	41.023	15.351	1933	3	7	14	39		60	60	4.8
Pietragalla	40.667	15.883	1954	8	6	19	21	12		60	5.0
Grassano	40.570	16.366	1956	1	9	0	44		70	65	4.6
Tito	40.658	15.782	1963	2	13	12	45		70	70	5.0
Vietri	40.650	15.517	1973	8	8	14	36	26		50	4.5
Irpinia-Basilicata	40.850	15.280	1980	11	23	18	34	52	100	100	6.9
Golfo Policastro	40.000	15.770	1982	3	21	9	44	1	75	75	5.0
Basilicata	40.711	15.299	1990	5	5	7	21		75	70	5.1
Basilicata	40.668	15.803	1991	5	26	12	26		70	65	4.8

È stata inizialmente fatta la cumulativa di tutti gli eventi a partire dall'anno 1200 senza alcuna limitazione di magnitudo, ma si è notato un andamento non rettilineo. Il Catalogo appare completo dal 1820 per $M \geq 4.5$. Per il lavoro sono state considerate le cumulative del 1820 con $M \geq 4.5, 5.0$ e 5.5 (Grafico 3.5.1).



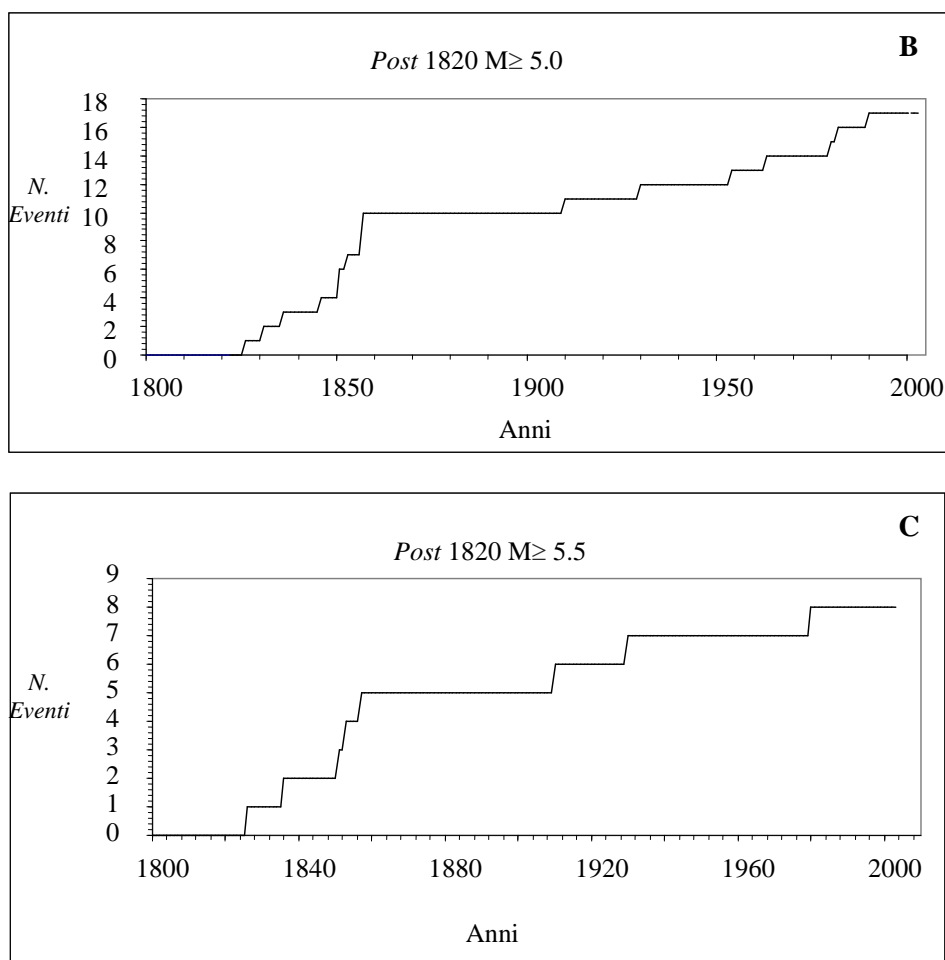


Grafico 3.5.1 – Curve cumulative degli eventi con diverse magnitudo di soglia e finestra temporale che parte dal 1820

Per quanto riguarda le faglie attive quaternarie (orientazione e cinematica), dirette responsabili della sismicità attuale delle aree, sono stati presi in considerazione due tipi di *data base*:

1. Il DATA BASE OF POTENZIAL SOURCE FOR EARTHQUAKES LARGER THAN $M \geq 5.5$ IN ITALY (VALENSISE & PANTOSTI, 2001) in cui gli Autori, partendo dal solo dato sismologico, individuano le sorgenti sismogeniche responsabili dei terremoti di $M \geq 5.5$, caratterizzandone la geometria e la cinematica (Tabella 3.5.2).
2. IL PROGETTO 5.1.2 “INVENTARIO DELLE FAGLIE ATTIVE E DEI TERREMOTI AD ESSE ASSOCIABILI” (GALADINI *et al.*, 2000), in cui gli Autori propongono uno schema strutturale completo anche di quelle strutture alle quali può essere associato un evento non inserito nel Catalogo per limiti temporali ma “attive e recenti” in senso geologico. Questi dati provengono da analisi geomorfologiche e geologiche del Quaternario e propongono associazioni tra eventi e faglie (Tabella 3.5.3).

Area	Lunghezza (Km)	Larghezza (Km)	Strike	Dip	Rake	Prof. Min (km)	Prof. Max (km)	Qualità
Valle dell'Ufita	26	14.7	308	60	270	1	13.7	C
Irpinia sud	38	15	310	60	270	1	14.0	A
Melandro-Pergola	17.9	11.3	317	60	270	1	10.8	C
Val d'Agri	23	13.5	316	60	270	1	12.7	B
Valle del Mercure	22	12.7	335	60	270	1	12.0	C

Tabella 3.5.2 – Elenco delle caratteristiche delle box sismogeniche di PANTOSTI & VALENSISE (2001).

Nome	Lunghezza del sistema (Km)	Slip rate verticale (mm/a)	Slip rate verticale minimo (mm/a)	Attività recente e cronologia
Valle Ufita sud	22	0.2		Peistocene sup.-Olocene
Valle dell'Ofanto	20	0.5		Peistocene sup.-Olocene
Torrente Matinella	12	<0.1		Peistocene medio-Olocene?
Gravina di Puglia	35	<0.1		Peistocene medio-Olocene?
M. Cervaro	20			
Santeramo in Colle	14	<0.1		Peistocene medio-Olocene?
Irpinia	30	0.2-0.4		Olocene
Valle del Tanagro	15	0.7-0.25		Tardo Pleistocene medio-Olocene?
Vallo di Diano	43	0.5-1.0		Quaternario
M. Alburno	28			
Val d'Agri	34	1		Olocene
Lagonegro	21		0.2	Quaternario
Mercure	20	0.5		Olocene
Pollino	20	0.5		Olocene

Tabella 3.5.3 – Elenco delle caratteristiche delle strutture sismogeniche secondo il data base di GALADINI *et al.* (2000)

Come si può osservare nella Figura 3.5.3 e nelle Tabelle 3.5.2 e 3.5.3 l'opinione dei diversi Autori non è concorde sull'attività e sulla geometria di alcune strutture. Le strutture della Val d'Agri e del Pollino-Mercure sono di incerta definizione sia geometrica, che cinematica e temporale. Consenso unanime per l'area irpina e Vallo di Diano, mentre il bacino del Melandro-Pergola è in via di definizione.

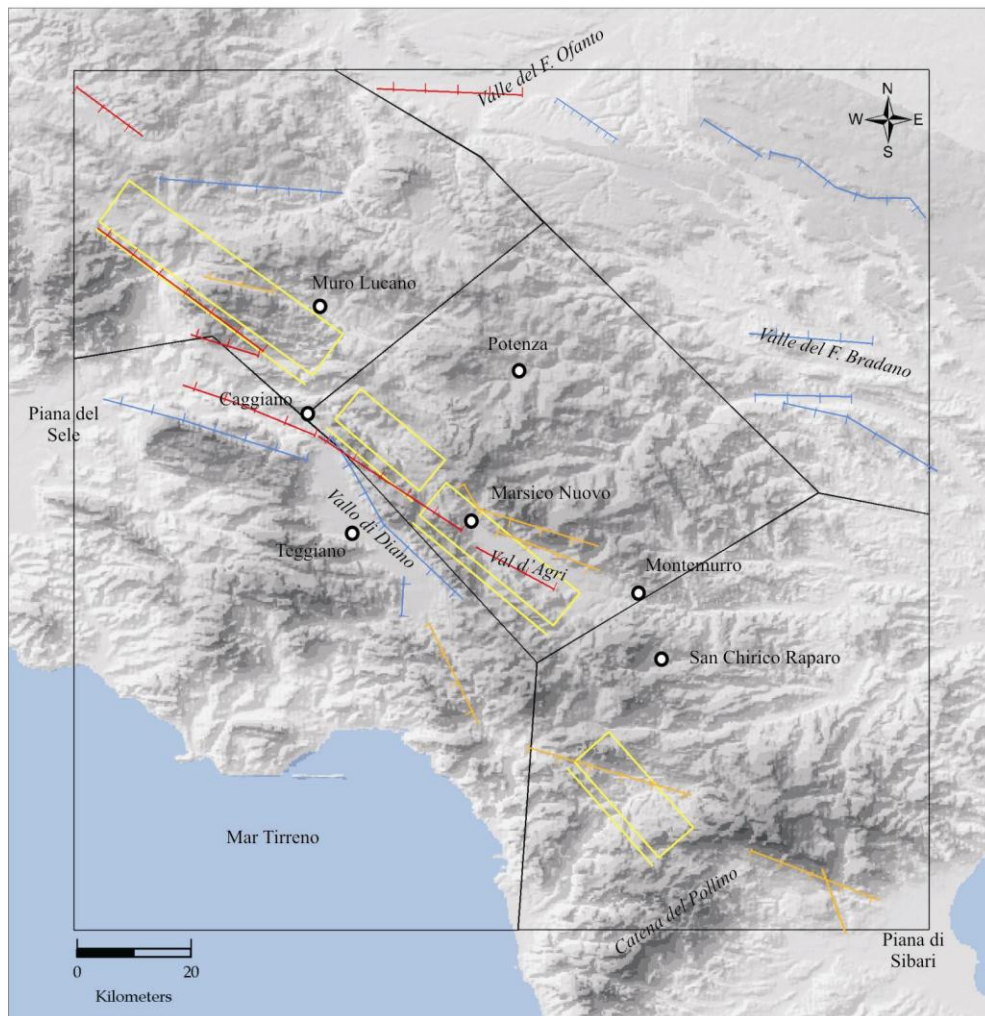


Figura 3.5.3 – Carta delle faglie attive in Appennino campano-lucano. Le faglie rosse sono quelle per le quali sono disponibili dati sull’attività nel Pleistocene sup.-Olocene; le blu quelle per le quali è evidente sono un’attività quaternaria; le gialle scuro quelle per le quali non c’è consenso unanime (GALADINI *et al.*, 2000). Le scatole gialle rappresentano le strutture sismogeniche secondo VALENSISE & PANTOSTI (2001).

Per quanto riguarda i dati relativi all’analisi di *Breakout*, del Test di *Leak-off* e dei meccanismi focali per conoscere l’orientazione ed il regime del campo di *stress* attivo, c’è un ottimo accordo tra i dati (circa 53) definendo un campo di *stress* normale orientato $N44^{\circ} \pm 20^{\circ}$ (MONTONE *et al.*, 1999; Figura 3.5.4 e Tabella 3.5.4).

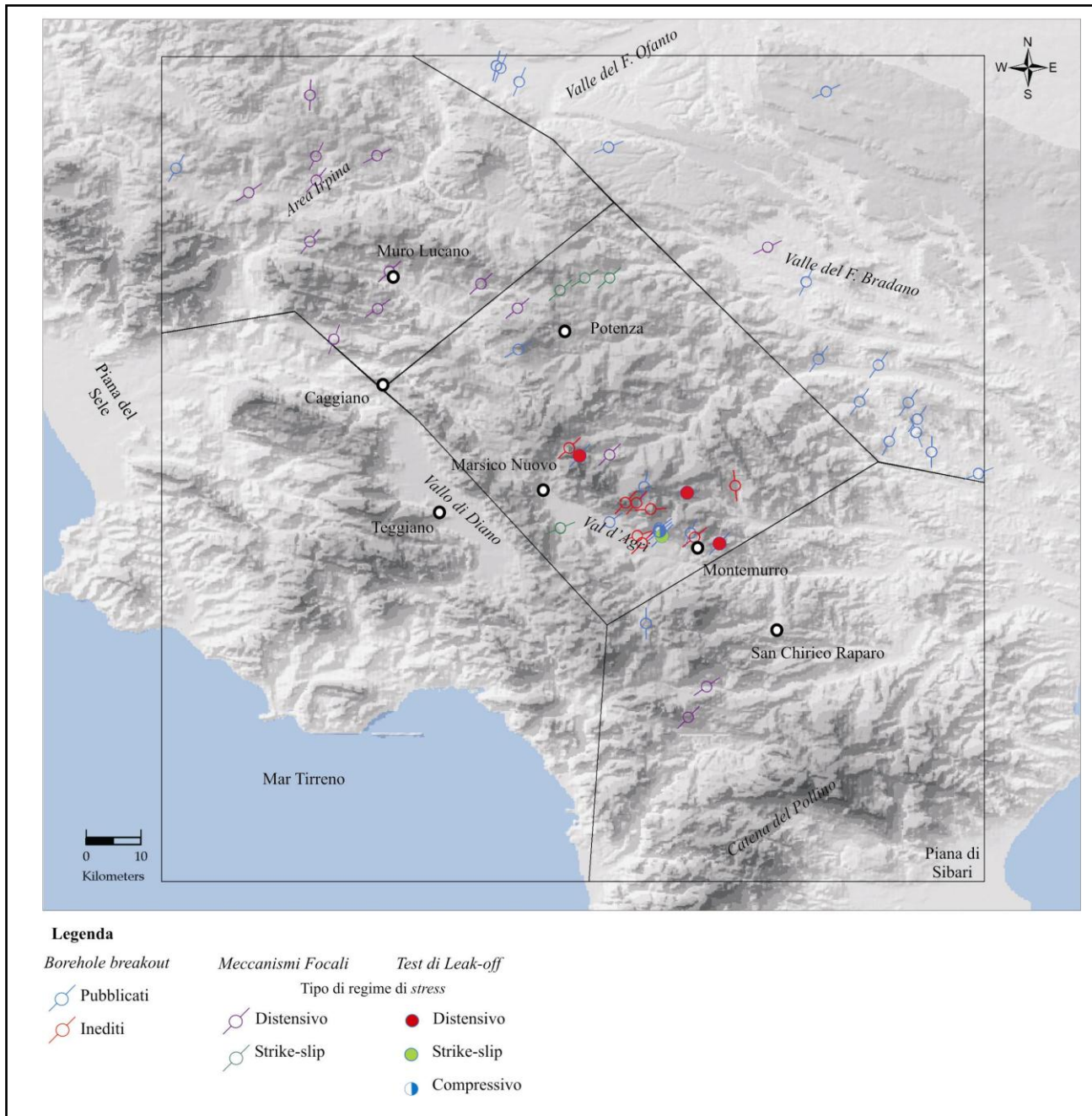


Figura 3.5.4 – Carta del campo di *stress* dedotto dai dati dell' S_{nmin} dei *borehole breakout* (in blu sono riportati i dati desunti dalla letteratura mentre in rosso i dati presentati nel paragrafo 3.1.3) e dagli assi-T dei meccanismi focali (CMT; in viola è rappresentato il regime di *stress* estensionale e in verde quello *strike-slip*).

Borehole Breakout

Pozzi	Lat	Long	Shmin	sd	Qualità
1	40.184	15.91			E
2	40.315	16.031	42	24	C
3	40.327	15.937	43	22	C
4	40.332	15.984	23	20	D
5	40.335	15.933	52	11	B
6	40.341	15.933			E
7	40.35	15.851	53	11	B
8	40.408	15.908	13	33	D
9	40.429	16.455	68	10	C
10	40.459	15.802	41	12	B
11	40.465	16.378	1	13	C
12	40.483	16.309	26	13	B
13	40.497	16.353	158	21	D
14	40.519	16.355	35	31	D
15	50.527	16.345			E
16	40.546	16.34			E
17	40.547	16.26			E
18	40.607	16.291			E
19	40.617	16.193			E
20	40.633	15.701	59	11	B
21	40.744	16.173	26	14	B
22	40.93	15.141	30	19	C
23	40.964	15.849	68	12	B
24	41.056	16.205	64	25	C
25	41.071	15.703	23	10	B
26	41.094	15.673			E
27	41.098	15.666	13	23	D

Meccanismi Focali

N.	Data	Lat	Lon	Shmin	Regime	Prof. (Km)	M	Qualità
1	1998-09-09	40.03	15.98	44	NF	10	5.6	B
2	1988-01-08	40.08	16.01	55	NF	10	4.7	B
3	1971-11-29	40.34	15.77	248	SS	4	4.7	C
4	1980-05-14	40.46	15.85	45	NF	24	4.8	B
5	1980-11-25	40.65	15.40	20	NF	10	5.4	B
6	1980-11-25	40.70	15.47	54	NF	10	4.9	B
7	2002-04-18	40.70	15.70	229	NF	10	4.4	C
8	1991-05-26	40.73	15.77	48	SS	8	5.1	B
9	1981-11-29	40.74	15.64	47	NF	33	4.5	B
10	1990-05-05	40.75	15.81	238	SS	15	4.8	B
11	1990-05-05	40.75	15.85	228	SS	26	5.8	B
12	1996-04-03	40.76	15.49	47	NF	10	4.9	B
13	1978-09-24	40.80	16.11	245	NF	28	4.2	C
14	1982-08-15	40.81	15.36	38	NF	10	4.7	B
15	1980-11-24	40.89	15.26	55	NF	10	5.0	B
16	1980-11-23	40.91	15.37	39	NF	10	6.9	B
17	1981-01-16	40.95	15.37	27	NF	15	5.2	B
18	1987-01-28	40.95	15.47	63	NF	10	4.5	B
19	1930-07-23	41.05	15.36	2	NF		6.7	C

Tabella 3.5.4 - Dati relativi alla determinazione del campo di *stress* (orientazione e regime) attraverso l'analisi dei *borehole breakout*, dei meccanismi focali e del *Test di Leak-off*.

segue Tabella 3.5.4

Test di Leak-off

Pozzi	Lat	Lon	Prof (km)	Regime	σ_v (MPa)	σ_H (MPa)	σ_h (MPa)
1	40.315	16.031	2.752	NF	70.1	39.6	35.9
2	40.327	15.937	1.908	SS	48.6	66.0	45.0
3	40.335	15.933	1.388	SS	35.3	54.1	34.7
"			1.392	TF	35.4	-	36.9
4	40.398	15.978	2.460	NF	62.7	35.3	31.2
"			3.405	NF	86.7	57.4	50.0
5	40.459	15.802	2.763	NF	70.4	62.0	47.0

3.5.2a Parametri

Tutti i dati appena descritti, ricavati per ogni singola box, sono stati insigniti di un codice numerico (Tabella 3.5.5) secondo la legenda proposta nella Tabella 3.5.6.

N. box	Regime tettonico	Strike asse-T	N. strutture sismogeniche	N. faglie	Strike faglie	Strike breakout	Storica 1820 M \geq 4.5	Q box
1	2	2	1	5	2	2	7	2
2	1	1	1	6	2	2	0	1.5
3	2	1	1	3	1	1	1	1.5
4	1.5	1.5	1	5	1	1	3	1.5
5	1	2	1	3	2	2	3	1

Tabella 3.5.5 – Per ogni singola box sono forniti i codici per ogni singolo parametro geofisico e geologico considerato.

<u>LEGENDA DEI PARAMETRI</u>	Omogeneo	Non definibile	Disomogeneo	> 1	Non definibile	=1
Regime tettonico	2	1.5	1			
Strike del regime tettonico	2	1.5	1			
Strutture sismogenetiche				2	1.5	1
Strike faglie	2	1.5	1			
Strike dei breakout	2	1.5	1			
Qualità Box	2	1.5	1			

Tabella 3.5.6 – Legenda dei Parametri associati ai dati geologico-strutturali e geofisici

Tutti questi codici e parametri sono stati inseriti e successivamente elaborati dal programma stesso. Per ogni parametro è stata evidenziata la sua significatività ed influenza sull’occorrenza dei terremoti per ogni singola *box*. Il risultato è riportato nella Tabella 3.5.7. Come esempio è stato riportato il valore di β riferito al parametro λ (che rappresenta il tasso di sismicità di ogni *box*):

Anno	Magnitudo	Parametro β	Errore associato	N. dati	Aree considerate	N. dati analizzato
1820	≥ 4.5	76	± 78	36	3	32
1820	≥ 5.0	-7	± 170	22	3	21
1820	≥ 5.5	100	± 165	14	3	13

Tabella 3.5.7 – Risultati della elaborazione non-parametrica multivariata

Nessun parametro geofisico e geologico-strutturale di ogni singola *box* è risultato significativo; gli errori associati ai diversi β sono confrontabili con i loro β relativi. Neanche il parametro λ , è risultato importante, a differenza di quello che si è trovato a livello nazionale applicando la medesima tecnica (FAENZA *et al.*, 2003).

Si deduce che i parametri geologici e geofisici non influiscono in modo determinante sulla sismicità ed indicano un comportamento tettonico-sismologico simile in tutte le *box*. Il carattere di omogeneità della macroarea permette di stimare l’*Hazard* mediante il metodo TANNER & WONG (1984).

Come abbiamo visto nel Paragrafo 2.5.3 per applicare la tecnica TANNER & WONG (1984) si utilizzano i tempi di inter-evento su un campione omogeneo. Questo metodo permette di conoscere l’*Hazard Function* (Grafico 3.5.2) ed è stato applicato al *data set* ritenuto più consistente con la finestra temporale che parte dal 1820 con eventi di $M \geq 4.5$. Dall’analisi del Grafico 3.5.2 è possibile osservare che la sismicità dell’Appennino campano-lucano *clusterizza* e la sua durata è più di 10 anni. Il risultato è alquanto sorprendente poiché tale tempo è di gran lunga superiore ai tempi di clusterizzazione per la sequenza di *aftershocks* (di solito pochi mesi). La presenza della clusterizzazione è legata, probabilmente, all’interazione esistente tra i vari sistemi di faglie adiacenti.

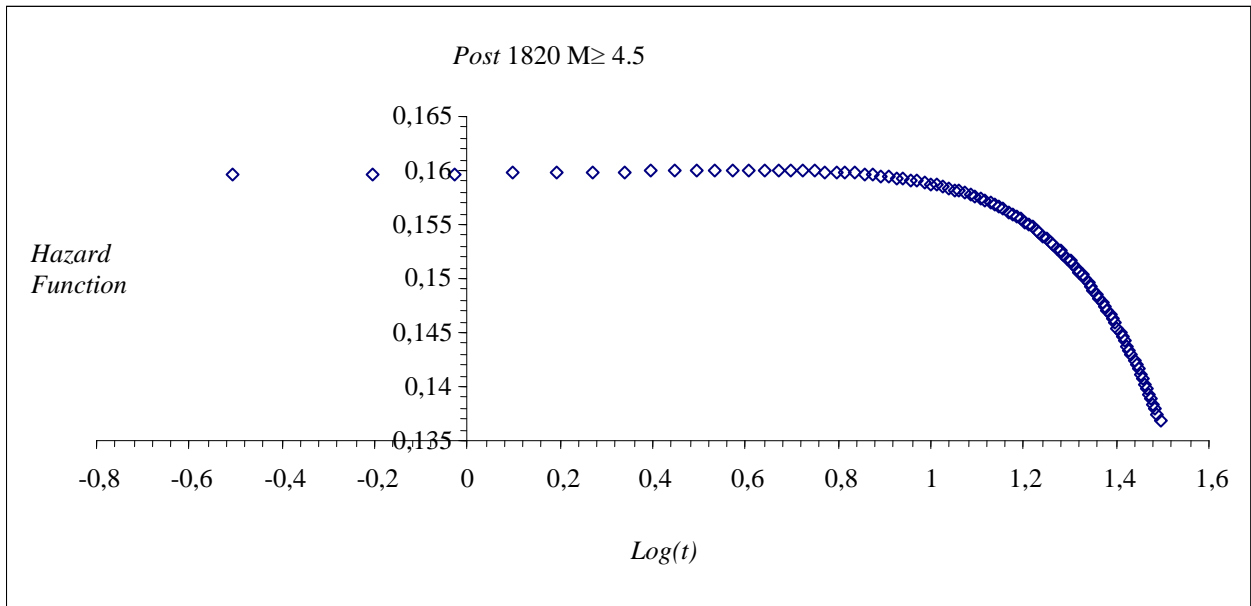
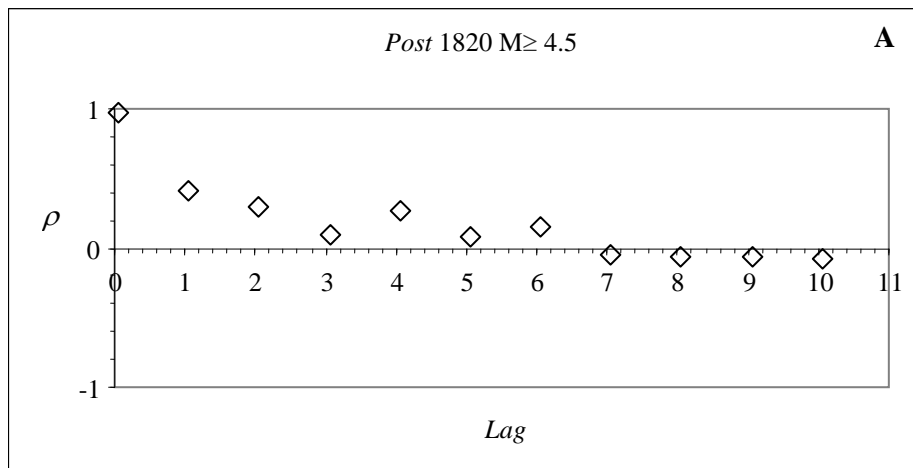


Grafico 3.5.2 – Si osserva la distribuzione dell’*Hazard Function* applicata ad un *data set* di eventi con $M \geq 4.5$ a partire dal 1820, stimata con il metodo di TANNER & WONG (1984). Si evidenzia che la clusterizzazione della sismicità ha una durata maggiore di 10 anni.

La distribuzione statistica che presenta un andamento decrescente dell’*Hazard Function* confrontabile con quello trovato dai dati con il metodo TANNER & WONG (1984) (Grafico 3.1.5.2) è una *Weibull*, con $\beta < 1$. Prima di eseguire il fit dei dati abbiamo applicato la funzione di autocorrelazione per avere indicazioni sulla presenza o meno di una memoria nel sistema. Dalla sua analisi si è dedotto che le correlazioni sono basse e quindi è un processo che non ha memoria statistica (Grafico 3.5.3).



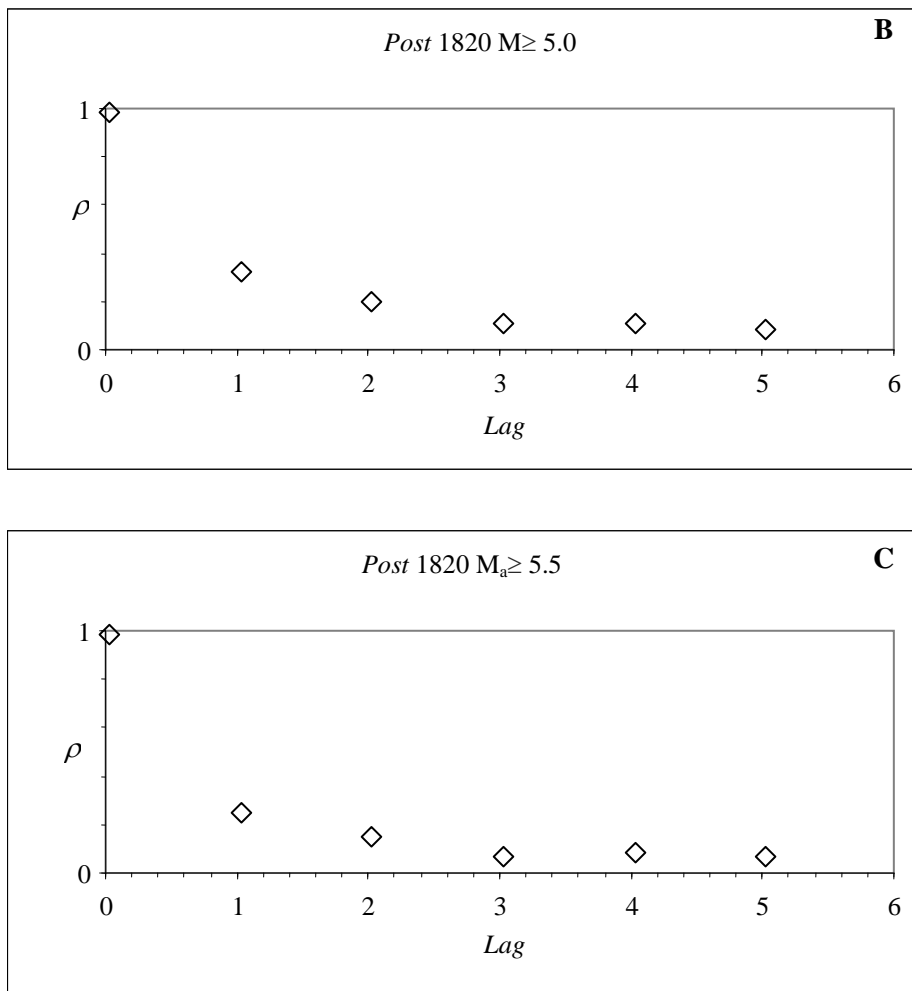


Grafico 3.5.3 – Andamento della funzione di autocorrelazione per i diversi *data set*. In entrambi si osservano basse correlazioni indicando un processo senza memoria.

Ricordiamo che la distribuzione statistica di *Weibull* con $\beta < 1$, indica che la probabilità di avere un altro evento subito dopo l’ultimo è alta e decresce nel tempo (*cluster*). I risultati del *fit* per ogni singola finestra temporale e *range* di magnitudo sono riportati nella Tabella 3.5.8.

Abbiamo deciso di analizzare solo i Cataloghi con magnitudo $M \geq 4.5$ e $M \geq 5.5$. Il primo Catalogo è stato scelto perché si avevano un numero sufficiente di dati per fare un buon *fit*; il secondo *data set* è stato scelto, anche se composto da pochi eventi, per tentare un confronto con i forti terremoti.

Si osserva che solo per il *data set*, caratterizzato da una $M \geq 4.5$, il parametro β è minore di 1 con un buon livello di significatività associato pari a 0.2. Per l’altro *data set* non si è riusciti ad assegnare un valore statistico al *fit*, probabilmente dovuto all’esiguo numero di dati a disposizione. Per omogeneità assumiamo che anche per questo *data set* si ha una distribuzione di *Weibull*.

Anno	Magnitudo	Parametro β	Livello di significatività
1820	≥ 4.5	0.69	0.20
1820	≥ 5.5	1.06	-

Tabella 3.5.8 – Risultati dell’analisi della distribuzione *Weibull*

Infine, è stata calcolata la probabilità di evento per entrambi i *data set* per varie scale temporali ($t= 1, 5$ e 10 anni; Tabella 3.5.9). Si evince che la probabilità di avere un terremoto al tempo $t= 10$ anni è molto alta per entrambi i *data set*.

Anno	Magnitudo	$t = 1$ anno	$t = 5$ anni	$t = 10$ anni
1820	≥ 4.5	0.01	0.40	0.60
1820	≥ 5.5	0.05	0.20	0.40

Tabella 3.5.9 – Risultati del calcolo della probabilità di evento per un anno, cinque o 10 anni.

CAPITOLO 4

DATI E RISULTATI

4.1 ANALISI DATI GEOLOGICI

4.1.1 ALTA VAL TIBERINA

La genesi dei bacini intermontani sono legati all'evoluzione spazio-temporale delle deformazioni distensive pliocenico-quadernarie connesse all'apertura del Tirreno caratterizzate da strutture orientate NNW-SSE con un'età progressivamente più giovane verso Est (LAVECCHIA, 1988).

Il bacino più esteso in Umbria è il Bacino Tiberino, che va dall'alta Val Tiberina, tra Sansepolcro e Perugia, e la Valle Umbra fino a Spoleto (Figura 4.1.1).



Figura 4.1.1 – Ubicazione dell'area in studio.

La sua genesi è connessa all'attività di un sistema di faglie a basso angolo estensionale (Alto Tiberina *fault*) immergente a ENE che si estende fino alla profondità di 12 Km (BARCHI *et al.*, 1998; BONCIO *et al.*, 1998, 2000; BARCHI *et al.*, 2001; COLLETTINI & BARCHI, 2002). Tutta la depressione Alto Tiberina ha un'estensione di 100 km e larga 10 km, riempita da successioni di depositi lacustri e fluviali (Pliocene sup.-Quaternario) per uno spessore di 1500 m (AMBROSETTI *et al.*, 1987). Essa è allungata in direzione $N150^{\circ}\pm 20^{\circ}$, di lunghezza circa 40 km e largo 6-7 km, bordato da faglie estensionali. L'antico “Bacino Tiberino” occupava nel Plio-Pleistocene una vasta area compresa tra Sansepolcro a Nord e Terni a sud, ad ovest era delimitato dai Monti di Amelia-Narni e dalla catena

del Monte Peglia, mentre ad est dai Monti Martani. In corrispondenza dell’abitato di Perugia, il “lago” subiva una biforcazione legata alla presenza della catena Martana: un ramo verso sud-ovest fino a Terni mentre la ramificazione minore lambiva l’area di Spoleto-Foligno. Il “lago” occupava un’ampia depressione lunga circa 120 km e larga 30 km assumendo la caratteristica forma ad Y rovesciata (MERLA, 1952; Figura 4.1.2) caratterizzata all’interno da bordi irregolari e da strozzature, come quella presso Collesecco ed Acquasparta.

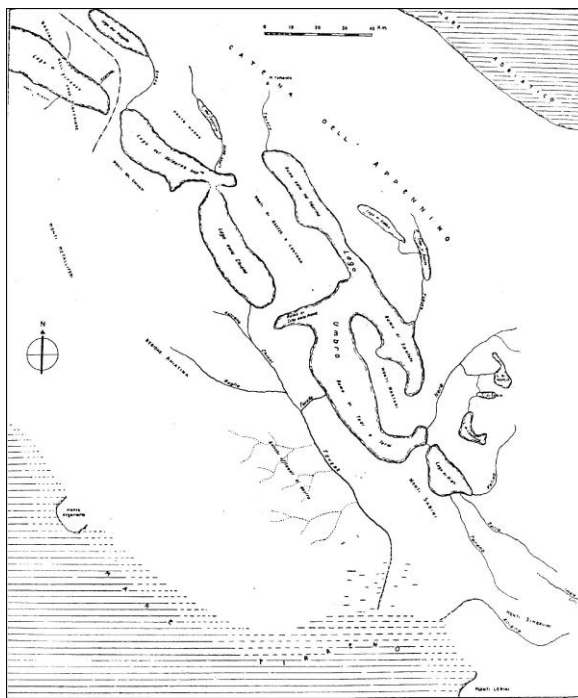


Figura 4.1.2 – Rappresentazione dell’estensione dell’antico Bacino Tiberino (MERLA, 1952)

La conca intramontana è stata riempita da depositi continentali del Villafranchiano che caratterizzano i rilievi circostanti e largamente incisi dal Tevere e dai suoi tributari. L’area *test* in studio è relativa ad una piccola porzione del bacino tiberino compresa tra Sansepolcro e Città di Castello. Gli affioramenti rocciosi appartenenti a formazioni più antiche, ubicate nell’Alto Tevere Umbro, occupano una limitata superficie in coincidenza del rilievo di Monte Acuto. I terreni che costituiscono le colline ed i rilievi montuosi più estesi del territorio alto tiberino sono invece piuttosto giovani essendosi formati solamente durante il Miocene medio-superiore da sedimenti marini deposti in un intervallo di tempo di circa 10 Ma. Le successioni sedimentarie tipiche di questo periodo in questa area sono il Macigno e la Marnosa-Arenacea. In particolare il Macigno occupa la parte occidentale mentre la Marnosa-Arenacea si sviluppa in quella orientale, comprendendo anche una parte del territorio di Monte Santa Maria Tiberina. Il bacino del Tevere che si trova tra queste due formazioni, è costituito da depositi sedimentari fluvio-lacustri plio-pleistocenici. Nel Pleistocene medio a causa di un emissario che si era aperto una via tra le gole del Forello, nelle vicinanze di Rodi, e di un contemporaneo innalzamento dei terreni, si realizzò il lento

svuotamento del bacino. Il Tevere iniziò così a formare un nuovo corso determinando il ringiovanimento dei terrazzi ed una rete idrografica che inizia ad incidere i sedimenti argillosi e sabbiosi depositatesi durante la fase lacustre. Ad est del Bacino Tiberino sono presenti bacini minori (conche intermontane) bordati da faglie dirette NNW-SSE, con immersione a WSW: Gubbio, Gualdo Tadino, Colfiorito, Norcia, Cascia e Castelluccio. Questi bacini pliocenico-quadernari sono legati a movimenti della *master fault* estensionali immergenti verso WSW, che forse hanno invertito in profondità i movimenti di precedenti strutture compressive. Il campo di sforzi (confronto tra i meccanismi focali e i dati mesostrutturali) è di tipo estensionale (asse-T NW-SE).

Il basamento di questa “depressione” è costituito dai complessi torbidity toscano-umbri, ad ovest affiorano i terreni appartenenti alla formazione del Macigno mentre ad est quelli della Marnosa-Arenacea, solo in corrispondenza della porzione più nord-occidentale affiorano i complessi delle “Liguridi Auct” (serpentini, e gabbri). mentre i depositi di riempimento sono in *facies* fluvio-lacustre ed i termini più antichi sono datati Pleistocene inferiore (CATTUTO *et al.*, 1995). L’area è articolata in due depressioni parallele, quella del T. Sovara (Bacino di Anghiari) e dal Tevere (Bacino di Sansepolcro). La tettonica distensiva è la causa primaria della formazione della depressione entro la quale nel Pleistocene inferiore si deposita una potente sequenza fluvio-lacustre prevalentemente argilloso-sabbiosa, con apporti grossolani sui bordi. Nel Pleistocene medio anche i depositi fluvio-lacustri sono coinvolti dalla fase distensiva che vengono tagliati da due faglie parallele che permettono la rotazione verso ovest del blocco dislocato e quindi la formazione della dorsale di Anghiari che divide in due l’originaria depressione (CATTUTO *et al.*, 1995; ALBANI, 1962; CONTI & GIROTTI, 1977). Analogamente, la rete idrografica ed i corsi d’acqua della porzione occidentale sono modificati. Inizialmente il loro corso era diretto verso NE entro la depressione, successivamente sono deviati verso SE dalla presenza della dorsale di Anghiari (T. Sovara). Le ultime e definitive modifiche al paesaggio sono apportate dalla definitiva configurazione plano-altimetrica del F. Tevere che, a varie quote, lascia superfici terrazzate di incerta collocazione cronologica, mentre nelle aree più depresse dell’Alta Val Tiberina, restano relitti di palude fino a epoca storica. I depositi pleistocenici fluvio-lacustre sono costituiti da un’alternanza di sedimenti ghiaioso-ciottolosi, sabbiosi e limoso-argillosi (prevalenti nella porzione basale). CATTUTO *et al.* (1995) ribadiscono la presenza di depositi quadernari solo sul bordo occidentale del bacino di Sansepolcro (tra P.gio del Carmine e Le Pietre). Il contatto con il substrato è visibile sia lungo la strada che da Anghiari porta a Ponte alla Piera sia presso la località Le Pietre. Il limite occidentale dei sedimenti quadernari è rappresentato dalla valle del T. Sovara mentre ad est le alluvioni recenti ed attuali del F. Tevere non permettono l’osservazione di tali depositi in nessun punto. Infatti, i depositi pleistocenici sono a contatto con i sedimenti alluvionali del Tevere attraverso conoidi

coalescenti. Medesima situazione si rinviene nel bacino di Sansepolcro dove ampie conoidi mascherano il contatto tra le alluvioni della valle del Tevere e il basamento marnoso-arenaceo.

4.1.2 RACCOLTA DATI E SINTESI

Al fine di individuare elementi di neotettonica attiva, quali basculamenti, deviazioni fluviali significative, depositi fluvio-lacustri tiltati dell'area in studio sono stati condotti dei sopralluoghi per conoscere i rapporti stratigrafici e strutturali tra le varie unità geologiche affioranti dell'area alla scala 1:25.000. L'area si estende complessivamente per circa 1500 Km² è delimitata a Nord dall'abitato di Sansepolcro, a Sud dal Monte Castelli, ad est dall'abitato di Apecchio e ad Ovest dalla struttura di Anghiari (Figura 4.1.3).



Figura 4.1.3 – Foto panoramiche dell’Alta Val Tiberina: (A) porzione meridionale del bacino veduta dalla zona di Città di Castello; (B) porzione settentrionale vista dalla dorsale di Anghiari.

Il rilevamento è stato supportato da una cospicua documentazione cartografica con diverso dettaglio. Sono stati visionati 16 fogli geologici alla scala 1:10.000 e 3 Fogli geologici alla scala 1:100.000. Parallelamente all’indagine di terreno è stato svolto uno studio delle fotoaeree disponibili (volo 1955-56 e 1996) per identificare eventuali strutture significative quali lineamenti, paleosuperfici., cambi di drenaggi, terrazzi, paleoalvei. Sono stati reperiti ed analizzati i dati di

geofisica, di geoelettrica e stratigrafici desunti dall’analisi dei pozzi (AA.VV., 1991) che hanno permesso di individuare il probabile andamento del substrato del bacino di Sansepolcro-Città di Castello ed eventuali anomalie.

Il primo passo è stato l’interpretazione e lo studio delle morfologie individuate in fotoaerea. In particolar modo sono stati analizzati due voli relativi al 1955-56 ed al 1996 per ovviare all’eventuale obliterazione di elementi morfologici legati all’intensa urbanizzazione. Lo studio delle fotoaeree, congiuntamente allo studio della cartografia esistente, ha permesso di eseguire una serie di rilevamenti mirati solo alle aree di maggiore interesse. Sono stati osservati e misurati gli elementi pre-pliocenici (strati e strutture tettoniche) che bordano il bacino da Sansepolcro a Città di Castello (Figura 4.1.4) ed i depositi di riempimento plio-quadernari (Figura 4.1.5). La maggiore difficoltà è stata l’osservazione diretta dei depositi quadernari a causa della forte urbanizzazione ed alla scarsa presenza di affioramenti.



Figura 4.1.4 – (A) Affioramento di strati verticali riferiti alla F.ne della Marnosa-Arenacea, sopra Città di Castello. (B) Affioramenti caotici di depositi fluvio-lacustri relativi al riempimento del bacino tiberino. Si tratta di ciottoli più o meno arrotondati in matrice limosa, privi di embriatura

Sono state individuate da fotoaerea, e successivamente osservate direttamente, delle “ondulazioni” nei terreni recenti ubicate sul lato orientale dell’Alta Val Tiberina a sud di Città di Castello in località Promano. Questo elemento morfologico ha un’estensione sul terreno di circa 2 km con direzione NNW-SSE, un’altezza di circa 50 cm e taglia la topografia stessa (Figura 4.1.11).

Questi elementi hanno permesso di ipotizzare una genesi di tipo tettonico. Non si osserva una sua prosecuzione laterale poichè l’area è fortemente alterata dall’azione antropica (aratura, edificazioni), infatti la sua individuazione nel volo aereo del 1996 è pressoché impercettibile.



Figura 4.1.5 – Si osservano delle “ondulazioni” nei terreni recenti. Il sito è ubicato a sud-est di Città di Castello il località Promano.

I vari sopralluoghi hanno permesso di fare delle osservazioni sugli scarsi affioramenti di depositi quaternari della valle. Essi sono caratterizzati soprattutto da ciottoli eterometrici immersi in una matrice fangosa con spessori da pochi centimetri a qualche metro, si osserva l’assenza di embriciatura e difficilmente è stato possibile eseguire misure relative alla giacitura degli strati. Le maggiori osservazioni sono state eseguite in corrispondenza di scavi per la costruzione di strutture edili nell’area (Figura 4.1.6). Questo ha permesso anche di osservare la presenza di lenti conglomeratiche (di varie dimensioni) all’interno di depositi sabbiosi e limosi.

Sono stati osservati dei fenomeni erosionali del F. Tevere connessi all’attuale dinamica fluviale e non all’attività tettonica. Infatti, la dinamica del corso del F. Tevere è fortemente alterata a seguito dell’estrazione di inerti in alveo e dalla presenza dell’invaso di Montedoglio, quest’ultimo ubicato tra Poggio degli Scopeti (531 m) ed il rilievo di Montedoglio (520 m). Questa attività ha comportato la tendenza del corso d’acqua a incidere profondamente lungo il proprio corso. Tale fenomeno è già evidente nei primi 8 km di tratto. È stato valutato un abbassamento medio della quota in 21 anni (1965-1986) di 2 m, con un massimo di 4 metri a 4 chilometri a valle della diga. Questo fenomeno ha portato a far affiorare il substrato plio-pleistocenico costituito da argille e limi della serie fluvio-lacustre riferibili all’attività dell’antico Lago Tiberino. Esiste, quindi, una decisa tendenza all’erosione delle sponde, all’arretramento e all’approfondimento dell’alveo sia del F. Tevere che dei principali affluenti.



Figura 4.1.6 – Depositi fluvio-lacustri dell’Alta Val Tiberina fortemente limosi con scarsi apporti ciottolosi rinvenuti all’interno dello scavo.

La scarsità degli affioramenti ha portato al reperimento ed allo studio di alcuni lavori, sondaggi, e prospezioni geoelettriche eseguite nell’area tra Città di Castello e Sansepolcro.

Sono state analizzate le informazioni relative alle analisi di geoelettrica presenti in letteratura (GNDCI, 1994): è riportato in pianta (Figura 4.1.7) lo spessore dei complessi resistivi e la geometria del bacino. I depositi alluvionali ubicati lungo il margine orientale da Sansepolcro a Città di Castello sono costituiti da alluvioni antiche terrazzate, ubicate a quote fino a 50 m al di sopra di quelle attuali; la massima ampiezza si registra a partire dalla porzione sud di S. Giustino. Tra queste alluvioni e quelle attuali del Tevere si interpongono altre alluvioni terrazzate. Situazione analoga si ripete anche in destra del Tevere ma interessa superfici arealmente ridotte. Sono stati analizzati i risultati di alcuni sondaggi elettrici verticali in diverse parti della valle alluvionale. L’elaborazione ha portato alla definizione di tre principali complessi a comportamento elettrico distinto:

1. un complesso a comportamento elettrico prevalentemente resistente costituito da alternanze di depositi ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-limosi ed argillosi. Resistività equivalente compresa tra i 60 ed i 160 Ωm ;
2. un complesso a resistività medio bassa caratterizzato da depositi prevalentemente sabbiosi in matrice limosa-argillosa, con intercalazioni ghiaiose. Resistività “equivalente” compresa tra i 30 ed i 60 Ωm ;
3. un complesso conduttore caratterizzato da depositi prevalentemente argillosi talora con livelli ghiaioso-sabbiosi. Resistività compresa tra i 5 ed i 25 Ωm .

È stato osservato che l'andamento di questi valori di resistenza trasversale totale (prodotto della resistività di una formazione per il suo spessore) mette in evidenza due aspetti importanti (Figura 4.1.8):

1. un approfondimento del substrato conduttore sul fianco occidentale della valle rispetto a quello orientale;
2. la segmentazione e l'approfondimento del substrato conduttore stesso in corrispondenza delle conoidi del T. Afra e del T. Lama.

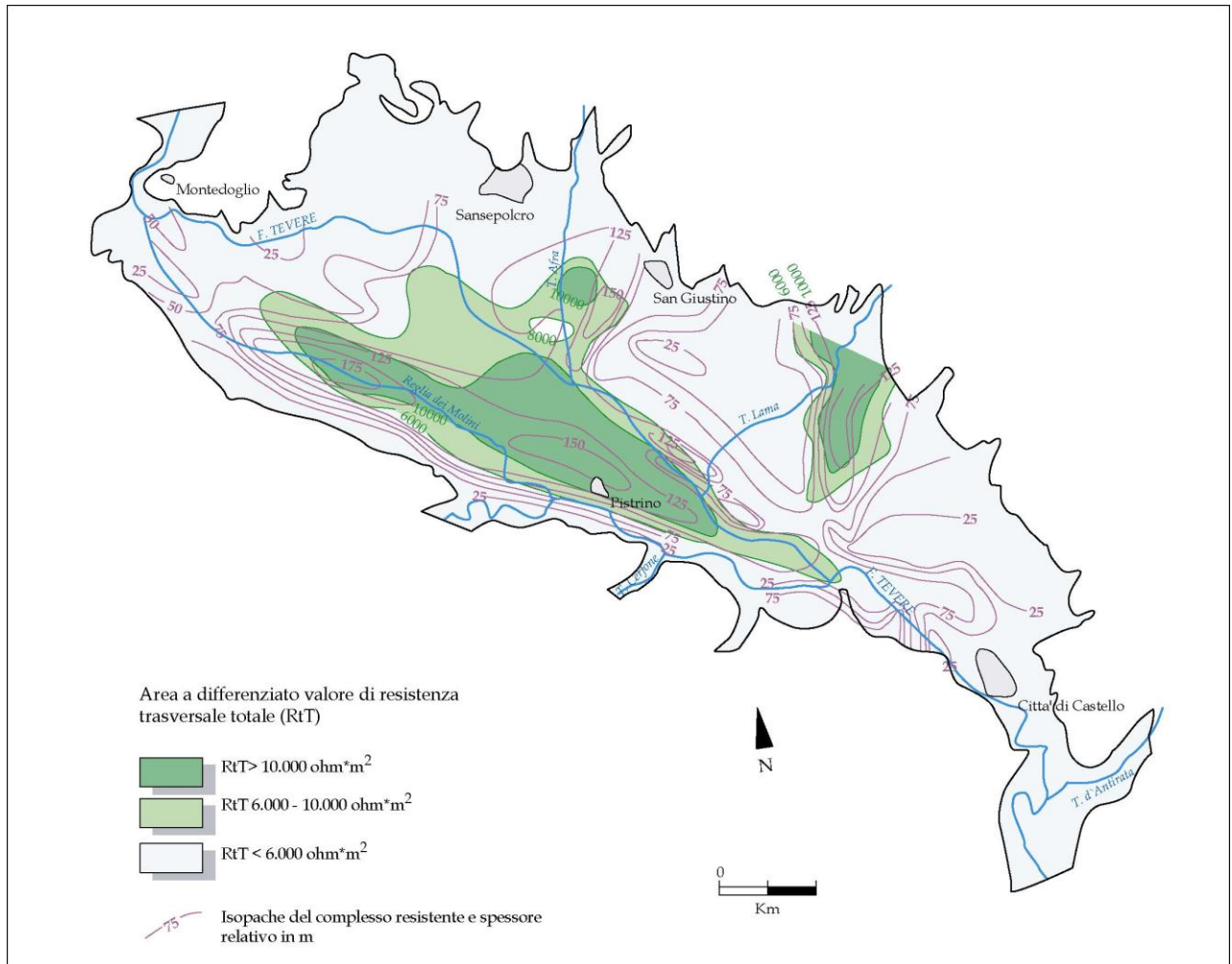


Figura 4.1.7 – Sono raffigurati gli spessori dei complessi resistivi e la geometria del bacino. Si osserva un andamento irregolare deidesiti recenti con massimi intorno a 150-175 m che rappresentano il top delle argille grigio-azzurre del Villafranchiano. Le isopache sono relative ai complessi resistivi e presentano un maggiore infittimento nella porzione occidentale del bacino che si va diradandosi man mano che ci si sposta verso il F. Tevere (GNDCI, 1994).

Inoltre sono state analizzate alcune sezioni geoelettriche trasversali alla valle in cui si osserva la diversa profondità del substrato conduttore tra il fianco occidentale e quello orientale della valle e che il colmamento della depressione è avvenuto da parte del complesso a più alta resistività che si

interdigita lungo il lato orientale con materiali a resistività medio-bassa (Figura 4.1.8). Ben evidenti e delineate sono le conoidi del T. Afra e del T. Lama, in corrispondenza delle quali avviene un approfondimento del substrato conduttore sul fianco orientale.

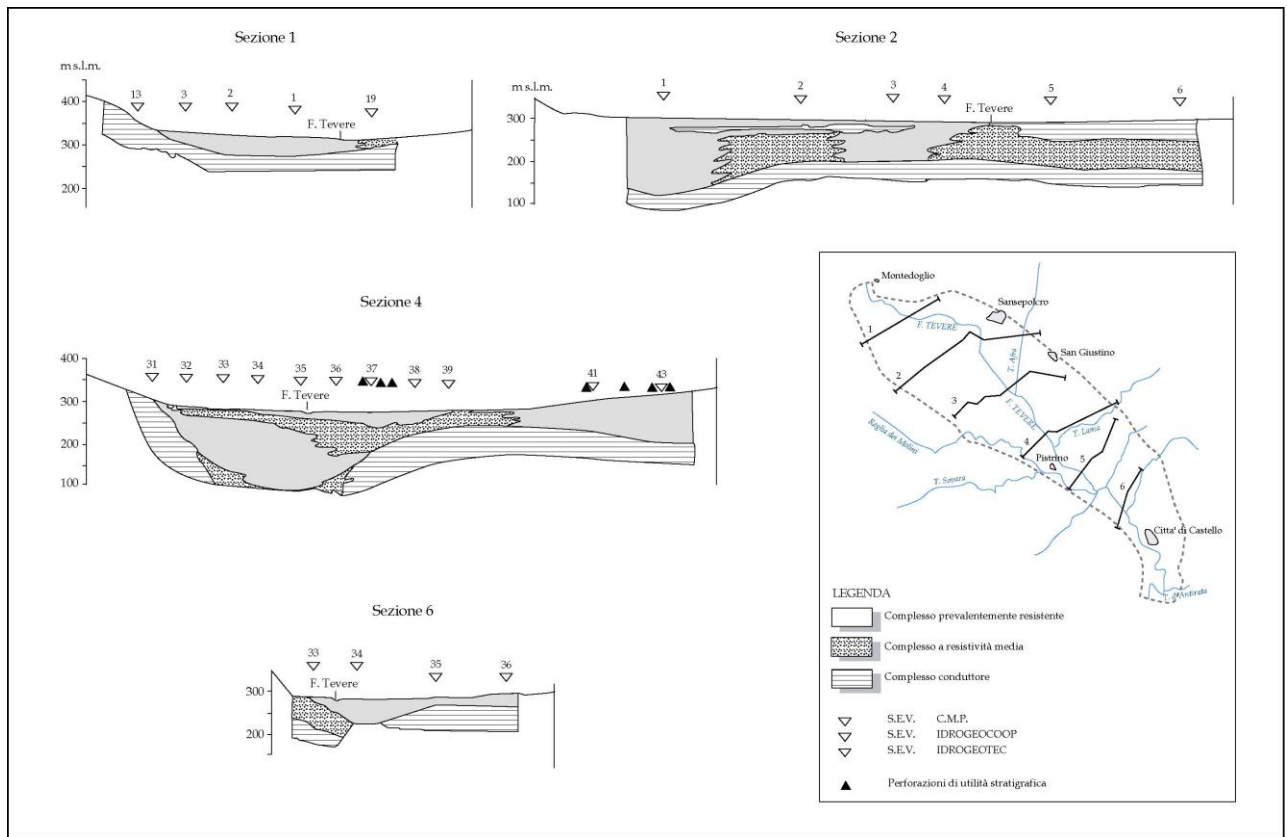


Figura 4.1.8 – Sono rappresentati alcuni profili di geoelettrica con andamento in profondità dei tre complessi a diversa resistività ed i loro rapporti spaziali (GNDCI, 1994).

Sono state reperite alcune stratigrafie di pozzi per approvvigionamento idrico con profondità variabili tra 20 e 130 m (Figura 4.1.9). L’esame dei dati stratigrafici evidenzia come la porzione alluvionale sia costituita da un’alternanza di livelli ghiaioso-sabbiosi con lenti di argilla con spessori variabili e limitata continuità laterale. Un elemento comune è la presenza al termine delle perforazioni del top delle argille grigio-azzurre del Villafranchiano inferiore. In dettaglio, in sinistra del F. Tevere lungo la fascia compresa tra Sansepolcro e San Giustino si rilevano in genere due livelli principali costituiti prevalentemente di ghiaie, separati da lenti di terreno a granulometria più fine, variabile tra argilla e sabbia limosa. Alla base del secondo livello ghiaioso vengono trovate le argille. I massimi spessori delle alluvioni (150-180 m) sono raggiunte in destra del Tevere lungo l’allineamento Pistrino-S. Romano che corrisponde ad un paleoalveo del fiume e in corrispondenza della conoide del T. Lama. Quindi, si deduce che:

1. un irregolare andamento dei depositi recenti con massimi intorno ai 150-175 m (*top* delle argille grigio-azzurre del Villafranchiano; CATTUTO *et al.*, 1995);

2. andamento delle isopache relativo ai complessi resistivi che risulta molto fitto nella porzione occidentale del bacino e che va diradandosi man mano che ci si sposta verso il F. Tevere.
3. profili di geolettrica che illustrano l'andamento in profondità dei tre complessi a resistività differente ed i loro rapporti spaziali.
4. andamento delle isopache fa ipotizzare la presenza di una struttura orientata NW-SE immergente verso NE;
5. schema semplificativo della distribuzione dei depositi quaternari ed ubicazione di alcune perforazioni (profondità 72-150 m) appartenenti ad acquedotti e consorzi con le relative stratigrafie accanto. Tutte le perforazioni incontrano il *top* delle argille grigio azzurre del Villafranchiano.

Inoltre, sono stati reperiti ed analizzati alcuni dati relativi alle acque sulfuree delle Terme di Fontecchio ubicate a NE di Città di Castello (Rapporto Tecnico, 2002). Il profilo topografico eseguito in corrispondenza della sorgente ha evidenziato una discontinuità geofisica interpretata come una faglia che mette a contatto terreni mediamente resistivi, a NE, con terreni più conduttivi a SW attraverso la quale avviene la risalita delle acque sulfuree sotterranee. Inoltre, sia i valori dei livelli piezometrici che le analisi geochimiche sia delle acque sotterranee che superficiali ha evidenziato un livello di falda ed un chimismo completamente differente che esclude qualsiasi scambio idrico tra l'acquifero confinato del T. Scatorbia e quello profondo. Ciò che accade è il percorso opposto, ovvero una porzione delle acque sulfuree fluiscono verso la superficie lungo le strutture tettoniche principali alimentando l'acquifero confinato posta alla base della coltre detritica superficiale. Queste acque sulfuree contengono elevati tenori in fluoruri (F^-), indice di un arricchimento per lento deflusso di gas sotterranei. Probabilmente, essi provengono dalla F.ne delle Anidriti di Burano, intensamente fratturate, che in corrispondenza di questa area si trovano a minore profondità. Quindi, le acque sulfuree unite ai gas (F^- , CO_2 , CH_4) risalgono lungo sistemi di fratturazione profonda a carattere distensivo (faglie dirette e trasversive) che interessano l'area della Val Tiberina.

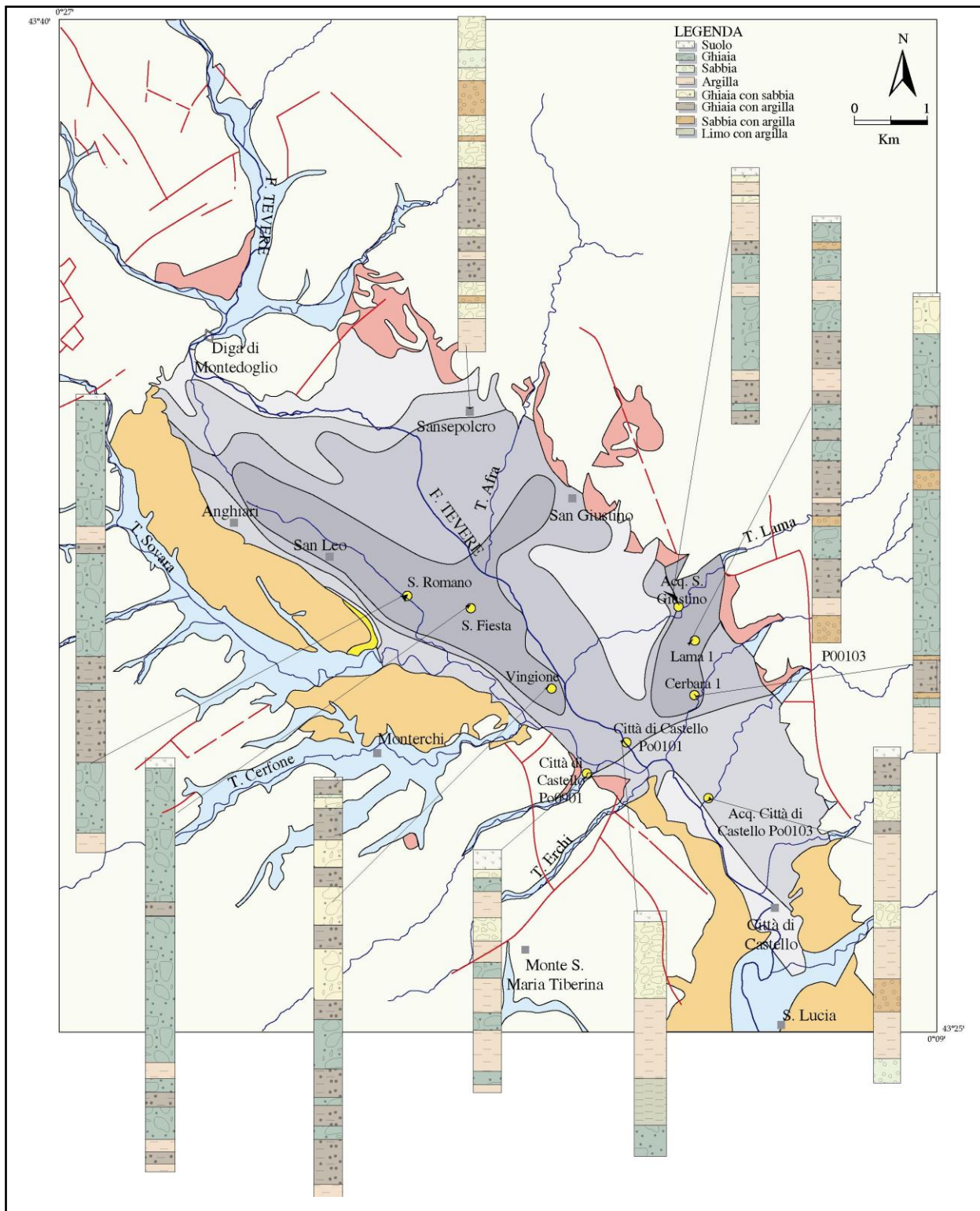


Figura 4.1.9 – Sono rappresentate alcune stratigrafie di pozzi con profondità variabili tra 20 e 130 m. Tutti i sondaggi incontrano il top delle argille grigio-azzurre del Villafranchiano.

In conclusione, sia dalla letteratura che dai dati raccolti in questa tesi di Dottorato emerge che il bacino è controllato essenzialmente da una struttura appenninica est-immersa (*master fault*) di importanza regionale che rappresenta il *detachment* basale delle principali strutture sismogeniche

attive nell'area umbra (Gubbio; Gualdo Tadino; Colfiorito; Norcia) tutte con direzione NW-SE immergenti verso SW.

Questa peculiarità strutturale potrebbe far pensare, per analogia, ad una o più strutture sismogeniche ubicate tra Sansepolcro e Città di Castello con direzione appenninica ovest-immersa fino ad una profondità massima di 4-5 km. Inoltre, è stato osservato uno sviluppo pronunciato delle conoidi su lato orientale (T. Lama e T. Afra) ad indicare un maggiore apporto sedimentario dai versanti orientali forse legato ad un “richiamo” nel tempo della struttura sepolta.

Infatti, in corrispondenza della conoide del T. Lama i dati stratigrafici indicano un'alternanza di livelli ghiaiosi e livelli argillosi anche superficiali. L'analisi delle stratigrafie dei pozzi, caratterizzati tutti alla base dal *top* delle argille grigio-azzurre, dei profili di geoelettrica e di tutti i dati geologici di letteratura ed inediti hanno permesso di osservare che i depositi fluvio-lacustri sono caratterizzati principalmente da un'alternanza di ghiaie con inclusi calcarei e argilla con livelli limo-argillosi. In senso verticale, i termini più fini tendono ad ispessirsi ed aumentare a scapito delle ghiaie mentre arealmente, i livelli argillosi diminuiscono in spessore e frequenza spostandoci dal bordo occidentale della valle verso il F. Tevere. I maggiori spessori delle ghiaie si riscontrano nella porzione centrale dell'area, molto più ridotti risultano dalle stratigrafie dei pozzi ubicati più a sud, mentre mancano dati stratigrafici della porzione più settentrionale.

Un altro importante risultato è l'informazione che si può dedurre dalla presenza di acque sulfure presso Città di Castello appartenenti a circuiti gassosi molto profondi risalenti attraverso una importante struttura distensiva. Inoltre, la presenza di CO₂, Metano e F₂, accertata durante l'evento sismico del 1997, ha provocato danni e l'inagibilità della struttura delle Terme di Fontecchio (Dott. PASQUI, comm. pers.), questi gas sono legati a circuiti profondi che risalgono in superficie attraverso delle strutture distensive appenniniche ovest-immersa.

4.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ

4.2.1 INTRODUZIONE

L'Appennino umbro è sempre stato sede di significativi terremoti già documentati dal 99 a.C. fino ai nostri giorni, con una assenza di sismicità rilevata nel 1600 (Tabella 4.2.1 e Figura 4.2.1). In particolare si ricordano gli eventi più forti che vanno dall'anno 1000 fino ai nostri giorni responsabili di ingenti danni alle strutture edili ed architettoniche e numerose vittime: 1279 (Camerino, I=X); 1328, 1703, 1979 (Norcia, I=X; I=XI e M= 5.8); 1984 (Gubbio-Perugia, M= 5.6) e 1997 (Colfiorito, M= 5.8, 6.0, 5.7)

A	Luogo	Lat	Lon	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Imax	Io	M
	Norcia	42,800	13,100	-99					90	80	5,4
	Camerino	43,093	12,872	1279	4	30	18		100	100	6,6
	Norcia	42,856	13,018	1328	12	1			100	100	6,6
	Viterbese-Umbria	42,620	12,120	1349	9	9			85	85	5,8
	Monterchi	43,465	12,127	1352	12	25			90	90	6,0
	Bocca Serriola	43,523	12,295	1389	10	18			90	90	6,0
	Città di Castello	43,456	12,239	1458	4	26			90	90	6,0
	Norcia	42,719	13,015	1599	11	5			85	85	5,8
	Appennino reatino	42,680	13,120	1703	1	14	18		110	110	7,1
	Alta Valnerina	42,530	13,030	1719	6	27	06	30	80	80	5,6
	Norcia	42,752	13,117	1730	5	12	4	45	90	85	5,8
	Gubbio	43,210	12,350	1730	10	23	10	20	80	70	5,7
	Fiuminata	43,202	12,824	1747	4	17			90	90	6,0
	Gualdo Tadino	43,222	12,730	1751	7	27	3		100	100	6,6
	Cagliese	43,594	12,506	1781	6	3			100	95	6,3
	Val Tiberina	43,505	12,208	1789	9	30	10	15	90	85	5,8
	Appennino umbro	42,570	12,520	1791	10	11	13	05	80	80	5,5
	Camerino	43,147	13,123	1799	7	28			95	90	6,0
	Valnerina	42,500	13,010	1815	09	03	23	00	80	80	5,6
	Foligno	42,967	12,659	1832	1	13			85	85	5,8
	Norcia	42,825	13,097	1859	8	22			85	85	5,8
	Monterchi-Citerna	43,465	12,125	1917	4	26	9	35	95	90	6,0
	Valnerina	42,720	13,070	1979	9	19	21	35	85	85	5,8
	Norcia	42,817	13,150	1979	1	25	23	53			5,8
	Serravalle	42,800	12,967	1980	2	28	21	4			

B	Luogo	Lat	Lon	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Sec	Mw
	Gubbio	43,176	12,470	1984	4	29				5,6
	Colfiorito	43,018	12,913	1997	9	26	00	33	11	5,8
	Colfiorito	42,800	12,926	1997	9	26	09	40	24	6,0
	Colfiorito	42,907	12,969	1997	10	14	15	23	09	5,7

Tabella 4.2.1 – Elenco dei terremoti storici (A) e strumentali (B) più forti ($M \geq 5,4$) che hanno colpito l'Appennino umbro.

Nella figura 4.2.1 è riportata la distribuzione dei terremoti strumentali dal 1983 al 2003 (cerchi blu), localizzati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV e gli eventi storici presenti nel CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999) (quadrati rossi). La grandezza dei simboli è proporzionata all'intensità del sisma. Sono riportate solo le soluzioni CMT disponibili (Catalogo dell'Università di *Harvard*) dei terremoti verificatisi nell'ultimi vent'anni di $M \geq 5.5$. relativi all'area Nursina (1979), Eugubina (1984) e Colfiorito (1997-98). Da questa carta si osserva una diversa distribuzione dell'attività sismica in termini di intensità e frequenza di eventi concentrata in particolar modo in catena con terremoti minori nell'area tirrenica ed adriatica. Alcuni Autori legano questo tipo di distribuzione di eventi nell'Appennino umbro fortemente dipendente da un contesto tettonico distensivo (ANDERSON & JACKSON, 1987; SCARPA, 1990; CALAMITA & PIZZI, 1994; LAVECCHIA *et al.*, 1994; FREPOLI & AMATO, 1997; MONTONE *et al.*, 1997); mentre altri (CELLO *et al.*, 1997) considerano la tettonica attiva in un quadro sismotettonico trascorrente, definito da faglie principali N-S sinistre. Tale assetto così articolato si rispecchia nella distribuzione della sismicità che, per quanto complessa, risulta distribuita, per la maggior parte, lungo la catena appenninica (Figura 4.2.1). I terremoti si concentrano all'interno dei primi 40 km di profondità della crosta terrestre. Più specificatamente, essa si localizza all'interno di due distinte zone sismogenetiche: una superiore distensiva/transtensiva ed una inferiore legata a sforzi compressivi (LAVECCHIA *et al.*, 1994) in cui gli eventi si localizzano ad una profondità tra gli 80-90 Km (AMATO & SELVAGGI, 1991). In questo paragrafo sarà fornito inizialmente un breve stato dell'arte relativo ai forti terremoti storici e alla sismicità strumentale (1983-2003) in termini di distribuzione, intensità e strutture tettoniche associate. Successivamente la nostra attenzione sarà focalizzata sull'Alta Val Tiberina con una breve discussione su alcune sequenze che hanno coinvolto l'area di Sansepolcro-Città di Castello: 1987; 1990; 1997 e 2001. Quest'area è caratterizzata da una sismicità strumentale di magnitudo moderata ma da terremoti storici importanti ricadenti all'interno di un'area molto sismogenica (terremoto di Norcia 1979; Gubbio 1980; Colfiorito 1997-98; Gualdo Tadino 1998).

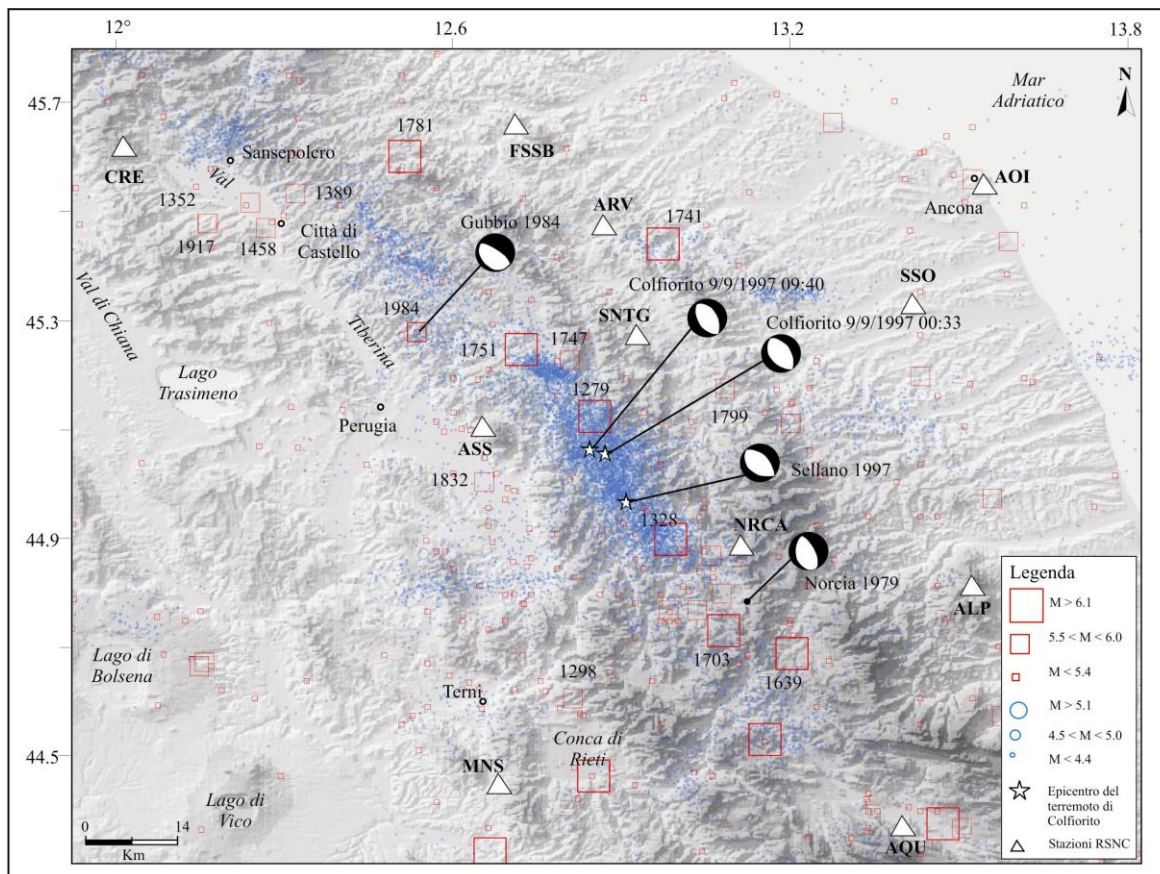


Figura 4.2.1 - Distribuzione in pianta della sismicità strumentale (1983-2003) e della sismicità storica (BOSCHI *et al.*, 1999). Sono riportati gli epicentri del terremoto di Colfiorito (1997) ed i meccanismi focali degli eventi più forti e recenti.

4.2.2 SIMICITÀ STORICA

L'Appennino umbro è stato sempre interessato da un'intensa e diffusa attività sismica (Tabella 4.2.1a, Figura 4.2.2). Uno dei più imponenti e catastrofici terremoti avvenuti in Umbria risale al gennaio-febbraio del 1703 in cui si manifestò con tre scosse principali: la prima il 14 gennaio, la seconda il 16 e la terza il 2 febbraio (Intensità=VIII-X). Nell'ottobre del 1702 furono avvertite delle scosse premonitrici. Le fonti che si riferiscono a questo grande terremoto sono abbondanti e soprattutto dettagliate. A seguito della prima grande scossa l'abitato di Norcia fu raso al suolo completamente, gravissimi danni anche per il paese di Cascia e le aree limitrofe, in queste località il danno non fu inferiore al IX grado della MCS (MONACHESI *et al.*, 1987). Altri eventi importanti di $M > 6.0$ che colpiscono l'Appennino umbro furono: 1279, 1328, 1751 e 1781. Il terremoto del 30 aprile del 1279 ha interessato una vasta area dell'Appennino umbro-marchigiano con effetti sensibili sul territorio. Esso ricade all'interno della stessa area in cui si è enucleata la sequenza sismica del 1997-98 (MONACHESI *et al.*, 1987; CASTELLI *et al.*, 1996; BOSCHI *et al.*, 1995). L'Appennino umbro, nella porzione meridionale, è stato interessato invece dal sisma del 4 dicembre del 1328 che fu avvertito fino a Roma. Vi furono numerosi danni e la perdita di molte vite umane (MONACHESI *et*

al., 1987; CASTELLI *et al.*, 1996; BOSCHI *et al.*, 1995). Il terremoto del 27 luglio 1751 ha devastato l'area umbra settentrionale (Gualdo Tadino, Nocera Umbra e Gubbio) con un'area di risentimento che si estende dalla Romagna fino a Roma. Questo evento è il maggiore di una sequenza di scosse avvertite a partire dal mese di marzo in una vasta area dell'Umbria e delle Marche che sono proseguite fino al luglio del 1752 (MONACHESI *et al.*, 1987). Un altro terremoto importante è avvenuto il 3 giugno 1781, è caratterizzato da due fortissime scosse verificatesi a distanza di 10 minuti l'una dall'altra che interessarono una vasta area dell'Appennino al confine tra le Marche settentrionali e l'Umbria. Il massimo danneggiamento si ebbe nell'area di Cagli. L'area di risentimento fu molto ampia, la scossa fu avvertita sensibilmente nelle zone meridionali delle Marche, dell'Umbria, nella porzione sud-orientale della Toscana e in tutta la Romagna (MONACHESI *et al.*, 1987).

In generale, quindi, nell'area umbra la massima magnitudo registrata è circa 7.1. I terremoti di quest'area sono ben definiti all'interno di strette fasce distinte da particolari caratteristiche geologiche e fisiografiche (Guide Geologiche Regionali – Appennino Umbro-Marchigiano).

1. Nell'area umbro-marchigiana le zone più colpite sono la: Alta Val Tiberina (area tra San Sepolcro e Città di Castello) caratterizzata da una sismicità intensa (X grado) tra il 1000 e il 1500;
2. Valle Umbra (area di Valfabbrica-Assisi-Spoleto) area leggermente meno sismica come frequenza ed intensità della precedente.
3. Area di Terni-Narni e dei Monti Martani caratterizzata da eventi sismici frequenti ma di intensità più modesta (VIII grado).

I centri sismici più colpiti sono distribuiti tra Gubbio e Cagli, attraverso l'alta valle dell'Esino (area comprendente Gualdo Tadino, Nocera Umbra e Camerino) e raggiungono le zone della Val Nerina, di Norcia e di Cascia; in tempi storici queste ultime località sono state colpite da terremoti di intensità superiore al X grado.

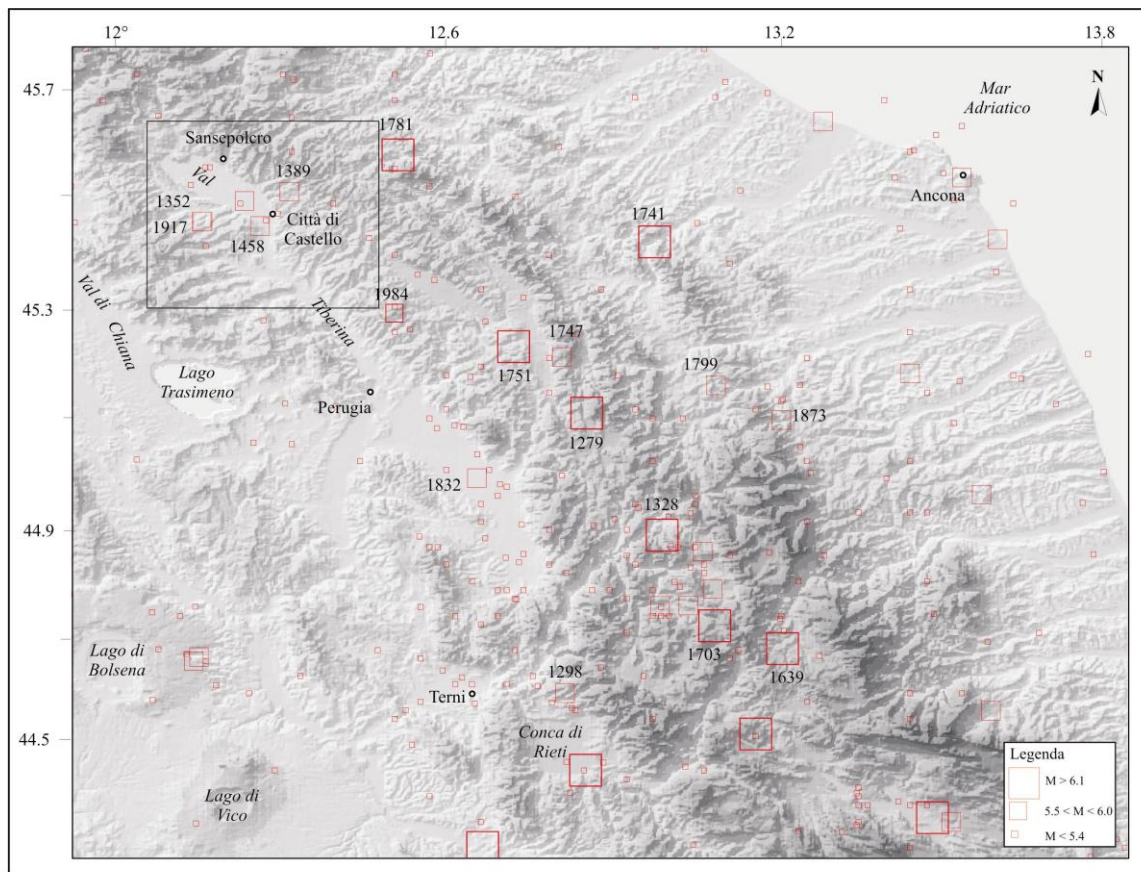


Figura 4.2.2 - Distribuzione in pianta della sismicità storica (BOSCHI *et al.*, 1999) sono riportate le date degli eventi più forti. Nel riquadro l'area dell'Alta Val Tiberina.

4.2.3 SISMICITÀ STRUMENTALE

Negli ultimi anni sono stati registrati numerosi eventi dalla RSNC dell'INGV dal 1983 al 2003 (Figura 4.2.3). Essi sono caratterizzati da meccanismi di fagliazione normale coerente con l'assetto tettonico interno di questo settore (FREPOLI *et al.*, 1998; MARIUCCI *et al.*, 1999; MONTONE *et al.*, 1995, 1997 e 1999).

Le aree più colpite negli ultimi anni sono: l'area eugubina (Umbria nord-occidentale) e quella nursina (Umbria sud-orientale, Tabella 4.2.1 e Figura 4.2.4). Gli eventi sismici che hanno coinvolto la zona di Gubbio, nel 1984, sono pari ad una $M_w = 5.6$, il tensore degli sforzi calcolato per le sequenze sismiche mostra una direzione di estensione ENE-WSW, coincidente con quella ricavata dal campo di sforzi geologici. Per l'evento sismico di Norcia del 1979 ($M_w = 5.8$), l'asse di massima estensione (asse-T) ha un andamento NE-SW (meccanismo focale distensivo), coassiale a quello desunto dalle faglie dirette pleistoceniche in affioramento e dai dati di *borehole breakout* (MARIUCCI *et al.*, 1999).



Figura 4.2.3 - Stazioni (triangoli) della Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV (1983-2003). Sono riportate le sigle di ogni stazione

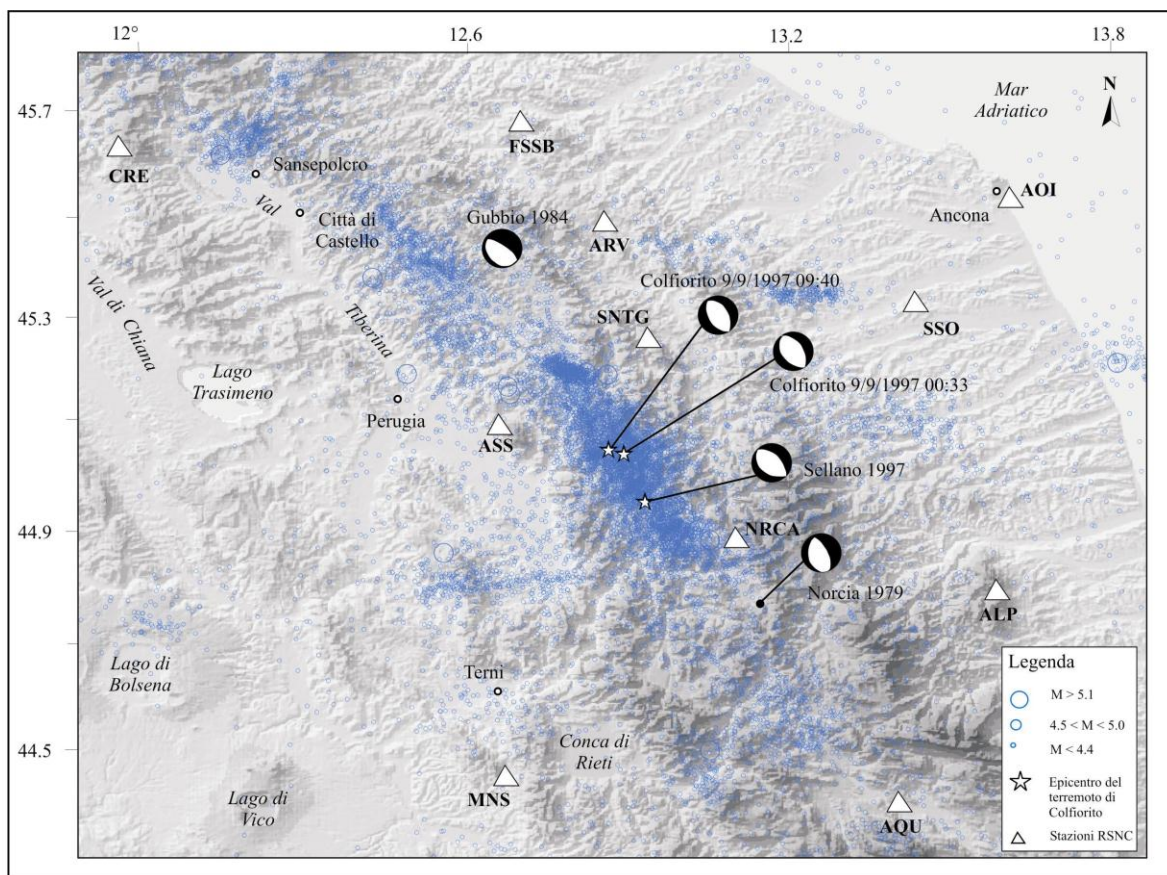


Figura 4.2.4 - Distribuzione in pianta della sismicità strumentale (1983-2003) rilevata dalla rete sismica nazionale centralizzata (RSNC) dell'INGV. Sono riportati gli epicentri del terremoto di Colfiorito (1997) ed i meccanismi focali degli eventi più forti e recenti.

Nella Tabella 4.3.8 sono riportate in modo schematico tutte le informazioni relative ai meccanismi focali ed alle direzioni degli assi-T, ubicati nell'area di studio mentre in Figura 4.2.4 sono riportati solo i meccanismi focali della sequenza sismica del 1997-98 di Colfiorito, di Gubbio (1984) e di Norcia (1979), di cui sono state riportate le magnitudo relative alle tre scosse di maggiore intensità. Guardando la distribuzione dei terremoti strumentali (1983-2003) si osserva che essa va a riempire i vuoti evidenziati dalla sismicità storica, e cosa ben più interessante essa si distribuisce lungo la catena nelle aree orientali rispetto al bacino Tiberino su strutture estensionali con direzione appenninica ovest-immersenti (Figura 4.2.5). Le ultime sequenze relative all'area di Sansepolcro si distribuiscono nella porzione nord orientale proprio a proseguire quell'allineamento di terremoti sopra descritto, avallata anche dalla distribuzione sismica a nord della Valle Tiberina.

Da questo quadro si deduce che l'area è espressione di un campo di sforzi tettonici ancora attivi, le cui caratteristiche sono desunte dai meccanismi focali di tipo distensivo con asse di massima estensione (asse-T) in direzione NE-SW mentre nelle aree immediatamente limitrofe (peri-adriatica) sono caratterizzate prevalentemente da meccanismi focali compressivi e trascorrenti, che evidenziano una direzione dell'asse di massima compressione SW-NE. Il limite di separazione tra il dominio di estensione e quello compressivo non è di così facile localizzazione, ma può essere posto in prima approssimazione subito ad Est dell'allineamento di faglie dirette di età Pliocene sup.-Pleistocene con direzione NW-SE all'altezza di Gubbio e Norcia (MARIUCCI *et al.*, 1999).

La genesi dei bacini di Gubbio, Colfiorito sono legati ad un sistema estensionale NW-SE immersente verso W che si raccordano in profondità con la grande struttura Alto Tiberina.

L'Appennino è caratterizzato da zone sismogenetiche, suddivise a seconda dei diversi gradi di sismicità e da aree con apparente assenza di sismicità.

4.2.2 ZONA DI SANSEPOLCRO-CITTÀ DI CASTELLO

L'area dell'alta Val Tiberina si trova al confine tra Toscana nord-occidentale e l'Umbria settentrionale ed è una delle aree sismiche più importanti dell'Appennino centrale. Lo studio sulla distribuzione dei terremoti storici nell'area è stato possibile attraverso la consultazione del Catalogo dei Forti Terremoti Italiani dal 461 a.C. al 1990, 1997. Dalla ricerca emerge che la maggior parte della sismicità si distribuisce all'interno del bacino stesso (Figura 4.2.6 e Tabella 4.2.2) e che ha interessato soprattutto l'abitato di Sansepolcro distrutto dalle scosse del 1352 e del 1353 e Città di Castello dove i massimi effetti distruttivi sono stati causati dalla scossa del 30 settembre 1789 ma gravi sono stati anche i terremoti del 1389 e del 1917. L'area è caratterizzata da una sismicità storica continua nel tempo con valori di I_0 intorno al IX-X grado della scala Mercalli, con l'ultimo

significativo evento verificatosi il 26 Aprile 1917 ($M=5.8$) ed è compresa tra aree in cui si sono già verificate diverse sequenze sismiche negli ultimi vent'anni (Mugello a Nord, e Gubbio e Colfiorito a Sud). Le nuove ricerche svolte dall'INGV iniziate nel 1998 hanno individuato 4 terremoti precedentemente del tutto sconosciuti attraverso il reperimento di documentazione archivistica prodotta da enti e istituzioni pubbliche ed ecclesiastiche. I "nuovi" eventi sono accaduti tra il XVI ed il XVII secolo, precisamente negli anni 1558, 1559, 1668 e 1690.

La sequenza del 1558 è cominciata l'8 febbraio e si è protratta per 40 giorni, le città principali furono seriamente danneggiate. Il sisma del 1559 interessò l'abitato di Sansepolcro e Pieve Santo Stefano già danneggiati dal precedente sisma. Mentre gli eventi del 22 agosto del 1668 e del 1690 hanno interessato la zona di Città di Castello.

Dalla osservazione della figura 4.2.6 si osserva che la sismicità storica si ubica in corrispondenza delle aree non interessate dalla sismicità strumentale e che quest'ultima si distribuisce lungo la catena nelle aree orientali rispetto al Bacino Tiberino all'interno della dorsale appenninica confermata anche dalle ultime sequenze di Sansepolcro (1987, 1990, 1997 2001).

Luogo	Lat	Lon	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Imax	Io	M
Monterchi	43,465	12,127	1352	12	25			90	90	6,0
Sansepolcro	43,465	12,127	1353	01	01	06	30	90	80	5,4
Bocca Serriola	43,523	12,295	1389	10	18			90	90	6,0
Città di Castello	43,456	12,239	1458	4	26			90	90	6,0
Alta Valnerina	42,530	13,030	1719	6	27	06	30	80	80	5,6
Cagliese	43,594	12,506	1781	6	3			100	95	6,3
Val Tiberina	43,505	12,208	1789	9	30	10	15	90	85	5,8
Monterchi-Citerna	43,465	12,125	1917	4	26	9	35	95	90	6,0

Tabella 4.2.2 – Elenco dei terremoti storici ($M \geq 5.0$) ubicati in Alta Val Tiberina

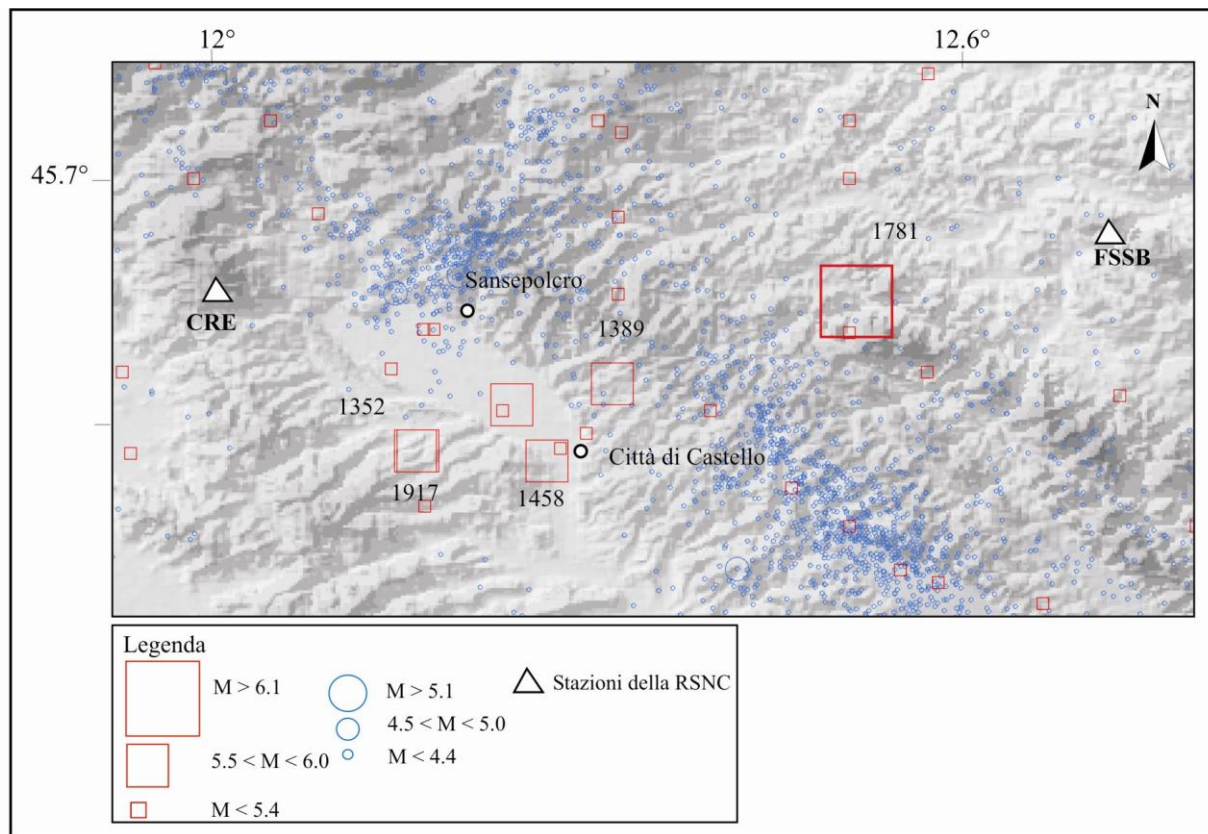


Figura 4.2.6 - Distribuzione in pianta della sismicità strumentale (1983-2003) e della sismicità storica (CPTI, 1999) nell’Alta Val Tiberina.

Negli ultimi 20 anni l’area è stata caratterizzata da 4 piccole sequenze nel 1987; 1990, 1997 e 2001 (Figura 4.2.7a). La RSNC dell’INGV ha registrato l’evento sismico del 26 novembre del 2001 alle 01:56 italiane di magnitudo $M_d=4.3$ con epicentro a N di Anghiari ($M_I=4.4$, $I=VI$ M.C.S.) (Figura 4.2.7b). L’evento è stato preceduto da una scossa alle ore 00:57 ($M_d=2.9$, $I=III$ M.C.S.) ed è stata seguita da circa 10 scosse, la maggiore delle quali è avvenuta alle 02:39 ($M_d=3.1$, $I=III$ M.C.S.). L’evento si è verificato nel bacino di Sansepolcro, in un’area sottoposta a deformazione distensiva (Figura 4.3.9). La sequenza del 1997 attivatasi in seguito del terremoto di Colfiorito, con $M_I=4.1$ è localizzata a 10 km a nord di Sansepolcro ed è caratterizzata da circa 100 *aftershocks*. Tra l’ottobre del 2000 e maggio del 2001 è stato eseguito in quest’area un esperimento di sismica passiva con un *array* di 27 stazioni che ha localizzando circa 2000 eventi con $0 < M_I < 3.1$ (PICCININI *et al.*, 2003). La sismicità si distribuisce lungo una struttura est-immersa probabilmente relativa alla faglia alto tiberina la cui attività sismogenica è stata evidenziata da numerosi autori (BARCHI *et al.*, 1986, 1998; BONCIO *et al.*, 1999, 2002; COLLETTINI *et al.*, 2000) (Figura 4.2.8). Per le sequenze del 1987 e del 1990 la loro localizzazione non può essere considerata attendibile a causa della disomogeneità della rete sismica soprattutto per l’evento del 1987 in cui la rete era ancora ai primi stadi di attività. Dalla distribuzione spaziale della sismicità delle ultime sequenze di Sansepolcro

(1987, 1990, 1997, 2001; Figura 4.2.7) si osserva una loro concentrazione verso est del Bacino tra Sansepolcro stesso e Bocca Trabaria conferma quanto affermato sopra, presupponendo l’esistenza di una struttura distensiva ovest-immersa ubicata in catena.

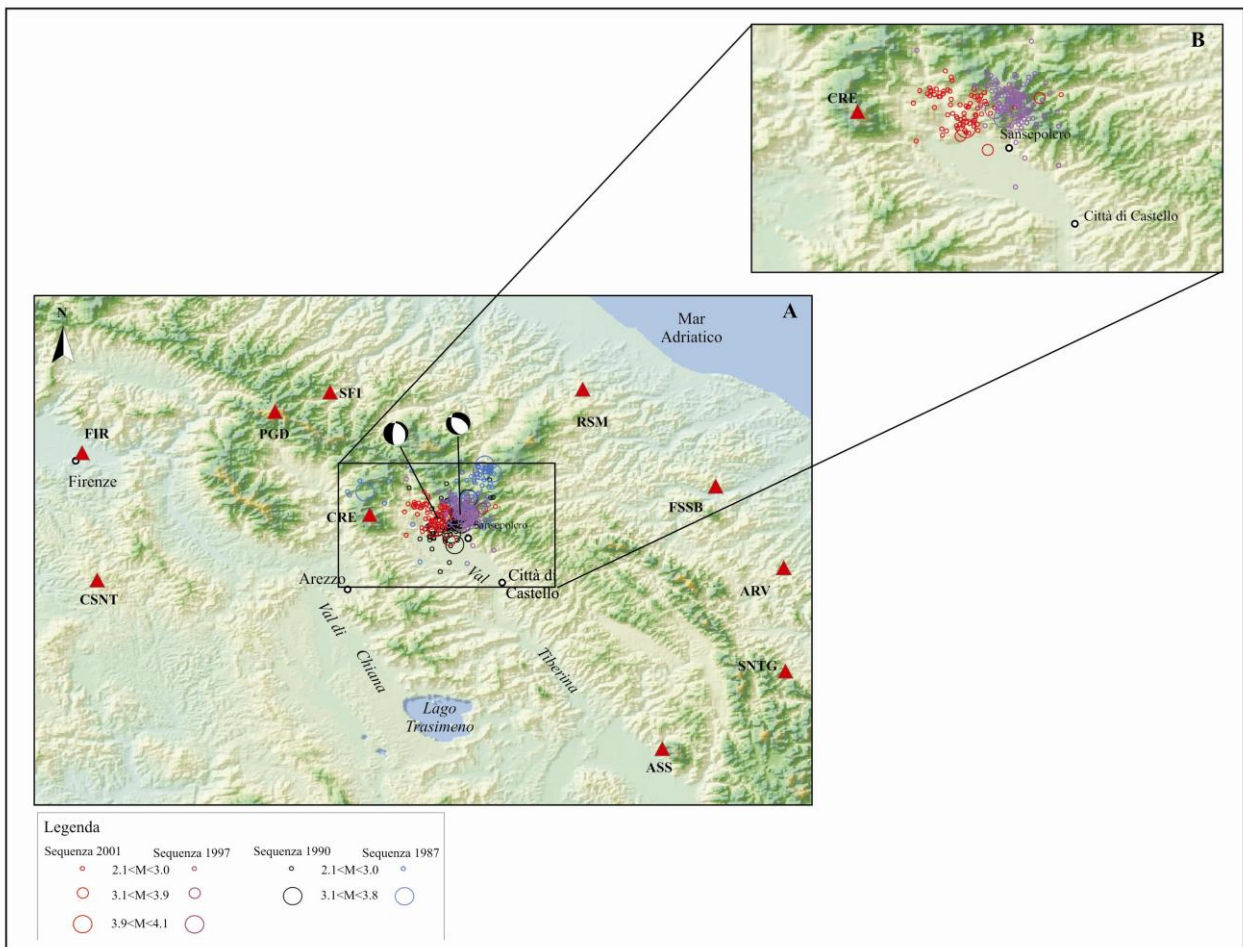


Figura 4.2.7 - Distribuzione delle quattro sequenze avvenute nell’ALta Val Tiberina: 1987; 1990; 1997 e 2001. Sono riportati i meccanismi focali dei terremoti del 1997 e 2001. Nel riquadro in alto a destra un particolare dell’area è riportata solo le sequenze sismiche del 1997 e 2001.

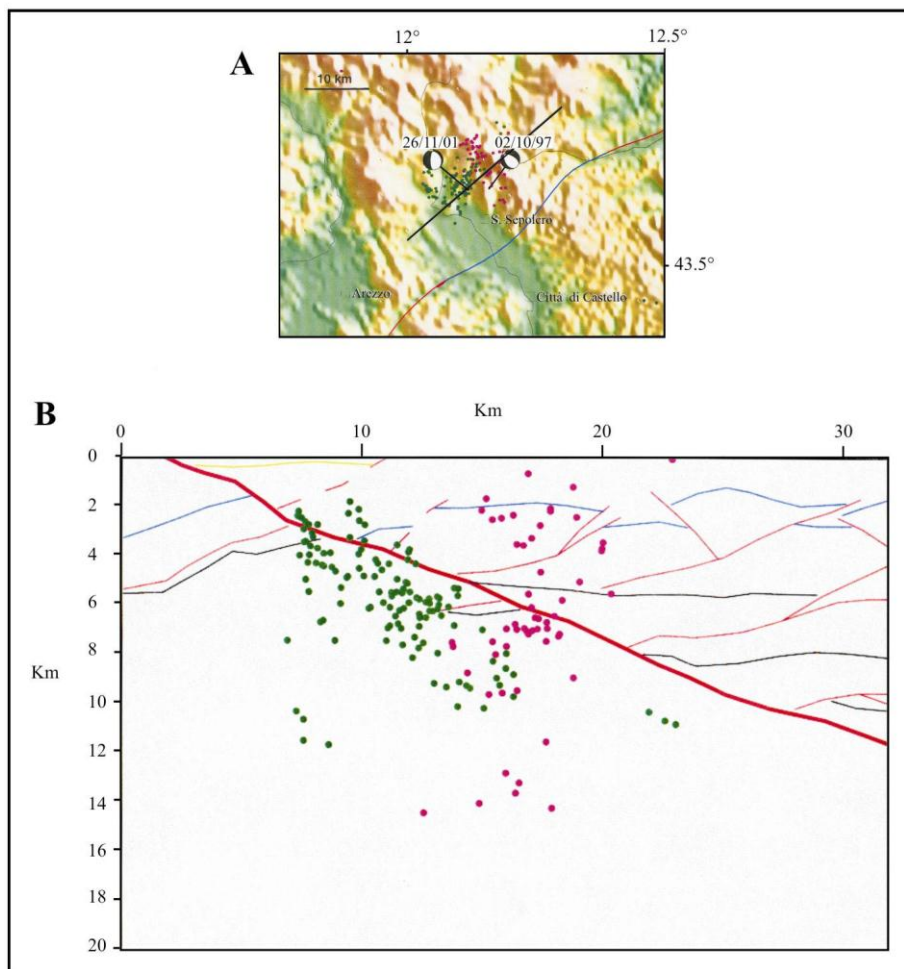


Figura 4.2.8 - Rappresentazione della distribuzione in profondità delle sequenze sismiche del 1997 (pallini rossi) e del 2001 (pallini verdi) in corrispondenza del profilo CROP03. La sequenza del 2001 sembra distribuirsi lungo la Faglia Alto Tiberina est-immergente mentre la sequenza del 1997 probabilmente è in corrispondenza di una struttura antitetica. Nel riquadro in alto a sinistra sono riportate le due sequenze e la traccia del profilo CROP03.

In sintesi, guardando anche la distribuzione dei terremoti strumentali degli ultimi 20 anni che hanno interessato le aree limitrofe a quella di Città di Castello si osserva chiaramente che essa si è ripartisce lungo la catena appenninica umbro-marchigiana in corrispondenza di bacini intramontani di Gubbio (evento del 1984 M=5.6), Colfiorito (1997-98 M=6.0) e Norcia (1979 M=5.8). La genesi di questi bacini è legata ad un sistema estensionale NW-SE immergente verso W che si raccorda in profondità con la grande struttura Alto Tiberina. In conclusione l'area è caratterizzata da una importante sismicità storica e da una sismicità strumentale moderata ed è racchiusa all'interno di una fascia sismogenica nota e ben studiata caratterizzata da importanti strutture sismogeniche attive. Solo ultimamente l'area è stata oggetto di importanti e significativi studi che stanno contribuendo ad una accurata definizione dal punto di vista geologico e sismotettonico.

4.3 I BOREHOLE BREAKOUT

4.3.1 INTRODUZIONE

Per l’area dell’Appennino centro-settentrionale sono stati analizzati solo due pozzi ubicati nel bacino dell’Alta Val Tiberina. I loro risultati hanno integrato il *data set* relativo alla determinazione del campo di *stress* attivo in tutta Italia. Le orientazioni dell’ S_{hmin} dedotte dall’analisi dei *borehole breakout* sono state successivamente confrontate con le direzioni di *breakout* desunte dalla letteratura. Si è cercato anche di integrare questi risultati con i dati dedotti dall’analisi dei meccanismi focali dei terremoti (asse-T) avvenuti negli ultimi 30 anni in quest’area, per meglio definire l’andamento del campo di *stress* attivo.

Sono stati visionati 2 pozzi ubicati nell’area dell’Alta Val Tiberina (Figura 4.3.1). Sono state eseguite delle analisi di *breakout* dettagliate per alcune formazioni più interessanti ed è stato ricostruito l’assetto tettonico e stratigrafico di ogni perforazione.

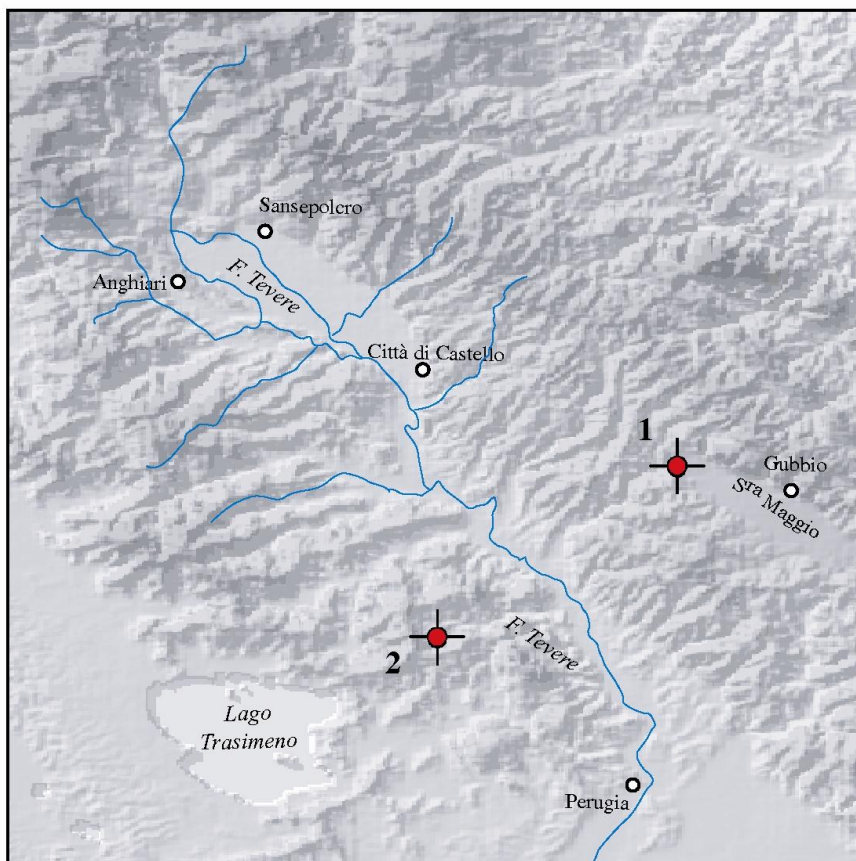


Figura 4.3.1 – Ubicazione dei pozzi nell’Alta Val Tiberina

4.3.2 ANALISI DEI RISULTATI

4.3.2a Pozzo 1: successione stratigrafica

Il pozzo 1 è ubicato presso l'abitato di Pietralunga, qualche chilometro a 12 km a WNW di Gubbio (PG) è profondo 5600 m, la quota del piano campagna è di 670 m e la quota della tavola Rotary è 679 m. L'obiettivo della perforazione era raggiungere i livelli produttivi della Scaglia calcarea ed i livelli calcareo-dolomitici della Formazione di Burano. La perforazione ha attraversato tutta la sequenza umbro-marchigiana fino alle Anidriti di Burano. Non è stato possibile rappresentare nella Figura 3.2.3.2 tutti gli intervalli stratigrafici per l'esigua scala di rappresentazione; essi sono stati raggruppati in macro-formazioni: successione terrigena; pelagica e carbonatica.

Il *Dipmeter* ha misurato numerosi dati di *azimuth* relativi al dip degli strati; questi valori sono stati riportati nella Figura 4.3.2.

In sintesi la perforazione ha, quindi, incontrato la successione di piattaforma carbonatica-evaporitica (Trias sup.-Lias inf.), a cui fa seguito la successione pelagica del dominio umbro-marchigiano (Giurassico-Oligocene), segue la successione pelagica del dominio toscano nell'Umbria occidentale (Oligocene-Miocene) e le tipiche successioni torbiditiche mioceniche umbre. La successione rilevata dalla perforazione presenta una continuità temporale e litostratigrafica con una concentrazione di elementi tettonici (nella parte alta della stratigrafia, dai 1436 m fino al piano campagna) che hanno coinvolto le formazioni più recenti databili tra il Cenomaniano ed il Langhiano. Si osservano solo due elementi tettonici a quota 4650 m e 4740 m nella porzione terminale delle Anidriti di Burano.

Dati e Risultati

L'intervallo analizzato è compreso tra i 5600 e i 495 m. L'analisi di *breakout* è stata effettuata nei seguenti intervalli di profondità: 5541-5075 m; 4580-1830 m; 1495-1210 m; 850-495 m. La deviazione del pozzo dalla verticale oscilla tra i valori minimi di 2° a massimi di 8°. L'*azimuth* della deviazione del pozzo presenta valori costanti intorno ai N200°-359° riferiti ad un intervallo di profondità compreso tra i 5541-4580 m; esso oscilla tra N19.5°-29.5° dai 4235 ai 2075 m; e nuovamente passa a valori di N 279.5°-359.5° riscontrati ad una profondità tra i 1872 e i 495 m. Sono presenti dei tratti ovalizzati continui con *breakout* orientati prevalentemente NNE-SSW.

In questo pozzo l'analisi dei *breakout* ha evidenziato 92 zone di *breakout* di cui 49 relative alle Anidriti di Burano e 29 ovalizzazioni nelle restanti successioni. Di questi 92 *breakout*, 41 sono stati considerati di qualità 4, e 7 di qualità 3 ed i restanti 44 sono stati scartati (Tabella 4.3.1).

POZZO 1

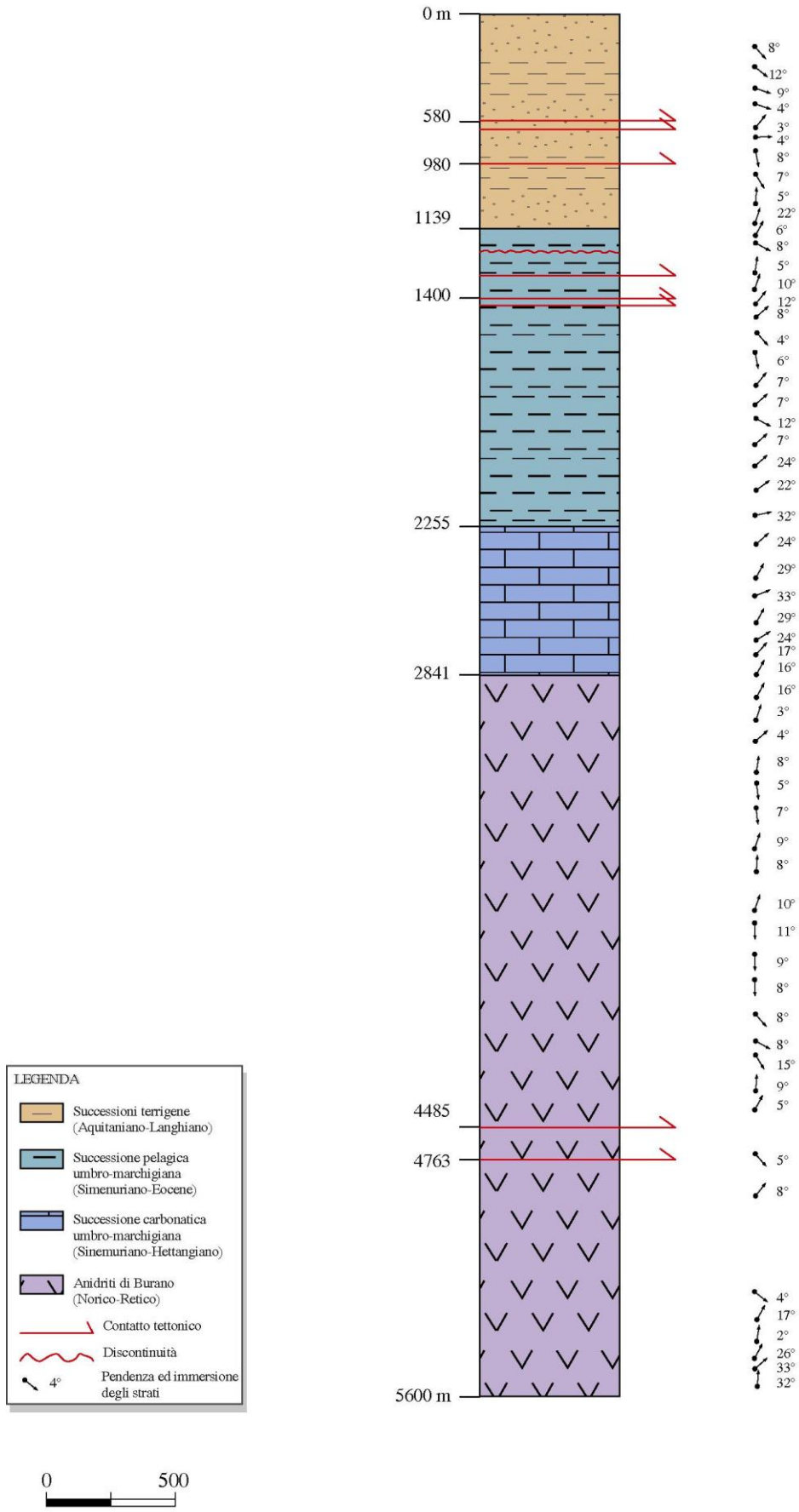


Figura 4.3.2 – Stratigrafia del pozzo.

A tal proposito può essere menzionata la presenza di una zona di *breakout*, alla profondità di 1285 fino a 1295 m, in cui è molto chiara la rotazione della curva del “*Relative Bearing*” di 90° e l’inversione tra il *caliper* C₁₋₃ ed il *caliper* C₂₋₄; purtroppo è stata data una qualità 5 dal programma, in quanto la deviazione del pozzo (curva HAZI) coincide con l’*azimuth* dei *breakout*. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo lungo la quale si è verificato il *breakout* è di 1190 m su 5000 m di sondaggio pari al 24%. È stato calcolato il valore della direzione dell’ S_{hmin} riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione prevalente NNE-SSW. Sono stati eseguiti dei *plot* relativi alle direzioni preferenziali riscontrate nelle formazioni più significative, elaborando i dati di qualità 1-4 più indicativi. I dati riferiti alle Formazioni delle Anidriti di Burano (Tabella 4.3.2; Qualità A), del Calcare Massiccio (Qualità B) e della Corniola (Qualità C) indicano delle direzioni preferenziali NNE-SSW oscillante intorno a N4.8°-9.7°. La formazioni della Marnosa-Arenacea (Qualità D) ha una direzione dell’ S_{hmin} di N67°, mentre si rileva un andamento anomalo nella Formazione delle Marne a Fucoidi con una direzione dell’ S_{hmin} N121° (Qualità C). Sono stati, inoltre, presi in considerazione i dati cumulativi dalla Formazione della Marnosa-Arenacea ai Calcari a *Rhaetavicula* contorta indicanti un andamento dell’ S_{hmin} di N37° (Tabella 4.3.3; Qualità D). Si riconosce una direzione media dell’ S_{hmin} N12.7°, ortogonalmente a questo si ricava l’ S_{Hmax} con una direzione N102°. È stato evidenziato lungo tutta la perforazione la presenza di 36 zone di *washout*, di cui 18 sono prevalentemente impostate in corrispondenza di litologie argilloso-marnose distribuite dal piano campagna fino alla profondità di 3700 m. Inoltre, è stata effettuata una comparazione tra la direzione dell’*azimuth* del *dip* gli strati registrati durante il sondaggio e l’*azimuth* del *breakout*. Tale confronto serve per capire se lo strumento, che ha registrato i *breakout*, ha sfruttato o no il piano di immersione dello strato.

Se si dovesse registrare un’analogia *azimutale* ciò indicherebbe che i *breakout* rilevati sono legati al piano di strato e non all’azione del campo di *stress* che la roccia ha subito. Ad una attenta analisi sono state riconosciute otto analogie *azimutali* a varie profondità e distribuite lungo tutto il pozzo.

La prima correlazione è stata riscontrata alla profondità di 485-505 m con un valore dell’*azimuth* del *dip* dello strato e del *breakout* N120°, la pendenza dello strato è di 5°. Alla profondità di ~ 600 m i due *azimuth* sono N10° e la pendenza è di 8°, la terza analogia è stata rilevata alla profondità di 1220 m con valori degli *azimuth* di N40 e pendenza dello strato di 8°. Successivamente si riscontra alla profondità di 1828-1885 valori *azimutali* di N40 con la pendenza dello strato relativo di 5°, mentre alla profondità di 2361 m si riscontrano valori dell’*azimuth* del *dip* dello strato e del *breakout* di N22° con 25° di pendenza. La settima analogia è stata rilevata alla profondità di 2687 m con valori degli *azimuth* di N20° e pendenza dello strato di 15°. L’ultima analogia è ubicata alla profondità di ~ 3000 m con N10°-20° e pendenza dello strato di 5°.

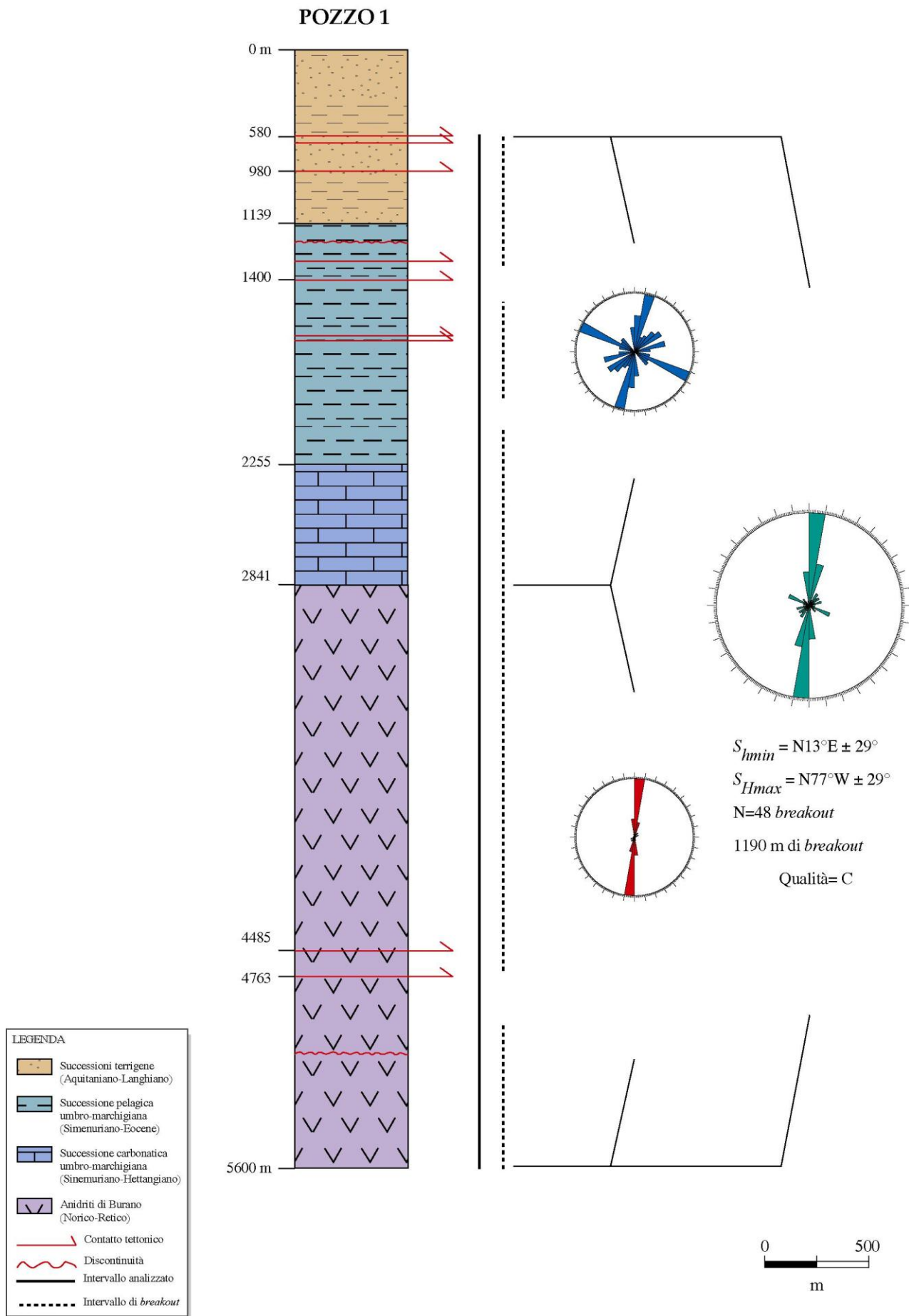


Figura 4.3.3 – Sintesi dell’analisi di breakout. Sono riportate le direzioni medie dell’Shmin relative alle Formazioni di Burano (Q=B, colore rosso) e alle restanti Formazioni umbro-marchigiane (Q= D, colore blu). Il diagramma più a destra rappresenta la media di tutto l’intervallo di breakout analizzato. La qualità totale del pozzo è C (colore verde)

POZZO 1
DECLINAZIONE -0.5
RUN 1-2-3-4

NO.	LUNGH. (metri)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'	
1	4.0	1.0	4	69.5	199.5	8.5	5537.0	5541.0
2	3.0	1.0	4	39.5	199.5	8.1	5523.0	5526.0
3	49.0	1.0	5	19.5	199.5	6.7	5491.0	5442.0
4	3.0	1.0	4	77.5	197.5	6.0	5427.0	5430.0
5	28.0	1.0	5	19.5	29.5	2.0	5232.0	5260.0
6	25.0	1.0	4	19.5	359.5	5.0	5100.0	5075.0
7	25.0	1.0	5	-5.5	359.5	7.5	4580.0	4605.0
8	25.0	1.0	5	14.5	4.5	7.5	4555.0	4580.0
9	25.0	1.0	5	4.5	4.5	7.5	4530.0	4555.0
10	25.0	1.0	5	4.5	4.5	8.0	4480.0	4505.0
11	5.0	1.0	5	29.5	19.5	8.0	4230.0	4235.0
12	25.0	1.0	4	39.5	19.5	8.0	4205.0	4230.0
13	25.0	1.0	5	9.5	19.5	8.5	4180.0	4205.0
14	175.0	1.0	4	9.5	24.5	8.0	4005.0	4180.0
15	25.0	1.0	5	14.5	24.5	8.0	3980.0	4005.0
16	33.0	1.0	4	-0.5	19.5	8.0	3924.0	3957.0
17	19.0	1.0	5	24.5	19.5	8.2	3905.0	3924.0
18	25.0	1.0	5	24.5	19.5	8.2	3880.0	3905.0
19	30.0	1.0	4	4.5	19.5	8.2	3850.0	3880.0
20	25.0	1.0	4	9.5	24.5	8.1	3825.0	3850.0
21	42.0	1.0	5	14.5	19.5	8.0	3783.0	3825.0
22	28.0	1.0	5	29.5	29.5	8.0	3755.0	3783.0
23	12.0	1.0	5	29.5	29.5	8.2	3733.0	3745.0
24	33.0	1.0	5	27.5	29.5	8.2	3700.0	3733.0
25	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3675.0	3700.0
26	25.0	1.0	4	14.5	29.5	8.2	3650.0	3675.0
27	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3625.0	3650.0
28	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3600.0	3625.0
29	17.0	1.0	4	9.5	29.5	8.2	3583.0	3600.0
30	31.0	1.0	4	-0.5	29.5	8.2	3550.0	3581.0
31	7.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3516.0	3523.0
32	8.0	1.0	4	9.5	29.5	8.2	3507.0	3515.0
33	15.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3490.0	3505.0
34	30.0	1.0	4	9.5	29.5	8.0	3450.0	3480.0
35	20.0	1.0	4	14.5	29.5	8.0	3425.0	3445.0
36	23.0	1.0	5	24.5	29.5	8.0	3400.0	3423.0
37	25.0	1.0	5	19.5	29.5	7.8	3375.0	3400.0
38	30.0	1.0	5	19.5	29.5	7.8	3300.0	3330.0
39	25.0	1.0	5	24.5	29.5	7.0	3275.0	3300.0
40	25.0	1.0	5	24.5	29.5	7.0	3250.0	3275.0
41	30.0	1.0	4	9.5	29.5	7.0	3220.0	3250.0
42	8.0	1.0	4	-40.5	29.5	6.0	3210.0	3218.0
43	20.0	1.0	4	-15.5	29.5	6.0	3190.0	3210.0
44	15.0	1.0	4	14.5	34.5	6.0	3175.0	3190.0
45	20.0	1.0	4	-5.5	24.5	5.0	3080.0	3100.0
46	20.0	1.0	4	-0.5	29.5	5.0	3060.0	3080.0
47	20.0	1.0	4	4.5	29.5	5.0	3040.0	3060.0
48	20.0	1.0	5	24.5	34.5	4.5	3020.0	3040.0
49	19.0	1.0	4	69.5	19.5	4.0	2925.0	2944.0
50	2.0	1.0	5	29.5	39.5	3.0	2792.0	2794.0
51	25.0	1.0	5	29.5	39.5	3.0	2715.0	2740.0
52	5.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2685.0	2690.0
53	50.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2635.0	2685.0

Tabella 4.3.1 – Risultato dell'analisi di *breakout*

segue Tabella 4.3.1

54	10.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2590.0	2600.0	
55	15.0	1.0	4	-0.5	29.5	3.0	2478.0	2493.0	
56	2.0	1.0	5	19.5	29.5	3.0	2460.0	2462.0	
57	33.0	1.0	4	14.5	29.5	3.1	2370.0	2403.0	
58	47.0	1.0	5	24.5	34.5	3.2	2323.0	2370.0	
59	58.0	1.0	4	9.5	29.5	3.3	2265.0	2323.0	
60	7.0	1.0	4	19.5	34.5	3.5	2258.0	2265.0	
61	3.0	1.0	4	14.5	29.5	3.5	2234.0	2237.0	
62	4.0	1.0	4	-0.5	19.5	3.2	2119.0	2123.0	
63	20.0	1.0	4	-0.5	19.5	3.2	2075.0	2095.0	
64	25.0	1.0	3	59.5	9.5	3.2	1872.0	1897.0	
65	25.0	1.0	3	44.5	359.5	2.8	1847.0	1872.0	
66	17.0	1.0	3	49.5	359.5	2.3	1830.0	1847.0	
67	28.0	1.0	4	-40.5	349.5	2.5	1587.0	1615.0	
68	19.0	1.0	3	-60.5	344.5	2.5	1476.0	1495.0	→ 1495 m
69	25.0	1.0	3	-65.5	344.5	2.5	1450.0	1475.0	
70	25.0	1.0	3	-60.5	339.5	2.5	1425.0	1450.0	
71	25.0	1.0	3	-50.5	339.5	2.5	1400.0	1425.0	
72	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1375.0	1400.0	
73	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1350.0	1375.0	
74	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1325.0	1350.0	
75	25.0	1.0	5	-10.5	349.5	2.9	1300.0	1325.0	→ 1290 m
76	25.0	1.0	5	-15.5	339.5	3.1	1263.0	1288.0	
77	8.0	1.0	5	-15.5	339.5	3.3	1255.0	1263.0	
78	30.0	1.0	4	39.5	339.5	3.3	1210.0	1240.0	
79	5.0	1.0	5	-40.5	319.5	2.0	845.0	850.0	
80	15.0	1.0	5	-40.5	319.5	2.0	830.0	845.0	→ 828 m
81	23.0	1.0	5	-45.5	319.5	2.0	800.0	823.0	
82	25.0	1.0	4	-70.5	314.5	2.1	775.0	800.0	
83	25.0	1.0	4	84.5	299.5	2.1	750.0	775.0	→ 773 m
84	25.0	1.0	4	79.5	299.5	2.1	725.0	750.0	
85	25.0	1.0	4	79.5	299.5	2.0	700.0	725.0	
86	25.0	1.0	4	54.5	284.5	2.0	675.0	700.0	
87	25.0	1.0	4	19.5	279.5	2.0	650.0	675.0	
88	25.0	1.0	4	19.5	279.5	2.8	625.0	650.0	
89	25.0	1.0	4	24.5	279.5	2.8	600.0	625.0	
90	25.0	1.0	5	-75.5	289.5	2.0	545.0	570.0	→ 580 m
91	25.0	1.0	4	-60.5	359.5	2.0	520.0	545.0	→ 505 m
92	25.0	1.0	5	-60.5	299.5	2.0	495.0	520.0	

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 48 breakout)

Analisi per lunghezze cumulate di breakout

$$S_{hmin} = N 12.7 E \pm 29.0^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 77.3 W \pm 29.0^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.6^\circ$$

Analisi per numero di breakout

$$S_{hmin} = N 15.9 E \pm 31.5^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 74.1 W \pm 31.5^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 8.9^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 16.8 E \pm 27.2^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.5^\circ$$

Analisi del Relative Bearing

$$\text{Relative Bearing} = 27.1 \pm 0.0^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 0.0^\circ$$

POZZO 1 (Formazione delle ANDRITI DI BURANO)

DECLINAZIONE -0.5

RUN 1-2-3-4

NO.	LUNGH. (metri)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'	
1	4.0	1.0	4	69.5	199.5	8.5	5537.0	5541.0
2	3.0	1.0	4	39.5	199.5	8.1	5523.0	5526.0
3	49.0	1.0	5	19.5	199.5	6.7	5491.0	5442.0
4	3.0	1.0	4	77.5	197.5	6.0	5427.0	5430.0
5	28.0	1.0	5	19.5	29.5	2.0	5232.0	5260.0
6	25.0	1.0	4	19.5	359.5	5.0	5100.0	5075.0
7	25.0	1.0	5	-5.5	359.5	7.5	4580.0	4605.0
8	25.0	1.0	5	14.5	4.5	7.5	4555.0	4580.0
9	25.0	1.0	5	4.5	4.5	7.5	4530.0	4555.0
10	25.0	1.0	5	4.5	4.5	8.0	4480.0	4505.0
11	5.0	1.0	5	29.5	19.5	8.0	4230.0	4235.0
12	25.0	1.0	4	39.5	19.5	8.0	4205.0	4230.0
13	25.0	1.0	5	9.5	19.5	8.5	4180.0	4205.0
14	175.0	1.0	4	9.5	24.5	8.0	4005.0	4180.0
15	25.0	1.0	5	14.5	24.5	8.0	3980.0	4005.0
16	33.0	1.0	4	-0.5	19.5	8.0	3924.0	3957.0
17	19.0	1.0	5	24.5	19.5	8.2	3905.0	3924.0
18	25.0	1.0	5	24.5	19.5	8.2	3880.0	3905.0
19	30.0	1.0	4	4.5	19.5	8.2	3850.0	3880.0
20	25.0	1.0	4	9.5	24.5	8.1	3825.0	3850.0
21	42.0	1.0	5	14.5	19.5	8.0	3783.0	3825.0
22	28.0	1.0	5	29.5	29.5	8.0	3755.0	3783.0
23	12.0	1.0	5	29.5	29.5	8.2	3733.0	3745.0
24	33.0	1.0	5	27.5	29.5	8.2	3700.0	3733.0
25	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3675.0	3700.0
26	25.0	1.0	4	14.5	29.5	8.2	3650.0	3675.0
27	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3625.0	3650.0
28	25.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3600.0	3625.0
29	17.0	1.0	4	9.5	29.5	8.2	3583.0	3600.0
30	31.0	1.0	4	-0.5	29.5	8.2	3550.0	3581.0
31	7.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3516.0	3523.0
32	8.0	1.0	4	9.5	29.5	8.2	3507.0	3515.0
33	15.0	1.0	5	19.5	29.5	8.2	3490.0	3505.0
34	30.0	1.0	4	9.5	29.5	8.0	3450.0	3480.0
35	20.0	1.0	4	14.5	29.5	8.0	3425.0	3445.0
36	23.0	1.0	5	24.5	29.5	8.0	3400.0	3423.0
37	25.0	1.0	5	19.5	29.5	7.8	3375.0	3400.0
38	30.0	1.0	5	19.5	29.5	7.8	3300.0	3330.0
39	25.0	1.0	5	24.5	29.5	7.0	3275.0	3300.0
40	25.0	1.0	5	24.5	29.5	7.0	3250.0	3275.0
41	30.0	1.0	4	9.5	29.5	7.0	3220.0	3250.0
42	8.0	1.0	4	-40.5	29.5	6.0	3210.0	3218.0
43	20.0	1.0	4	-15.5	29.5	6.0	3190.0	3210.0
44	15.0	1.0	4	14.5	34.5	6.0	3175.0	3190.0
45	20.0	1.0	4	-5.5	24.5	5.0	3080.0	3100.0
46	20.0	1.0	4	-0.5	29.5	5.0	3060.0	3080.0
47	20.0	1.0	4	4.5	29.5	5.0	3040.0	3060.0
48	20.0	1.0	5	24.5	34.5	4.5	3020.0	3040.0
49	19.0	1.0	4	69.5	19.5	4.0	2925.0	2944.0

Tabella 4.3.2 – Risultato dell’analisi di *breakout*

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 23 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{Hmin} = N 9.2 E \pm 14.8^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 80.8 W \pm 14.8^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.2^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{Hmin} = N 12.1 E \pm 23.3^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 77.9 W \pm 23.3^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 10.3^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 24.8 E \pm 6.4^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 0.5^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 19.4 \pm 0.0^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 0.0^\circ$$

QUALITA' = A

POZZO 1 (Formazioni dalla MARNOSA ARENACEA al CONTORTA)					CALCARE a RHAETAVICULA			
DECLINAZIONE -0.5 RUN 1-2-3-4								
NO.	LUNGH. (metri)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'	
1	2.0	1.0	5	29.5	39.5	3.0	2792.0	2794.0
2	25.0	1.0	5	29.5	39.5	3.0	2715.0	2740.0
3	5.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2685.0	2690.0
4	50.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2635.0	2685.0
5	10.0	1.0	5	19.5	29.5	2.8	2590.0	2600.0
6	15.0	1.0	4	-0.5	29.5	3.0	2478.0	2493.0
7	2.0	1.0	5	19.5	29.5	3.0	2460.0	2462.0
8	33.0	1.0	4	14.5	29.5	3.1	2370.0	2403.0
9	47.0	1.0	5	24.5	34.5	3.2	2323.0	2370.0
10	58.0	1.0	4	9.5	29.5	3.3	2265.0	2323.0
11	7.0	1.0	4	19.5	34.5	3.5	2258.0	2265.0
12	3.0	1.0	4	14.5	29.5	3.5	2234.0	2237.0
13	4.0	1.0	4	-0.5	19.5	3.2	2119.0	2123.0
14	20.0	1.0	4	-0.5	19.5	3.2	2075.0	2095.0
15	25.0	1.0	3	59.5	9.5	3.2	1872.0	1897.0
16	25.0	1.0	3	44.5	359.5	2.8	1847.0	1872.0
17	17.0	1.0	3	49.5	359.5	2.3	1830.0	1847.0
18	28.0	1.0	4	-40.5	349.5	2.5	1587.0	1615.0
19	19.0	1.0	3	-60.5	344.5	2.5	1476.0	1495.0
20	25.0	1.0	3	-65.5	344.5	2.5	1450.0	1475.0
21	25.0	1.0	3	-60.5	339.5	2.5	1425.0	1450.0
22	25.0	1.0	3	-50.5	339.5	2.5	1400.0	1425.0
23	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1375.0	1400.0
24	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1350.0	1375.0
25	25.0	1.0	5	-30.5	339.5	2.8	1325.0	1350.0
26	25.0	1.0	5	-10.5	349.5	2.9	1300.0	1325.0
27	25.0	1.0	5	-15.5	339.5	3.1	1263.0	1288.0
28	8.0	1.0	5	-15.5	339.5	3.3	1255.0	1263.0
29	30.0	1.0	4	39.5	339.5	3.3	1210.0	1240.0
30	5.0	1.0	5	-40.5	319.5	2.0	845.0	850.0
31	15.0	1.0	5	-40.5	319.5	2.0	830.0	845.0
32	23.0	1.0	5	-45.5	319.5	2.0	800.0	823.0
33	25.0	1.0	4	-70.5	314.5	2.1	775.0	800.0
34	25.0	1.0	4	84.5	299.5	2.1	750.0	775.0
35	25.0	1.0	4	79.5	299.5	2.1	725.0	750.0
36	25.0	1.0	4	79.5	299.5	2.0	700.0	725.0
37	25.0	1.0	4	54.5	284.5	2.0	675.0	700.0
38	25.0	1.0	4	19.5	279.5	2.0	650.0	675.0
39	25.0	1.0	4	19.5	279.5	2.8	625.0	650.0
40	25.0	1.0	4	24.5	279.5	2.8	600.0	625.0
41	25.0	1.0	5	-75.5	289.5	2.0	545.0	570.0
42	25.0	1.0	4	-60.5	359.5	2.0	520.0	545.0
43	25.0	1.0	5	-60.5	299.5	2.0	495.0	520.0

Tabella 4.3.3 – Risultato dell'analisi di *breakout*

<p>Per dati di qualità 4 o migliori (include 25 breakout)</p> <p>Analisi per lunghezze cumulate di breakout</p> <p>$S_{hmin} = N 36.3 E \pm 37.3^\circ$ $S_{Hmax} = N 53.7 W \pm 37.3^\circ$ Errore standard = 3.0°</p> <p>Analisi per numero di breakout</p> <p>$S_{hmin} = N 30.3 E \pm 37^\circ$ $S_{Hmax} = N 59.7 W \pm 37^\circ$ Errore standard = 15.5°</p> <p>Analisi della direzione del foro</p> <p>Direzione del foro = N 14.5 E \pm 33.6° Errore standard = 2.7°</p> <p>Analisi del Relative Bearing</p> <p>Relative Bearing = 39.8 \pm 0.0° Errore standard = 0.0°</p> <p>QUALITA' = D</p>
--

È presente un piccolo picco, sul diagramma circolare cumulativo, ad andamento NW-SE riferito ad una zona di breakout riscontrata ad una profondità di 5541-5420 m. La direzione media di ovalizzazione che rappresenta la massima estensione orizzontale, è di N13°E \pm 29° (Figura 4.3.3). Secondo il criterio di classificazione di ZOBACK (1992), la qualità dei breakout di questo pozzo sarebbe D. In questa analisi è stato conferito un valore di qualità migliore, C, perché non si è tenuto in considerazione la deviazione registrata nella Formazione dei Fucoidi di NW-SE. Infatti, se si considera l'andamento *azimutale* dei breakout delle altre formazioni ed in particolare quello delle Anidriti di Burano, che da sole rappresentano il 50% della stratigrafia, si nota con estrema ed evidente chiarezza che l'*azimuth* ha una orientazione NE-SW e valori prossimi a N13°E.

Risultati

Pozzo	Shmin	Lungh. (m) di breakout	Q
1	N13° \pm 29°	1190	C

4.3.2b Pozzo 2: successione stratigrafica

Il pozzo 2 è ubicato presso l'abitato di Umbertide, a N di Perugia, è profondo 4763 m, la quota del piano campagna è di 497 m e la quota della tavola Rotary è 505.9 m. La successione stratigrafica incontrata durante la perforazione è descritta in dettaglio nella Figura 4.3.4.

In sintesi la perforazione ha, quindi, incontrato torbiditi mioceniche umbre, poi la successione di piattaforma carbonatica-evaporitica del Trias sup. e quindi la successione continentale toscana rappresentata dalla Formazione del Verrucano. La successione attraversata dalla perforazione non presenta una continuità temporale né litostratigrafica, da segnalare la presenza di importanti elementi tettonici di raccordo tra le varie successioni. Da rilevare la presenza della successione del Verrucano, più antica (Ladinico-Carnico), sovrapposto tettonicamente all'interno della Formazione delle Anidriti di Burano (Norico-Retico). Un altro elemento tettonico importante è quello che mette a contatto le Anidriti di Burano con le successioni torbiditiche mioceniche. Interessante è il fatto di aver incontrato, in questo sondaggio, solo tre litologie a differenza delle varie successioni rilevate dalla perforazione 1, caratterizzate da una continuità verticale e temporale. Particolare è che questi due pozzi distano solo 30 km.

Dati e Risultati

La perforazione 2 ha raggiunto la massima profondità di 4763m L'analisi di *breakout* è stata effettuata nei seguenti intervalli di profondità: 3999-3145 m, 2236-2213 m, 2096-1990 m, 1926-1550 m e 781-760 m (Tabella 4.3.4). La deviazione del pozzo dalla verticale oscilla tra valori minimi di 1° e massimi di 3°. L'*azimuth* della deviazione del pozzo presenta valori costanti intorno ai N289°-330° riferiti ad un intervallo di profondità compreso tra i 3999-3145 m; esso è di N280° dai 2236 ai 2213 m; passa a valori di N248°-275° riscontrati ad una profondità tra i 2096 e i 1990 m. L'intervallo corrispondente ad un *range* di profondità di 1926-1550 m, consta di 14 dati, l'*azimuth* ha un andamento N280°-250°, ma ad una attenta analisi, si nota che il valore medio è di N255°-265° con un *range* di 10°. Infine l'ultimo intervallo, posto a 781-760 m, ha un valore corrispondente a N85°.

L'analisi, ha permesso di determinare 39 zone di *breakout* di cui 22 nella Formazione delle Anidriti di Burano, tra la profondità 3030 m e 326 m e 17 rilevate nella Formazione del Verrucano tra i 4485 e i 3030 m Non sono state analizzate eventuali zone di *breakout* nella Formazione della Marnosa Arenacea, perché troppo prossima al piano campagna: sono stati scartati i primi 500 m in quanto legate sia ai disturbi più superficiali sia al carico topografico.

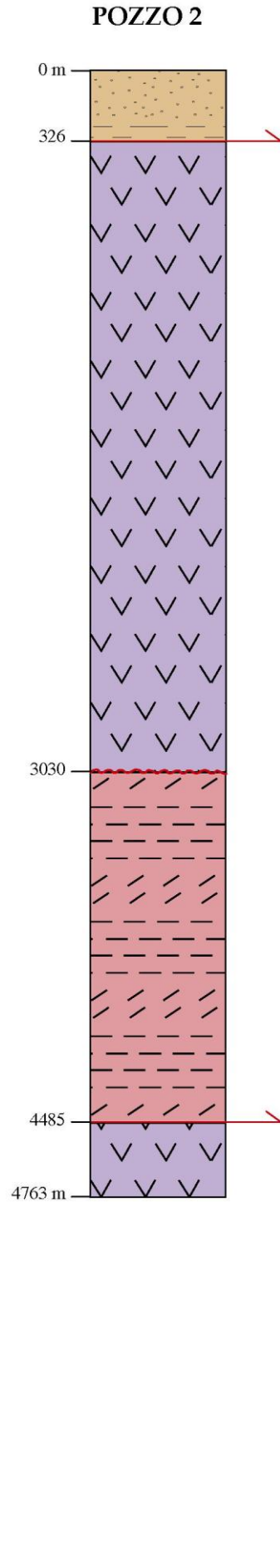


Figura 4.3.4 – Stratigrafia del pozzo.

Le ovalizzazioni sono assenti anche nella successione delle Anidriti di Burano ubicata alla base della perforazione con uno spessore di 300 m. Di queste 39 zone di *breakout*, 12 sono state considerate di qualità 4, e 17 di qualità 3. Il programma utilizzato per l'elaborazione dei dati ha dato un valore di qualità 5 alle altre 10 ovalizzazioni, riferite alla profondità di 2087-1890 m e 1780-1688 m, ed automaticamente scartate. Nella Formazione del Verrucano sono state esaminate solo le zone di *breakout* comprese nell'intervallo di profondità di 3999-3199m. L'*azimuth* del *breakout* registrato è coerente per tutto lo spessore della formazione, con valori compresi tra N41.5°-54.5°. All'interno della zona di *breakout* individuata, si è cercato di prendere in considerazione degli intervalli di lunghezza ridotte, al massimo di 25 m, con l'obiettivo di ottenere dei valori di misura migliori delle curve: DEVI, HAZI, “*Relative Bearing*” e la lunghezza dei due *caliper* (C₁₋₃ e C₂₋₄). Nella Formazione delle Anidriti di Burano le zone di *breakout* sono comprese tra 3030-326 m e raggruppabili in quattro intervalli: rispettivamente alla profondità di 2236-2213 m, 2096-1990 m, 1926-1550 m e 781-760 m. L'*azimuth* delle zone di *breakout*, riferito al primo intervallo, è di N29.5-49.5, abbastanza omogeneo per l'intero spessore e concorde con i valori riscontrati nella successione sottostante rappresentata dal Verrucano. Nell'altro intervallo di profondità i valori *azimutali* dei *breakout* oscillano tra N65.5° e N89.5°, riscontrando coerenza per tutta la lunghezza, ad eccezione di un valore di N2.5° corrispondente alla profondità di 2096-2087 m legati alla presenza di sottili livelli marnosi intercalati alle dolomie ed alle anidriti.

Tra la profondità di 1926 m e 1550 m, i valori dell'*azimuth* sono più diversificati, considerando che l'intervallo di riferimento è anche più ampio. Si alternano valori minimi di N9.5° a massimi di N89.5°, con un'anomalia relativa all'intervallo di profondità 1610-1578 m, che presentano un *azimuth* di N179.5°. Da segnalare in questo *range* la presenza di 10 zone di *breakout* di qualità 5 aventi *azimuth* compresi tra N65.5° e N89.5°. Non considerandoli nella media *azimutale* precedente si ricavano valori più omogenei e compresi tra N9.5° e N54.5°. Anche per la Formazione delle Anidriti di Burano, le zone di *breakout* troppo ampie, esse sono state suddivise in intervalli inferiori ai 25 m. Si notano due intervalli superiori a quelli appena descritti legati a zone di ovalizzazione ampie ma non contigue. La lunghezza cumulativa della sezione del pozzo lungo la quale si è verificato il *breakout* è di 429 m su 4763 m di sondaggio pari al 9%. È stato calcolato il valore della direzione dell' S_{hmin} N39.6° e dell' S_{Hmax} N129.6° riferito a tutti i dati di qualità compresa tra 1 e 4 riscontrando una direzione prevalente NE-SW. Sono stati eseguiti anche dei *plot*, sia per lunghezze cumulate di *breakout* sia per numero di *breakout* relativi alle direzioni preferenziali riscontrate, relativi solamente alle formazioni del Verrucano e delle Anidriti di Burano, elaborando i dati di qualità 1-4.

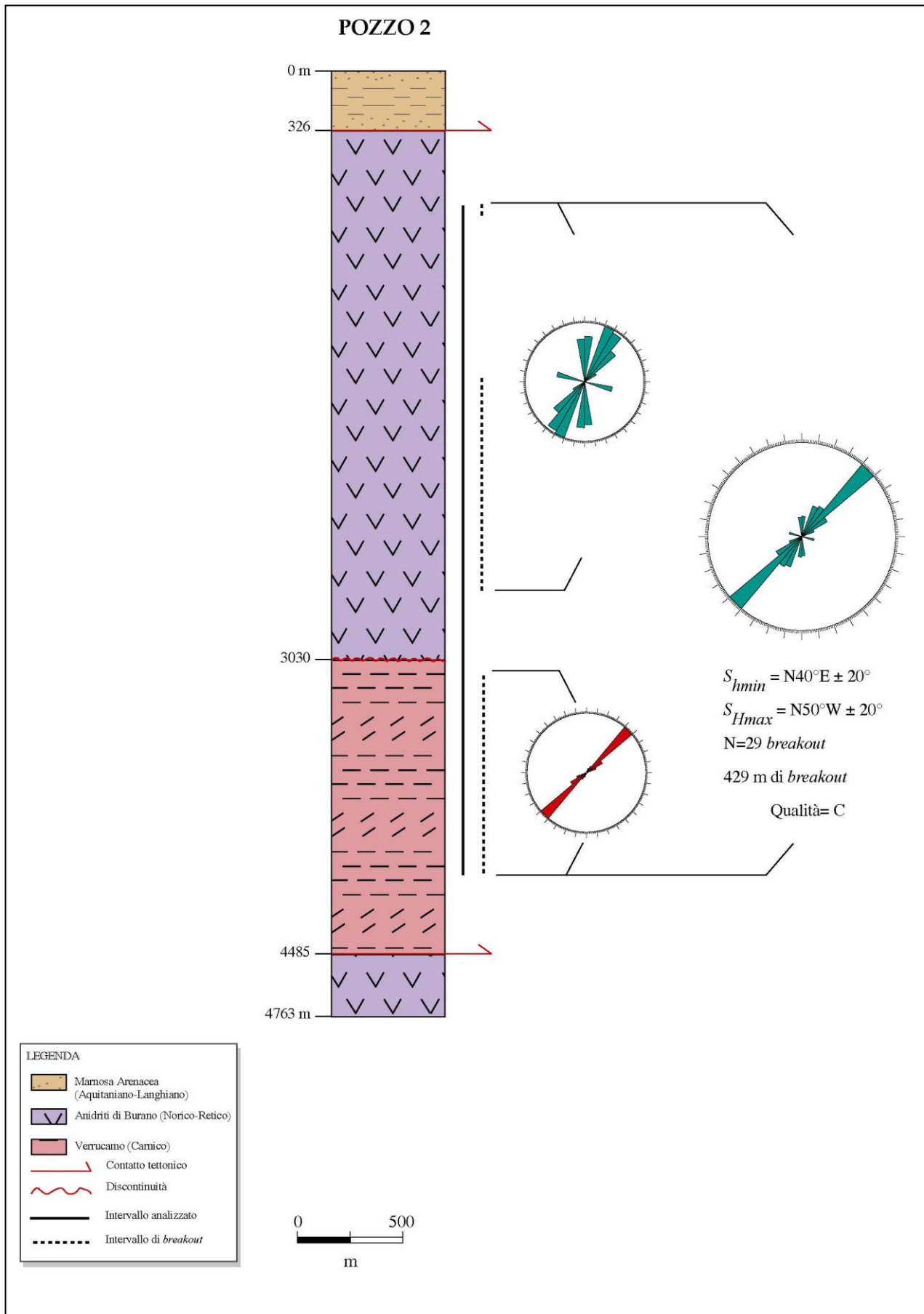


Figura 4.3.5 – Sintesi dell’analisi di breakout. Sono riportate le direzioni medie dell’Shmin relative alle Formazioni di Burano (Q=C, colore verde) e alla Formazione del Verrucano (Q= B, colore rosso). Il diagramma più a destra rappresenta la media di tutto l’intervallo di breakout analizzato. La qualità totale del pozzo è C (colore verde)

POZZO 2

DECLINAZIONE -0.5

RUN 1-2

	LUNGH.	NO.	FATTORE	AZIMUT	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI	
NO.	(metri)	B.O.	QUALITA'	B.O.			PROFONDITA'	
1	18.0	1.0	3	44.5	289.5	2.5	3981.0	3999.0
2	25.0	1.0	3	49.5	319.5	2.8	3575.0	3600.0
3	25.0	1.0	3	49.5	319.5	2.6	3550.0	3575.0
4	5.0	1.0	3	54.5	324.5	2.3	3545.0	3550.0
5	10.0	1.0	3	24.5	329.5	0.8	3466.0	3476.0
6	10.0	1.0	3	39.5	329.5	1.1	3449.0	3459.0
7	5.0	1.0	3	54.5	324.5	0.7	3442.0	3447.0
8	5.0	1.0	3	54.5	324.5	0.8	3424.0	3429.0
9	3.0	1.0	3	44.5	314.5	1.2	3318.0	3321.0
10	15.0	1.0	3	44.5	314.5	1.8	3302.0	3317.0
11	22.0	1.0	3	62.5	317.5	1.3	3251.0	3273.0
12	6.0	1.0	3	32.5	322.5	1.2	3227.0	3233.0
13	3.0	1.0	3	46.5	321.5	1.4	3223.0	3226.0
14	3.0	1.0	3	41.5	323.5	1.1	3216.0	3219.0
15	4.0	1.0	3	46.5	324.5	1.2	3210.0	3214.0
16	24.0	1.0	3	52.5	327.5	0.7	3175.0	3199.0
17	30.0	1.0	3	44.5	329.5	0.7	3145.0	3175.0
18	4.0	1.0	4	29.5	279.5	0.8	2232.0	2236.0
19	13.0	1.0	4	49.5	279.5	0.9	2213.0	2226.0
20	9.0	1.0	4	2.5	267.5	2.5	2087.0	2096.0
21	17.0	1.0	5	65.5	247.5	2.4	2070.0	2087.0
22	3.0	1.0	5	84.5	264.5	2.6	2035.0	2038.0
23	18.0	1.0	5	83.5	263.5	2.8	2016.0	2034.0
24	26.0	1.0	5	89.5	274.5	2.5	1990.0	2016.0
25	24.0	1.0	5	74.5	254.5	2.1	1902.0	1926.0
26	5.0	1.0	5	84.5	254.5	2.1	1890.0	1895.0
27	3.0	1.0	4	14.5	254.5	2.0	1877.0	1880.0
28	40.0	1.0	4	29.5	254.5	1.8	1830.0	1870.0
29	10.0	1.0	4	54.5	259.5	1.5	1787.0	1797.0
30	25.0	1.0	5	64.5	249.5	1.5	1755.0	1780.0
31	18.0	1.0	5	74.5	264.5	1.3	1720.0	1738.0
32	20.0	1.0	5	77.5	264.5	1.2	1700.0	1720.0
33	12.0	1.0	5	89.5	264.5	1.2	1688.0	1700.0
34	17.0	1.0	4	49.5	264.5	1.2	1658.0	1675.0
35	22.0	1.0	4	34.5	264.5	0.8	1630.0	1652.0
36	20.0	1.0	4	32.5	264.5	0.7	1610.0	1630.0
37	32.0	1.0	4	-0.5	269.5	0.5	1578.0	1610.0
38	25.0	1.0	4	9.5	279.5	0.5	1550.0	1575.0
39	21.0	1.0	4	-75.5	84.5	1.5	760.0	781.0

Tabella .4.3.4 – Risultato dell’analisi di *breakout*

<p>Per dati di qualità 4 o migliori (include 29 breakout)</p> <p>Analisi per lunghezze cumulate di <i>breakout</i></p> <p>$S_{hmin} = N 39.6 E \pm 20^\circ$ $S_{Hmax} = N 50.4 W \pm 20^\circ$ Errore <i>standard</i> = 1.9°</p> <p>Analisi per numero di <i>breakout</i></p> <p>$S_{hmin} = N 40.9 E \pm 17.9^\circ$ $S_{Hmax} = N 49.1 W \pm 17.9^\circ$ Errore <i>standard</i> = 6.9°</p> <p>Analisi della direzione del foro</p> <p>Direzione del foro = N 67.4 E \pm 27.2° Errore <i>standard</i> = 2.6°</p> <p>Analisi del <i>Relative Bearing</i></p> <p><i>Relative Bearing</i> = 79.4 \pm 0.0° Errore <i>standard</i> = 0.0°</p>
--

I risultati ottenuti, riferiti alle Formazioni delle Anidriti di Burano, rivelano un andamento dell' S_{hmin} di N27.6° ed dell' dell' S_{Hmax} di N117.6 (Tabella 4.3.5). La Formazione del Verrucano presenta una direzione dell' dell' S_{hmin} di N47.7° e dell' dell' S_{Hmax} di N137.7° (Tabella 4.3.6).

È stata evidenziata, lungo tutta la perforazione, la presenza di estese zone di *washout*; infatti i diametri dei *caliper* C₁₋₃ e C₂₋₄ erano quasi sempre maggiori del *bit-size*, con scavarnamenti che superavano abbondantemente quello di perforazione di 3-4 pollici.

Sono presenti dei tratti ovalizzati continui con *breakout* orientati prevalentemente NE-SW. Sul diagramma circolare cumulativo è presente un piccolo picco, ad andamento WNW-ESE riferito ad una zona di ovalizzazione ubicata ad una profondità di 1610-1550 m, caratterizzata da livelli di marne intercalate ad alternanze di anidriti e dolomie. La direzione media dei *breakout*, che rappresenta la massima estensione sul piano orizzontale, è di N40°E \pm 20° (Figura 4.3.5).

Secondo il criterio di classificazione di ZOBACK (1992), per il *World Stress Map*, il pozzo, in seguito all'analisi delle zone di *breakout*, ha una qualità C.

Risultati

Pozzo	Shmin	Lungh. (m) di breakout	Q
2	N40E° \pm 20°	429	C

POZZO 2

DECLINAZIONE -0.5

RUN 1-2

(Formazioni dalle ANDRITI DI BURANO)

NO.	LUNGH. (metri)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'	
1	4.0	1.0	4	29.5	279.5	0.8	2232.0	2236.0
2	13.0	1.0	4	49.5	279.5	0.9	2213.0	2226.0
3	9.0	1.0	4	2.5	267.5	2.5	2087.0	2096.0
4	17.0	1.0	5	65.5	247.5	2.4	2070.0	2087.0
5	3.0	1.0	5	84.5	264.5	2.6	2035.0	2038.0
6	18.0	1.0	5	83.5	263.5	2.8	2016.0	2034.0
7	26.0	1.0	5	89.5	274.5	2.5	1990.0	2016.0
8	24.0	1.0	5	74.5	254.5	2.1	1902.0	1926.0
9	5.0	1.0	5	84.5	254.5	2.1	1890.0	1895.0
10	3.0	1.0	4	14.5	254.5	2.0	1877.0	1880.0
11	40.0	1.0	4	29.5	254.5	1.8	1830.0	1870.0
12	10.0	1.0	4	54.5	259.5	1.5	1787.0	1797.0
13	25.0	1.0	5	64.5	249.5	1.5	1755.0	1780.0
14	18.0	1.0	5	74.5	264.5	1.3	1720.0	1738.0
15	20.0	1.0	5	77.5	264.5	1.2	1700.0	1720.0
16	12.0	1.0	5	89.5	264.5	1.2	1688.0	1700.0
17	17.0	1.0	4	49.5	264.5	1.2	1658.0	1675.0
18	22.0	1.0	4	34.5	264.5	0.8	1630.0	1652.0
19	20.0	1.0	4	32.5	264.5	0.7	1610.0	1630.0
20	32.0	1.0	4	-0.5	269.5	0.5	1578.0	1610.0
21	25.0	1.0	4	9.5	279.5	0.5	1550.0	1575.0
22	21.0	1.0	4	-75.5	84.5	1.5	760.0	781.0

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 12 *breakout*)

Analisi per lunghezze cumulate di *breakout*

$$S_{hmin} = N 27.6 E \pm 24^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 62.4 W \pm 24^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 3.2^\circ$$

Analisi per numero di *breakout*

$$S_{hmin} = N 29.5 E \pm 23.4^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 60.5 W \pm 23.4^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 6.9^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 86.0 E \pm 8.1^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.1^\circ$$

Analisi del *Relative Bearing*

$$\text{Relative Bearing} = 57.8 \pm 0.0^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 0.0^\circ$$

QUALITA' = C

Tabella 4.3.5 – Risultato dell'analisi di *breakout*

POZZO 2

(Formazione del VERRUCANO)

DECLINAZIONE -0.5

RUN 1-2

NO.	LUNGH. (metri)	NO. B.O.	FATTORE QUALITA'	AZIMUT B.O.	HAZI.	DEVI	INTERVALLO DI PROFONDITA'	
1	18.0	1.0	3	44.5	289.5	2.5	3981.0	3999.0
2	25.0	1.0	3	49.5	319.5	2.8	3575.0	3600.0
3	25.0	1.0	3	49.5	319.5	2.6	3550.0	3575.0
4	5.0	1.0	3	54.5	324.5	2.3	3545.0	3550.0
5	10.0	1.0	3	24.5	329.5	0.8	3466.0	3476.0
6	10.0	1.0	3	39.5	329.5	1.1	3449.0	3459.0
7	5.0	1.0	3	54.5	324.5	0.7	3442.0	3447.0
8	5.0	1.0	3	54.5	324.5	0.8	3424.0	3429.0
9	3.0	1.0	3	44.5	314.5	1.2	3318.0	3321.0
10	15.0	1.0	3	44.5	314.5	1.8	3302.0	3317.0
11	22.0	1.0	3	62.5	317.5	1.3	3251.0	3273.0
12	6.0	1.0	3	32.5	322.5	1.2	3227.0	3233.0
13	3.0	1.0	3	46.5	321.5	1.4	3223.0	3226.0
14	3.0	1.0	3	41.5	323.5	1.1	3216.0	3219.0
15	4.0	1.0	3	46.5	324.5	1.2	3210.0	3214.0
16	24.0	1.0	3	52.5	327.5	0.7	3175.0	3199.0
17	30.0	1.0	3	44.5	329.5	0.7	3145.0	3175.0

Per dati di qualità 4 o migliori
(include 17 breakout)

Analisi per lunghezze cumulate di breakout

$$S_{hmin} = N 47.7 E \pm 8.1^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 42.3 W \pm 8.1^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.1^\circ$$

Analisi per numero di breakout

$$S_{hmin} = N 46.4 E \pm 8.5^\circ$$

$$S_{Hmax} = N 43.6 W \pm 8.5^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 4.5^\circ$$

Analisi della direzione del foro

$$\text{Direzione del foro} = N 39.3 E \pm 10.2^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 1.4^\circ$$

Analisi del Relative Bearing

$$\text{Relative Bearing} = 87.4 \pm 0.0^\circ$$

$$\text{Errore standard} = 0.0^\circ$$

QUALITA' = B

Tabella 4.3.6 – Risultato dell'analisi di breakout

4.3.3 DISCUSSIONE: ANALISI DI BREAKOUT E STRESS ATTIVO DAI DATI DI BREAKOUT

Per l’analisi di *breakout* di questi 2 pozzi ubicati nella provincia di Perugia (Figura 4.3.6), sono stati utilizzati solo i dati cartacei relativi alle curve azimutali del pozzo ed a quelle del *four-arm-caliper*. Lo studio ha permesso di definire solo l’orientazione del campo di *stress* agente dell’area (S_{hmax} e S_{hmin}) e non il regime. Non sarà possibile eseguire l’analisi del *Test* di *Leak-off* poiché esso non è stato effettuato. Quindi, il regime di stress sarà vincolato solo dai meccanismi focali dell’area. Sono stati sintetizzati i risultati sull’orientazione del campo di *stress* e sulla qualità di ogni pozzo nella Tabella 4.3.7 e Figura 4.3.7.

N.	Prof. (m)	Lungh. dei <i>breakout</i> (m)	Intervallo di <i>breakout</i> (m)	Intervallo analizzato (m)	N. di <i>breakout</i>	S_{hmin}	Q
1	5600	1190	5046		48	N13°E±29°	C
2	4763	429	3239		29	N40°E±20°	C

Tabella 4.3.7 – Sintesi delle caratteristiche desunte dall’analisi de *borehole breakout* nell’Alta Val Tiberina

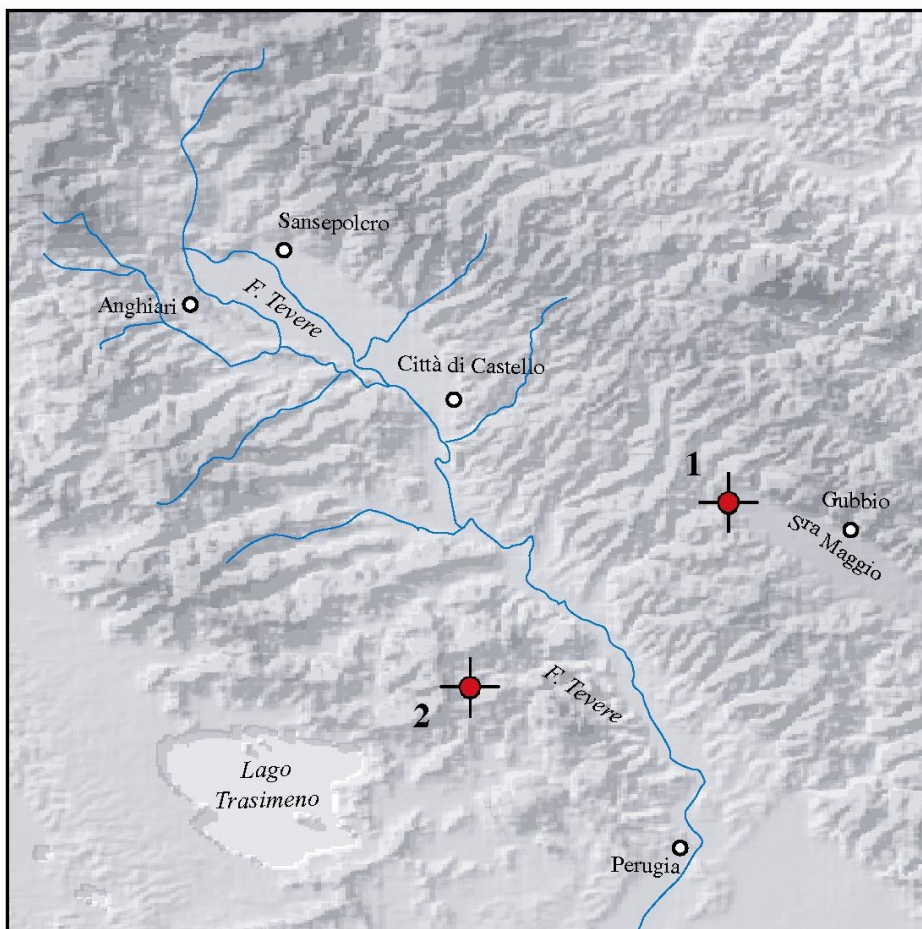


Figura 4.3.6 – Ubicazione dei borehole breakout in Alta Val Tiberina

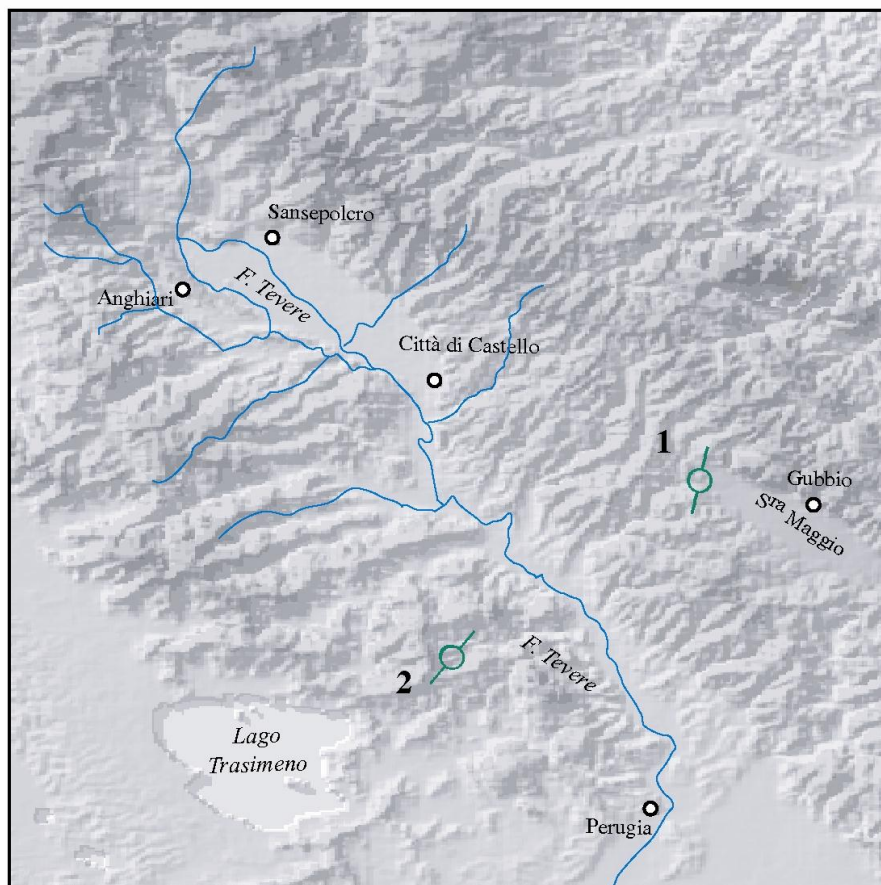


Figura 4.3.7 – Direzione dell' S_{hmin} dei borehole breakout, entrambi i pozzi sono di qualità C (colore verde)

Entrambi i sondaggi hanno direzioni prevalenti dell' S_{hmin} NE-SW con piccole variazioni locali intorno a WNW-ESE. Questa irregolarità direzionale si individua per il pozzo 2 ad una profondità di 1610-1550 m, in cui domina un litotipo dolomitico con intercalazioni di sottili livelli di marne ed evaporiti (Figura 4.3.5 e Tabella 4.3.8). Mentre per il pozzo 1 l'anomalia si riferisce ad un intervallo di profondità di 5541-5420 m, caratterizzata da dolomie con intercalazioni di piccoli livelli di evaporati (Figura 4.3.3 e Tabella 4.3.1).

Non si possono eseguire dei confronti con questi due dati di S_{hmin} poiché non si hanno altri pozzi in Appennino umbro-marchigiano (Figura 4.3.8). Dalla Figura 4.3.8 (MARIUCCI *et al.*, 1999) si può osservare che il lato Tirrenico fino all'Appennino centrale ha una direzione dell' S_{hmin} circa NE-SW, mentre in corrispondenza dell'area adriatica è circa appenninica. Per identificare il campo di *stress* attivo, i nostri dati di *borehole breakout* sono stati avallati dallo studio dei meccanismi focali della medesima zona dedotti da eventi sismici recenti e passati. Lo studio e l'interpretazione della sismicità dell'area ha messo in evidenza un regime di *stress* corrispondente a processi di fagliazione distensiva, caratterizzati dal σ_1 verticale e dai σ_2 e σ_3 orizzontali. In questo caso quindi le orientazioni dell' S_{hmin} e dell' S_{Hmax} , ricavate dall'analisi dei *breakout*, corrispondono alle direzioni

del σ_3 e del σ_2 , rispettivamente. I risultati ottenuti dalle due perforazioni hanno evidenziato un *trend* distensivo orientato circa NE-SW. È importante notare come le direzioni dell' S_{hmin} trovate sono in buona corrispondenza con l'orientazione media degli assi T dei meccanismi focali ($N51^\circ E \pm 17^\circ$) in quest'area (Tabella 4.3.8).

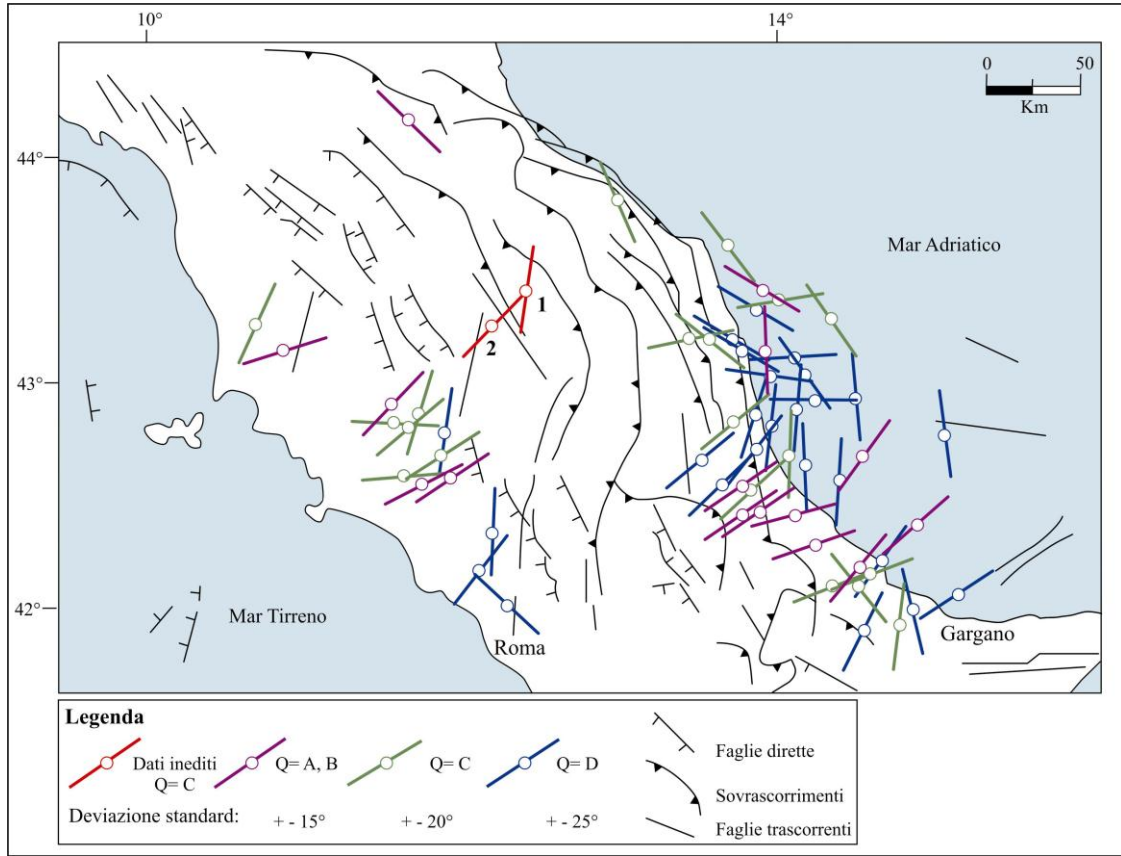


Figura 4.3.8 –Direzioni dell' S_{hmin} dedotte dall'analisi dei *borehole breakout* in Italia centrale (MARIUCCI *et al.*, 1999). I pozzi sono suddivisi per qualità: viola qualità A e B; verde qualità C e blu qualità D. In rosso è riportata la direzione dell' S_{hmin} relativa alle due perforazioni analizzate in questa tesi.

N.	Lat (°N)	Lon (°E)	Asse-T	Qualità	Regime di stress	Profondità (km)	M	Data
1	43,23	12,49	232	C	NF	33	4,5	1971-02-12
2	42,82	12,93	250	C	NF	5	4,8	1974-12-02
3	42,65	12,46	87	C	NF	10	4,4	1978-07-30
4	42,67	12,46	184	C	TF	10	4,9	1978-07-30
5	43,13	12,86	215	C	NF	10	4,1	1979-05-21
6	42,81	13,06	79	B	NF	16	5,8	1979-09-19
7	43,12	12,59	74	B	NF	13	4,6	1982-10-17
8	43,16	12,59	76	B	NF	16	4,6	1982-10-17
9	43,13	12,63	83	B	NF	19	4,6	1982-10-18
10	43,27	12,57	39	B	NF	14	5,6	1984-04-29
11	43,06	12,76	71	B	NF	33	4,6	1989-12-22
12	43,57	12,22	5	C	NF	12,4	4,0	1993-01-17

Tabella 4.3.5 – Data set dei meccanismi focali dell'area umbro-marchigiana

segue tabella 4.3.5

13	43,12	12,68	61	B	NF	10	4,6	1993-06-05
14	42,60	13,28	56	C	NF	10	4,3	1996-10-20
15	43,01	12,90	46	B	NF	10,2	4,5	1997-09-03
16	43,01	12,97	56	B	NF	10	4,5	1997-09-26
17	43,02	12,89	237	B	NF	10	5,7	1997-09-26
18	43,03	12,85	48	B	NF	10	6,0	1997-09-26
19	43,06	12,85	71	C	NF	10	4,3	1997-09-26
20	43,02	12,83	230	C	NF	10	4,2	1997-09-27
21	43,06	12,77	39	C	NF	10	4,3	1997-09-27
22	43,09	12,81	238	C	NF	5,5	4,3	1997-09-27
23	43,64	12,14	45	C	NF	10	4,4	1997-10-02
24	43,03	12,84	40	B	NF	10	5,2	1997-10-03
25	42,90	12,90	217	C	NF	10	4,4	1997-10-04
26	42,93	12,86	205	C	NF	10	4,4	1997-10-04
27	42,93	12,90	229	C	NF	10	4,4	1997-10-04
28	42,94	12,93	221	B	NF	10	4,7	1997-10-04
29	43,02	12,84	48	B	NF	10	5,4	1997-10-06
30	42,99	12,82	45	C	NF	11,6	4,2	1997-10-07
31	43,03	12,85	42	B	NF	10	4,5	1997-10-07
32	42,86	12,97	217	C	NF	10	4,3	1997-10-12
33	42,91	12,94	238	B	NF	10	5,2	1997-10-12
34	42,89	12,92	220	C	NF	10	4,4	1997-10-13
35	42,90	13,00	214	C	NF	10	4,3	1997-10-13
36	42,93	12,92	39	B	NF	10	5,6	1997-10-14
37	42,93	12,89	221	C	NF	10	4,4	1997-10-15
38	42,91	12,92	212	C	NF	10	4,3	1997-10-16
39	42,98	12,89	26	C	NF	10	4,1	1997-10-16
40	43,04	12,89	60	C	SS	10	4,4	1997-10-16
41	43,04	12,89	242	C	SS	10	4,3	1997-10-16
42	42,89	12,91	211	C	NF	10	4,2	1997-10-17
43	42,97	12,79	47	C	NF	10	4,2	1997-10-19
44	42,84	13,01	217	C	NF	10	4,3	1997-10-25
45	42,87	13,00	44	B	NF	10	4,9	1997-11-09
46	42,88	12,95	55	C	NF	10	4,3	1997-11-30
47	42,87	12,99	235	C	NF	10	4,3	1997-12-31
48	43,00	12,90	224	C	NF	10	4,4	1998-02-07
49	42,90	12,90	53	B	NF	10	5,0	1998-03-21
50	43,16	12,70	64	B	NF	10	5,1	1998-04-03
51	43,23	12,67	74	C	NF	10	4,3	1998-04-03
52	43,18	12,76	54	B	NF	10	4,8	1998-04-05
53	43,17	12,73	244	C	NF	10	4,3	1998-06-02
54	43,00	12,80	28	C	NF	10	4,0	1998-06-25
55	42,67	13,19	229	C	NF	10	4,2	1999-10-10
56	42,65	12,66	173	C	NF	10	4,2	2000-12-16
57	43,60	12,10	255	B	NF	10	4,7	2001-11-26

La coerenza di questi dati fa supporre che l'orientazione trovata possa essere riferita al campo di *stress* regionale e che, in questo caso, i *breakout* non risentono di influenze tettoniche locali.

Inoltre, nella Figura 4.3.9 sono state riportate le direzioni degli assi-T dei meccanismi focali ricadenti all'interno della catena umbro-marchigiana, desunti dalla letteratura, e dell' S_{hmin} dei due pozzi analizzati. Il colore rosso rappresenta il dato di *breakout* analizzato in questo studio, mentre il viola, verde e blu i dati dei meccanismi focali attribuiti ad un regime di *stress* normale, trascorrente ed inverso, rispettivamente. La grandezza dei simboli è proporzionata alla qualità del dato. Dall'analisi dei *breakout* in pozzo e dai meccanismi focali si può ritenere che la zona in esame è soggetta ad un regime di *stress* distensivo medio $N50^{\circ}E \pm 17^{\circ}$, come dimostrato dai numerosi meccanismi focali di faglia normale con gli assi-T congruenti con la direzione dei *breakout* dei due pozzi.

Quindi, lo studio dei *breakout* permette di conoscere l'orientazione del campo di *stress* anche in quelle zone in cui non si dispone di dati di sismicità. I dati forniti con questa tecnica, quelli ricavati dai meccanismi focali e dai dati geologico-strutturali concorrono a migliorare le conoscenze del campo di *stress* attivo in tutte le sue componenti di orientazione e regime.

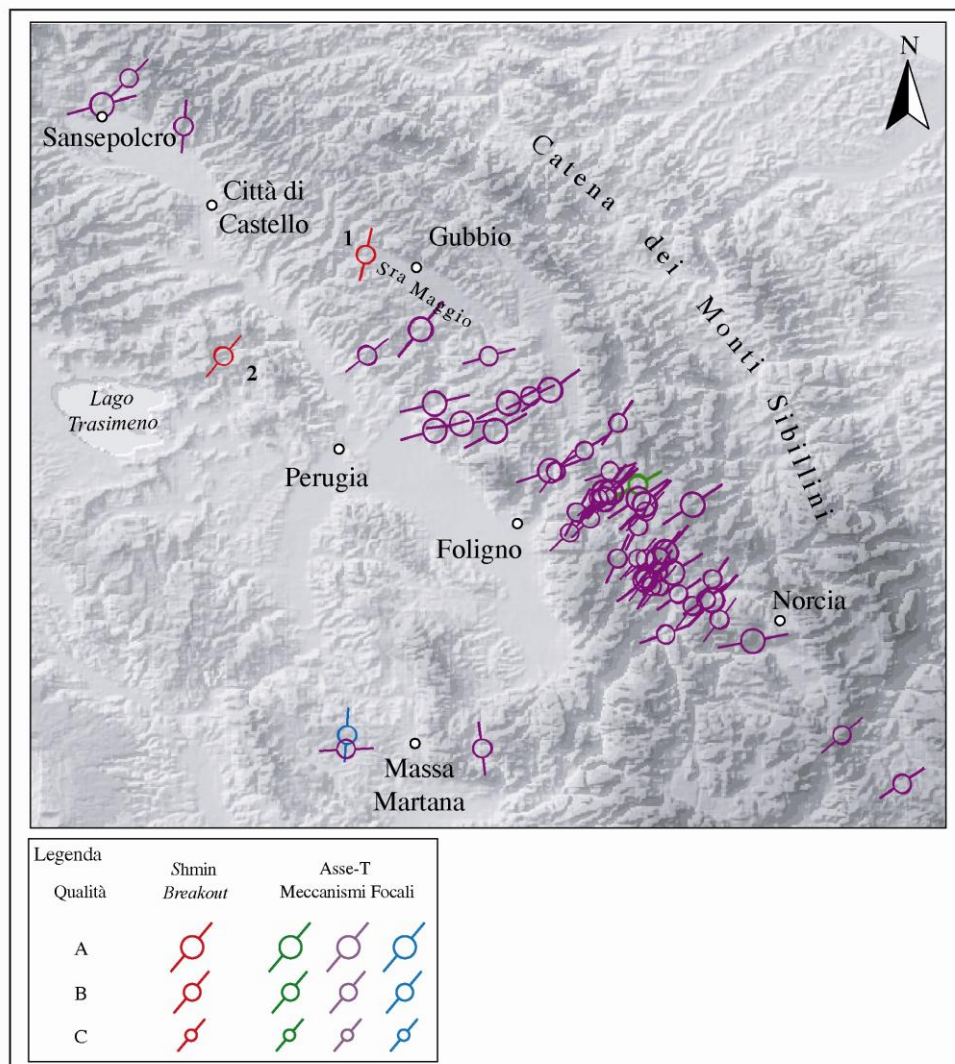


Figura 4.3.9 – Sono rappresentate le direzioni dell' S_{hmin} dei borehole breakout e la direzione degli assi-T dei meccanismi focali (verde regime di stress di tipo strike-slip; viola regime normal fault e blu thrust fault) desunti dalla letteratura. La grandezza dei simboli è proporzionata alla qualità dei dati.

4.4 TEST DI LEAK-OFF

4.4.1 INTERPRETAZIONE DEL TEST DI LEAK-OFF

Per le perforazioni dell’Appennino centro-settentrionale (Pozzo 1 e Pozzo 2) non si hanno a disposizione i dati relativi al *test* di *Leak-off* e quindi non è possibile quantificare le tre componenti principali del tensore dello *stress*. E' stata determinata la componente verticale dello *stress* (S_v). Per i due pozzi studiati è stato effettuato il calcolo della pressione verticale totale a diverse profondità utilizzando i valori del *density log* ed applicando le equazioni (1) e (2).

Nella Tabella 4.4.1 e nel grafico 4.4.1 sono riportati i valori della profondità calcolata rispetto alla pressione (espressa in MPa).

N.	Prof. (m)	S_v (MPa)
1	5600	151
2	4763	138

Tabella 4.4.1 – Valore massimo di S_v nelle due perforazioni analizzate del

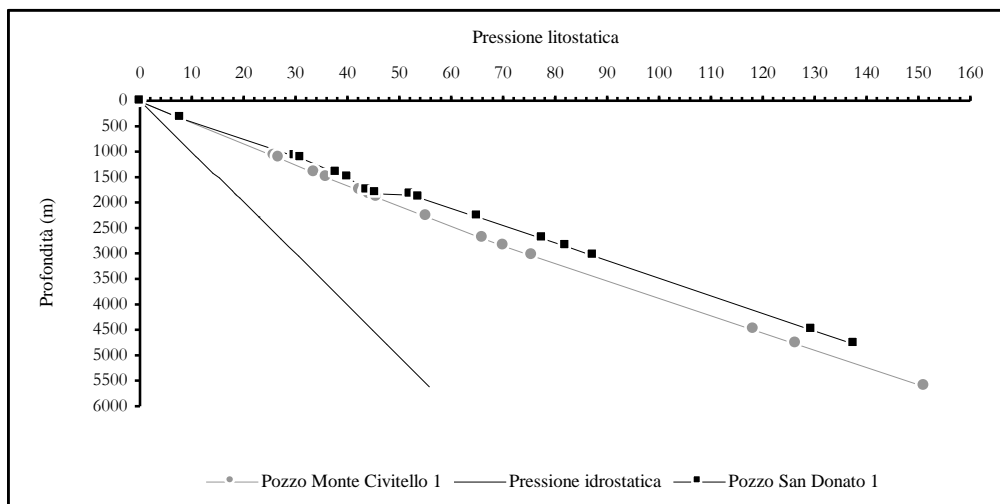


Grafico 4.4.1 - Quantificazione della componente verticale dello *stress* (S_v). Il *range* tra i due tipi di curve rappresenta il campo di variabilità dei valori delle componenti orizzontali dello *stress* (S_{Hmax} e S_{Hmin}), poiché altri dati ci indicano che nell'area si ha un regime di stress di tipo "normal fault".

I principali risultati a cui si è giunti sono:

- Tra i pozzi 1 e 2 esiste una differenza di pressione pari mediamente a ~15 MPa, alla medesima profondità.
- Questa differenza di pressione, pari a ~150 bar, corrisponde proprio all’energia liberata da un terremoto di magnitudo $M_w \sim 6.0$.

I valori massimi di pressione raggiunta sono per il pozzo 1 151 MPa (5600 m) e per il pozzo 2 138 MPa (4763 m).

4.5 ANALISI STATISTICA: OCCORRENZA E DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEI TERREMOTI

4.5.1 RISULTATI E DISCUSSIONE DEL MODELLO STATISTICO

In questo paragrafo applichiamo le tecniche statistiche descritte in precedenza all'area *test* dell'Appennino centro-settentrionale caratterizzata anch'essa da un grande potenziale sismico ($M \geq 5.5$). Per applicare le metodologie statistiche è stato necessario considerare un'area più vasta per avere un maggior numero di dati sia di sismicità sia geologico-strutturali. La macroarea d'interesse è stata suddivisa in una serie di *box* solo in base all'assetto geologico-strutturale con geometria irregolare e dimensioni differenti delle singole *box* (Figura 4.5.1).

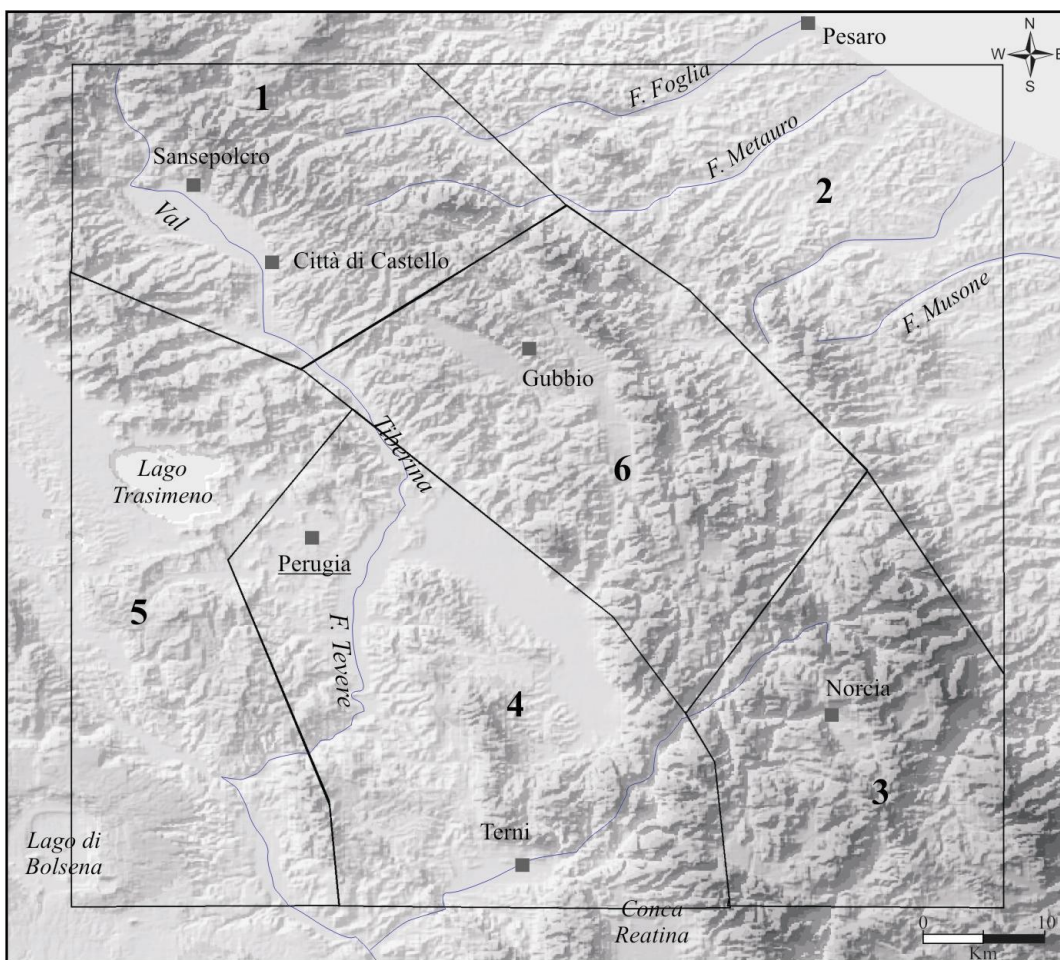


Figura 4.5.1 – Rappresentazione della griglia dell'Appennino centro-settentrionale suddiviso in box.

4.5.2 DATI APPLICAZIONE E RISULTATI

Anche per questa area sono stati analizzati i dati di sismicità del Catalogo CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999) dal 1200 alla fine del Catalogo stesso (Figura 4.5.2, Tabella 4.5.1) inserendo anche le “repliche” dell’Appendice B.

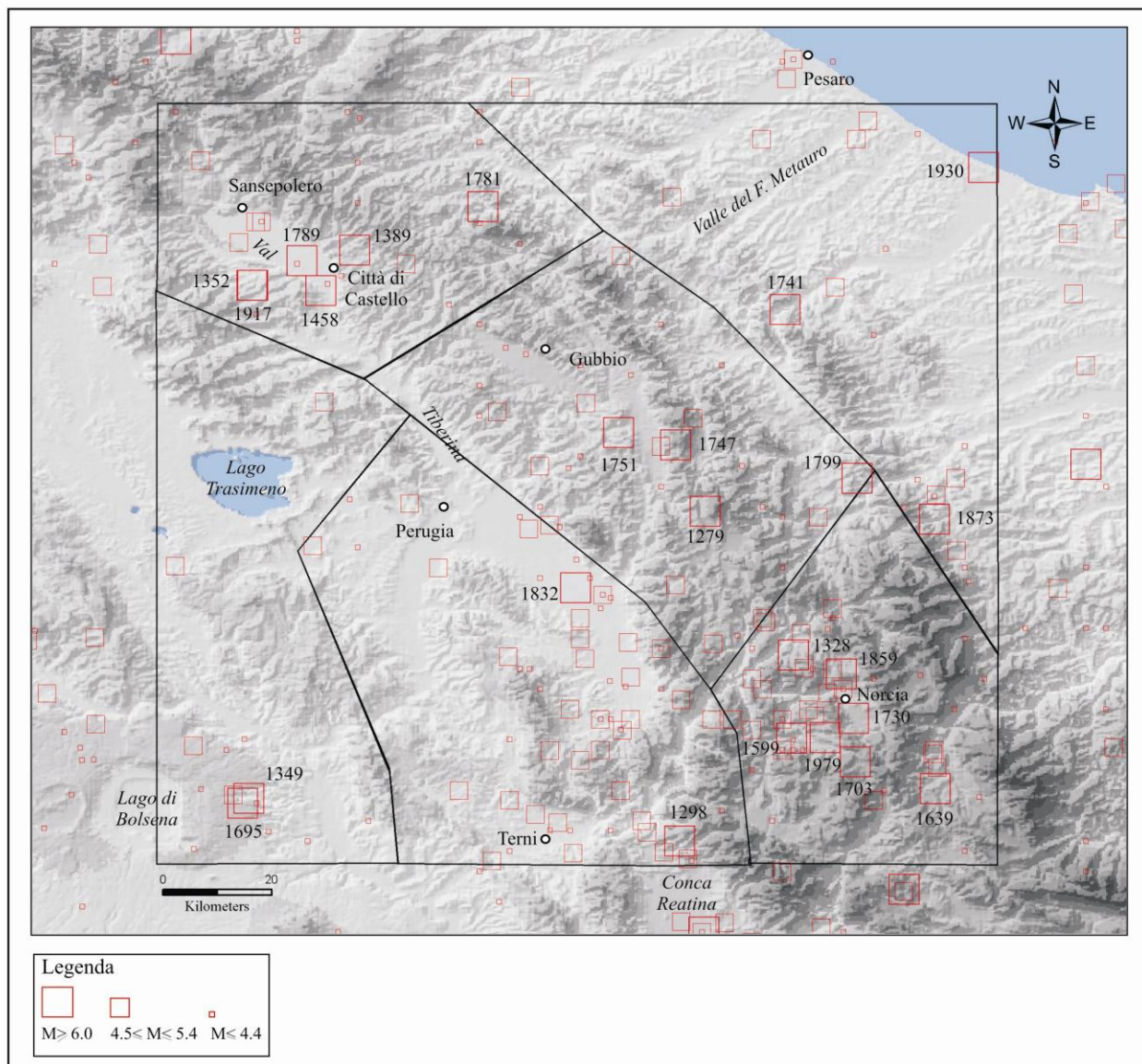


Figura 4.5.2 – Carta della distribuzione della sismicità ($M \geq 4.5$) dal CPTI (BOSCHI *et al.*, 1999). Le date si riferiscono solo ai terremoti di $M \geq 6.0$

Luogo	Lon (°N)	Lat (°E)	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	Imx	Io	M
Spoletto	12.736	42.732	1246						75	75	510
Sansepolcro	12.141	43.570	1270						75	75	510
Spoletto	12.736	42.732	1277						80	80	540
Camerino	12.872	43.093	1279	4	30	18			100	100	633
Reatino	12.830	42.550	1298	12	1				95	85	593
Norcia	13.018	42.856	1328	12	1				100	100	644
Monterchi	12.127	43.465	1352	12	25				90	90	600
Sansepolcro	12.141	43.570	1358						65	65	460
Bocca Serriola	12.295	43.523	1389	10	18				90	90	600
Città di Castello	12.239	43.456	1458	4	26				90	90	584

Tabella 4.5.1 – Terremoti storici $M \geq 4.5$

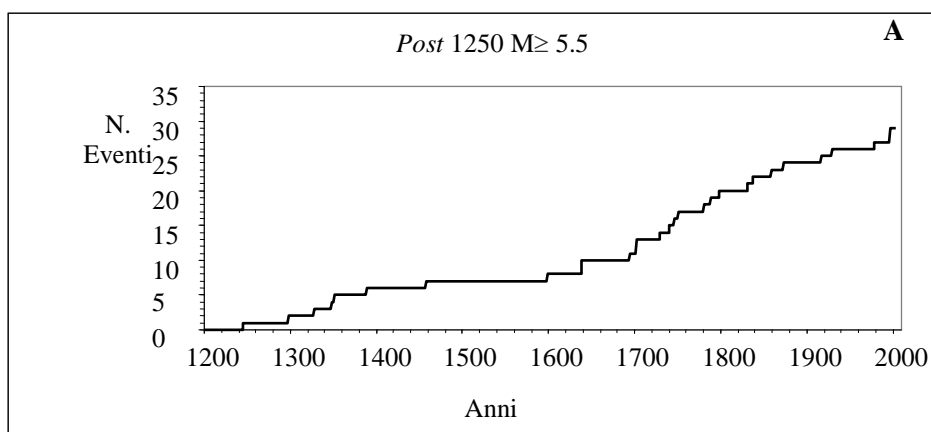
segue Tabella 4.5.1

Foligno	12.704	42.955	1477	2	2					75	75	510
Sansepolcro	12.141	43.570	1489							70	70	480
Cupramontana	13.087	43.462	1502	9	6					70	70	480
Trevi	12.746	42.877	1592	11	24					70	70	480
Gubbio	12.676	43.271	1593	4	23					75	75	530
Cascia	13.015	42.719	1599	11	5					85	85	577
Fossato di Vico	12.853	43.246	1612	10	14					70	70	475
Perugia	12.386	43.106	1614	8						65	65	460
Accumoli	13.248	42.694	1627	7						75	75	510
Amatrice	13.252	42.636	1639	10	7	0	30			100	100	626
Spoletto	12.736	42.732	1667							70	70	480
Sansepolcro	12.141	43.570	1694	4	8					70	70	473
Bagnoregio	12.110	42.612	1695	6	11	2	30			90	85	570
Norcia	13.083	42.833	1702	10	18						70	480
Spello	12.667	42.917	1702	11	14						70	480
Spoletto	12.750	42.750	1703	6	29	22					70	480
Appennino reatino	13.120	42.680	1703	1	14	18				110	110	681
Spoletto	12.750	42.750	1704	5	20						70	480
Acquasparta	12.617	42.699	1707	3	24					75	75	479
Frontone	12.734	43.513	1712	3	28					75	75	501
Narni	12.521	42.517	1714							75	75	510
Cascia	13.000	42.750	1716	10	4						70	480
Alta Valtiberina	13.031	42.892	1719	6	27					75	75	503
S. Lorenzo in Campo	12.818	43.610	1727	12	14	19	45			70	70	482
Norcia	13.117	42.752	1730	5	12	4	45			90	85	582
Bagnoregio	12.095	42.626	1738	7	19	1				75	75	510
Montefalco	12.667	42.883	1740	6							70	480
Fabrianese	13.004	43.425	1741	4	24	9	20			90	90	608
Spoletto	12.736	42.732	1745	3						80	75	510
Fiuminata	12.824	43.202	1747	4	17					90	90	593
S. Gemini	12.593	42.594	1751	6	11					70	70	472
Gualdo Tadino	12.730	43.222	1751	7	27	3				100	100	630
S. Gemini	12.550	42.617	1753	5	26						70	480
Umbria	12.917	42.750	1766	12	25						70	480
Spoletino	12.750	42.820	1767	6	5	1	30			75	75	520
Cagliese	12.506	43.594	1781	6	3					100	95	623
Piediluco	12.777	42.564	1785	10	9					80	80	526
Val Tiberina	12.208	43.505	1789	9	30	10	15			90	85	574
Scopoli	12.824	42.972	1791	10	11					75	75	502
Ferentillo	12.733	42.633	1792	7	20	22	30				70	480
Camerino	13.123	43.147	1799	7	28					95	90	593
Norcia	13.054	42.756	1815	9	3					75	75	510
Foligno	12.659	42.967	1832	1	13					85	85	574
Valnerina	12.886	42.875	1838	2	14					80	80	549
Spoletto	12.667	42.683	1853	9	22						70	480
Bastia	12.582	43.064	1854	2	12					75	75	510
Pieve S. Stefano	12.041	43.670	1856	6	5					65	65	460
Norcia	13.097	42.825	1859	8	22					85	85	559
Città della Pieve	11.999	43.003	1861	5	9	1	53			70	65	460
Città di Castello	12.245	43.273	1865	9	21	20	50			70	70	480
Marche meridionali	13.250	43.080	1873	3	12	20	4			90	80	586
Baiano	12.700	42.750	1876	5	22	0	30				65	460
Montefalco	12.675	42.850	1878	9	15					80	80	536
Serravalle	13.043	42.766	1879	2	23					70	70	487
Cascia	13.000	42.700	1882	5	26	4	15				65	460
Accumoli	13.255	42.671	1883	11	7	3				70	70	477
Visso	13.083	42.933	1884	8	15						70	480
Poggio Bustone	12.844	42.521	1885	6	17	22	34			70	70	480
Baiano	12.700	42.750	1895	5	20	15	32	57			70	480
Casa Castalda	12.600	43.167	1897	3	1	8	40				65	460
S. Anatolia	12.883	42.750	1897	1	19	19	20				70	480

segue Tabella 4.5.1

Appennino umbro-mar.	12.380	43.500	1897	12	18	7	24	20	75	70	482
Visso	12.973	42.910	1898	8	25				70	70	469
M. Fema	12.967	42.917	1898	4	23	18	22	8		70	480
Cerreto	12.950	42.817	1899	2	7	12	35	30		65	460
Arrone	12.768	42.583	1900	5	19	16	55		70	65	460
Valnerina	13.074	42.794	1903	11	2	21	52		65	65	460
Accumoli	13.250	42.700	1910	12	22	12	34	24		70	480
S. Anatolia	12.950	42.733	1910	6	29	13	52	14		75	510
Gualdo Tadino	12.800	43.200	1914	7	31	21	50			70	480
Assisi	12.616	43.070	1915	3	26	23	37		70	65	460
Stroncone	12.655	42.530	1915	11	11	3	41		70	65	460
Cittareale	13.150	42.617	1916	11	16	6	35	30		75	527
Ternano	12.630	42.580	1917	5	12	15	34	36	75	75	472
Monterchi-Citerna	12.125	43.465	1917	4	26	9	35		95	90	574
Giano dell'Umbria	12.548	42.854	1918	4	14	1	56		65	65	460
Monterchi	12.132	43.570	1919	10	25	13	51		60	60	477
Sarnano	13.253	43.120	1921	8	28	10	45		70	70	464
Caldarola	13.286	43.148	1922	6	8	7	47		65	60	455
Senigallia	13.141	43.736	1924	1	2	8	55		75	75	542
Senigallia	13.331	43.659	1930	10	30	7	13		85	90	594
Deruta	12.433	43.000	1941	11	3	20	44	12		70	480
Sansepolcro	12.104	43.536	1948	6	13	6	33		75	70	480
Labro	12.805	42.532	1949	10	27	19	8		65	65	452
Accumoli	13.250	42.700	1950	3	12	18	15			70	480
Sarnano	13.287	43.028	1951	9	1				70	70	501
Castel Giorgio	12.029	42.707	1957	12	6	4	54		75	70	480
Castel Rinaldi	12.650	42.767	1957	7	19	9	4	7		70	480
Baiano	12.700	42.700	1962	10	20	9	27			70	480
Cerreto	12.833	42.783	1963	5	20	20	15			65	460
Preci	13.036	42.835	1964	8	2	10	40		70	65	520
Trevi	12.800	42.867	1965	5	31	9	22	17		65	445
Trasimeno	12.226	43.036	1969	8	11	13	55		70	70	468
Norcia	13.059	43.083	1971	10	4	16	43		65	65	451
S. Gemini	12.467	42.633	1978	7	30	5	19	23			450
Valnerina	13.070	42.720	1979	9	19	21	35	37	85	85	588
Serravalle	12.967	42.800	1980	2	28	21	4	40			490
Gubbio/Valfabbrica	12.530	43.256	1984	4	29	5	3		70	70	517

È stata inizialmente fatta la cumulativa di tutti gli eventi a partire dall'anno 1200 senza alcuna limitazione di magnitudo (114 eventi), ma l'andamento non era rettilineo pur non avendo il tipico incremento temporale del tasso di sismicità caratteristico per i cataloghi incompleti. Il Catalogo appare completo dal 1250 per $M \geq 5.5$ (30 eventi), dal 1600 per $M \geq 5.5$ (22 eventi) e dal 1700 per $M \geq 5.0$. Qui sotto sono riportate le curve cumulative (Grafico 4.5.1).



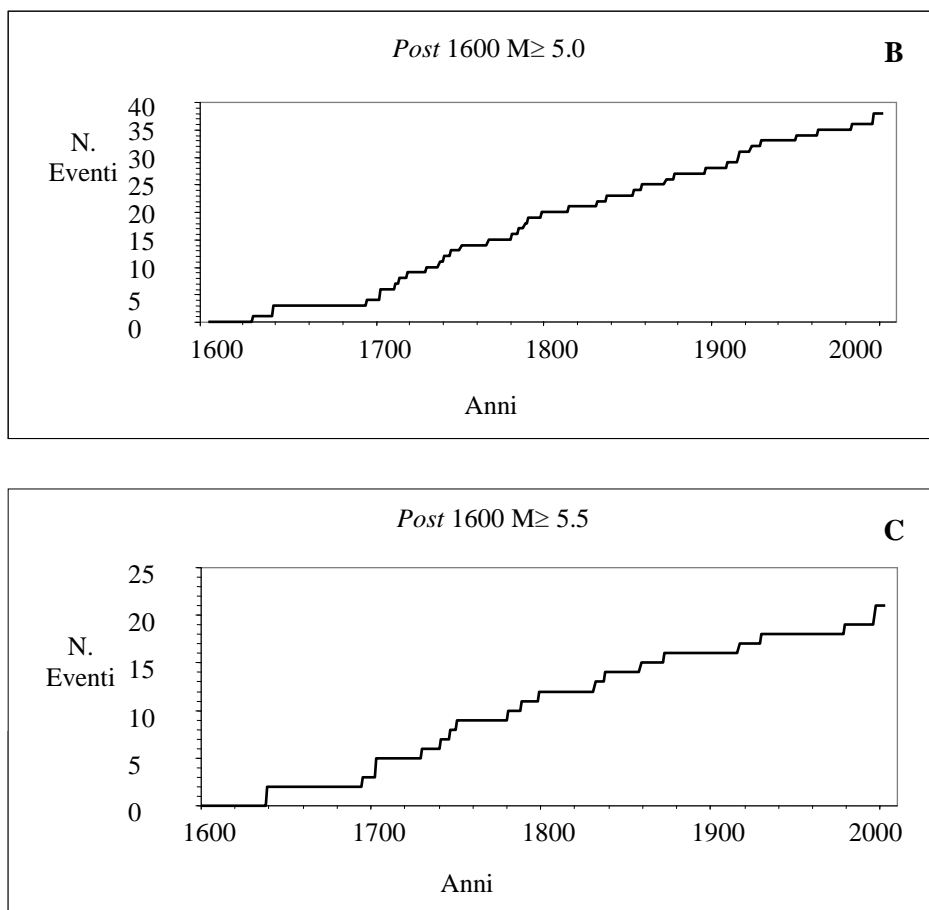


Grafico 4.5.1 – Curva cumulativa degli eventi con diverse magnitudo di soglia e finestre temporali.

Il Catalogo del 1250 ($M \geq 5.5$) presenta due andamenti rettilinei distinti, uno dal 1250 al 1450, l'altro da 1600 alla fine del Catalogo. La pendenza delle rette indica che il tasso di sismicità nell'area è rimasto costante e l'assenza di eventi significativi dal 1450 al 1600 è dovuta ad una reale mancanza di terremoti e non ad una perdita di informazioni. L'analisi del Grafico 4.5.4B, relativo al 1600 per $M \geq 5.0$, ci permette di considerare il Catalogo completo dal 1700.

Per l'applicazione del metodo multivariato, oltre ai dati di sismicità, utilizziamo anche i dati di carattere geofisico e geologico-strutturale. L'Appennino centro-settentrionale è caratterizzato da una disomogenea conoscenza sull'attività pleistocenica-olocenica delle faglie (VALENSISE & PANTOSTI, 2001; GALADINI *et al.*, 2000; Tabelle 4.5.2 e 4.5.3). Come si può osservare nella Figura 4.5.3 e nelle Tabelle 4.5.2 e 4.5.3 l'opinione dei diversi Autori non è concorde sull'attività e sulla geometria di alcune strutture. Infatti, nella porzione più settentrionale, le conoscenze a nostra disposizione sono scarse e questo rende problematica la scelta di una struttura primaria tra le faglie bordiere di uno stesso bacino.

Area	Lunghezza (Km)	Larghezza (Km)	Strike	Dip	Rake	Prof. Min (km)	Prof. Max (km)	Qualità
Gubbio nord	7.5	4	140	21	270	3.6	5	D
Gubbio centro	7.5	4	140	15	270	3.5	4.5	C
Gubbio sud	7.5	4	140	21	270	4.6	6	B
Colfiorito nord	12	7.5	152	40	280	4	8.8	A
Colfiorito sud	9	6	148	40	277	4	7.8	A
Sellano	6	6	144	40	260	2.5	6.5	A
Norcia	25	143	157	60	270	1	13.4	C
Amatrice	14	9.5	150	65	270	1	9.6	C
Monteale	23.4	13.6	147	60	270	1	12.8	C
Campotosto	14	9.5	150	65	270	1	9.6	C

Tabella 4.5.2 – Elenco delle caratteristiche delle box sismogeniche di VALENSISE & PANTOSTI (2001).

Nome	Lunghezza del sistema (Km)	Slip rate verticale (mm/a)	Slip rate verticale minimo (mm/a)	Attività recente e cronologia
Casentino	13			Peistocene
Alta Valle Tiberina ovest	23			Peistocene
Alta Valle Tiberina est	28			Peistocene
M. Civitello	13			Peistocene
Gubbio	21			Peistocene
Gualdo Tadino	16			Peistocene
Colfiorito	20			Late Peistocene-Holocene (Quaternary)
Norcia	30	0.5-0.7	0.2	Late Peistocene-Holocene (Quaternary); 0.1 Ma - Present
M. Vettore	18	0.5-0.6	0.25-0.3	Holocene 12000-3600 BP-Present

Tabella 4.5.3 – Elenco delle caratteristiche delle strutture sismogeniche secondo il data base di GALADINI *et al.* (2000)

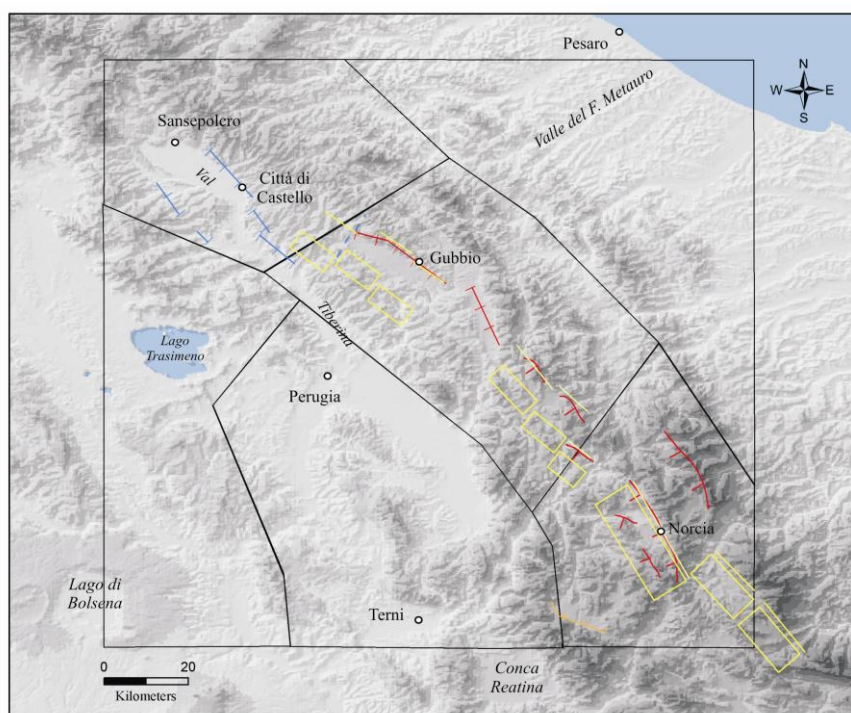


Figura 4.5.3 – Carta delle faglie attive in Appennino centro-settentrionale. Le faglie rosse sono quelle per le quali sono disponibili dati sull’attività nel Pleistocene sup.-Olocene; le blu sono quelle per le quali è evidente un’attività quaternaria; le gialle scuro quelle per le quali non c’è consenso unanime (GALADINI *et al.*, 2000). Le scatole gialle rappresentano le strutture sismogeniche secondo VALENSISE & PANTOSTI (2001).

Mentre sono ben definite le strutture tettoniche immediatamente a sud ad eccezione dell'area di Gualdo Tadino ancora in via di definizione. Per quanto riguarda i dati relativi all'analisi di *Breakout*, del Test di *Leak-off* e dei meccanismi focali, per conoscere l'orientazione ed il regime del campo di *stress* attivo, c'è un ottimo accordo tra i dati (circa 60) definendo un campo di *stress* normale orientato $N50^{\circ} \pm 11^{\circ}$ (Figura 3.5.4 e Tabella 3.5.4).

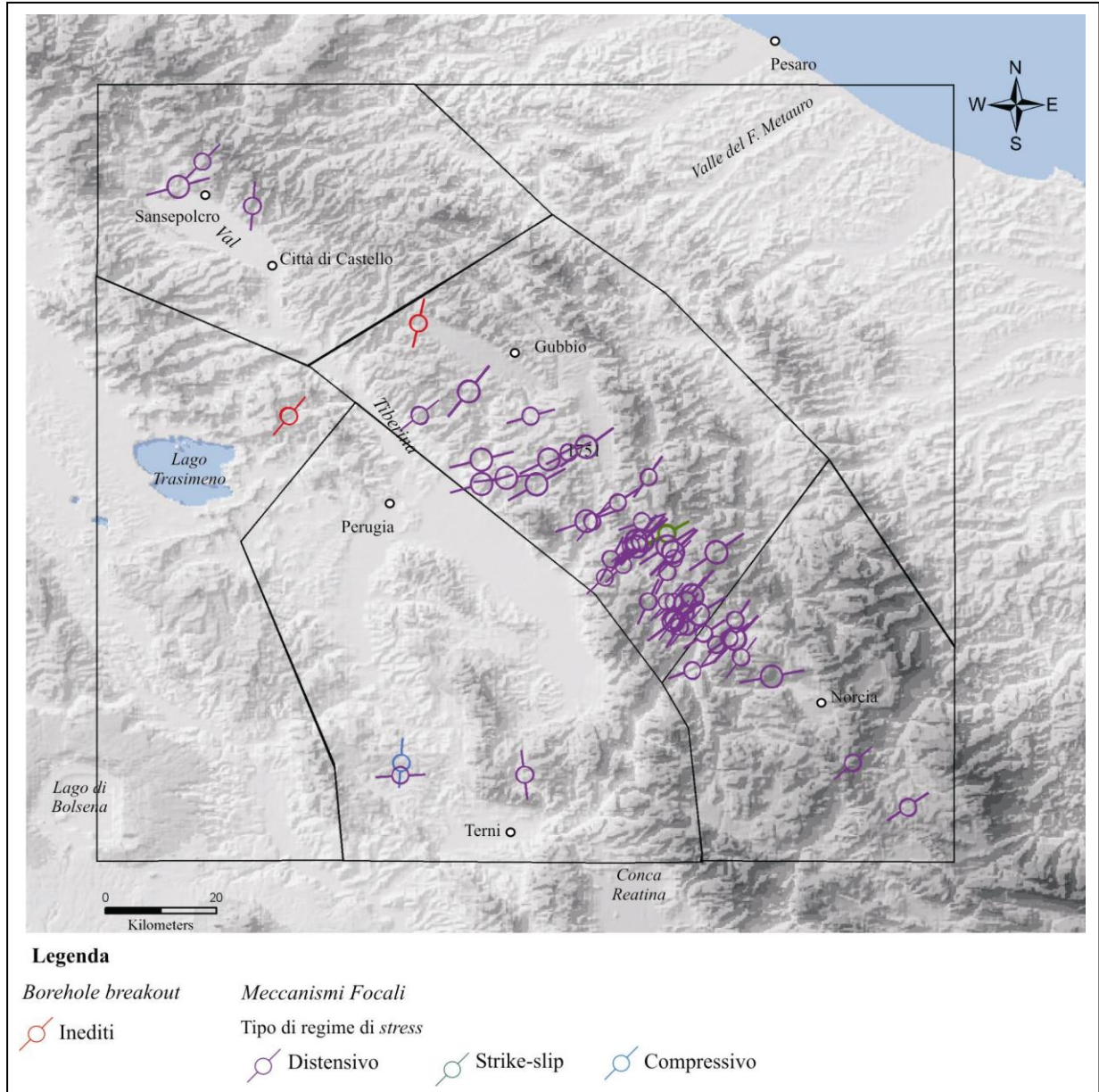


Figura 4.5.4 – Carta del campo di *stress* dedotto dai dati dell' S_{min} dei *borehole breakout* (in rosso sono riportati i dati presentati nel paragrafo 4.2.3) e dagli assi-T dei meccanismi focali (CMT; in viola è rappresentato il regime di *stress* estensionale, in verde quello *strike-slip* e in blu il regime compressivo).

Borehole Breakout

Pozzi	Lat	Long	Shmin	sd	qualità
1	43.23	12.28	77	23	C
2	43.38	12.49	11	29	D
3	43.51	13.13	74	13	C
4	43.76	13.06	156	31	C

Meccanismi Focali

Mecc Foc	Data	Lat	Lon	Shmin	Regime	Prof. (Km)	M	Qualità
1	1996-10-20	42.60	13.28	56	NF	10	4.3	C
2	1978-07-30	42.65	12.46	87	NF	10	4.4	C
3	2000-12-16	42.65	12.66	173	NF	10	4.2	C
4	1978-07-30	42.67	12.46	184	TF	10	4.9	C
5	1999-10-10	42.67	13.19	229	NF	10	4.2	C
6	1979-09-19	42.81	13.06	79	NF	16	5.8	B
7	1974-12-02	42.82	12.93	250	NF	5	4.8	C
8	1997-10-25	42.84	13.01	217	NF	10	4.3	C
9	1997-10-12	42.86	12.97	217	NF	10	4.3	C
10	1997-12-31	42.87	12.99	235	NF	10	4.3	C
11	1997-11-09	42.87	13.00	44	NF	10	4.9	B
12	1997-11-30	42.88	12.95	55	NF	10	4.3	C
13	1997-10-17	42.89	12.91	211	NF	10	4.2	C
14	1997-10-13	42.89	12.92	220	NF	10	4.4	C
15	1997-10-04	42.90	12.90	217	NF	10	4.4	C
16	1998-03-21	42.90	12.90	53	NF	10	5.0	B
17	1997-10-13	42.90	13.00	214	NF	10	4.3	C
18	1997-10-16	42.91	12.92	212	NF	10	4.3	C
19	1997-10-12	42.91	12.94	238	NF	10	5.2	B
20	1997-10-04	42.93	12.86	205	NF	10	4.4	C
21	1997-10-15	42.93	12.89	221	NF	10	4.4	C
22	1997-10-04	42.93	12.90	229	NF	10	4.4	C
23	1997-10-14	42.93	12.92	39	NF	10	5.6	B
24	1997-10-04	42.94	12.93	221	NF	10	4.7	B
25	1997-10-19	42.97	12.79	47	NF	10	4.2	C
26	1997-10-16	42.98	12.89	26	NF	10	4.1	C
27	1997-10-07	42.99	12.82	45	NF	11.6	4.2	C
28	1998-06-25	43.00	12.80	28	NF	10	4.0	C
29	1998-02-07	43.00	12.90	224	NF	10	4.4	C
30	1997-09-03	43.01	12.90	46	NF	10.2	4.5	B
31	1997-09-26	43.01	12.97	56	NF	10	4.5	B
32	1997-09-27	43.02	12.83	230	NF	10	4.2	C
33	1997-10-06	43.02	12.84	48	NF	10	5.4	B
34	1997-09-26	43.02	12.89	237	NF	10	5.7	B
35	1997-10-03	43.03	12.84	40	NF	10	5.2	B
36	1997-09-26	43.03	12.85	48	NF	10	6.0	B
37	1997-10-07	43.03	12.85	42	NF	10	4.5	B
38	1997-10-16	43.04	12.89	60	SS	10	4.4	C
39	1997-10-16	43.04	12.89	242	SS	10	4.3	C
40	1989-12-22	43.06	12.76	71	NF	33	4.6	B
41	1997-09-27	43.06	12.77	39	NF	10	4.3	C
42	1997-09-26	43.06	12.85	71	NF	10	4.3	C

Tabella 4.5.4 - Dati relativi alla determinazione del campo di *stress* (orientazione e regime) attraverso l'analisi dei *borehole breakout* e dei meccanismi focali.

segue Tabella 4.5.4

43	1997-09-27	43.09	12.81	238	NF	5.5	4.3	C
44	1982-10-17	43.12	12.59	74	NF	13	4.6	B
45	1993-06-05	43.12	12.68	61	NF	10	4.6	B
46	1982-10-18	43.13	12.63	83	NF	19	4.6	B
47	1979-05-21	43.13	12.86	215	NF	10	4.1	C
48	1982-10-17	43.16	12.59	76	NF	16	4.6	B
49	1998-04-03	43.16	12.70	64	NF	10	5.1	B
50	1998-06-02	43.17	12.73	244	NF	10	4.3	C
51	1998-04-05	43.18	12.76	54	NF	10	4.8	B
52	1971-02-12	43.23	12.49	232	NF	33	4.5	C
53	1998-04-03	43.23	12.67	74	NF	10	4.3	C
54	1984-04-29	43.27	12.57	39	NF	14	5.6	B
55	1993-01-17	43.57	12.22	5	NF	12.4	4.0	C
56	2001-11-26	43.60	12.10	255	NF	10	4.7	B
57	1997-10-02	43.64	12.14	45	NF	10	4.4	C

5.5.2a Parametri

Tutti i dati appena descritti sono stati insigniti di un codice numerico (Tabella 4.5.5) secondo la legenda proposta nella Tabella 4.5.6 per ogni singola box.

N. box	Reg. tett.	Strike asse-T	N. strutture sismog.	N. faglie	Strike faglie	Strike breakout	1250 M \geq 5.5	1600 M \geq 5.5	1700 M \geq 5.0	Q box
1	2	2	3	2	2	1.5	6	3	3	1
2	1.5	1.5	2	0	1.5	1	3	3	6	1.5
3	2	2	3	4	2	1.5	9	7	13	1
4	1	1	3	0	1.5	1	2	1	7	1.5
5	1.5	1	2	0	1.5	1	2	1	2	1.5
6	2	2	3	3	2	1	7	8	8	2

Tabella 4.5.5 – Codici dei parametri geofisici e geologici per ogni singola box

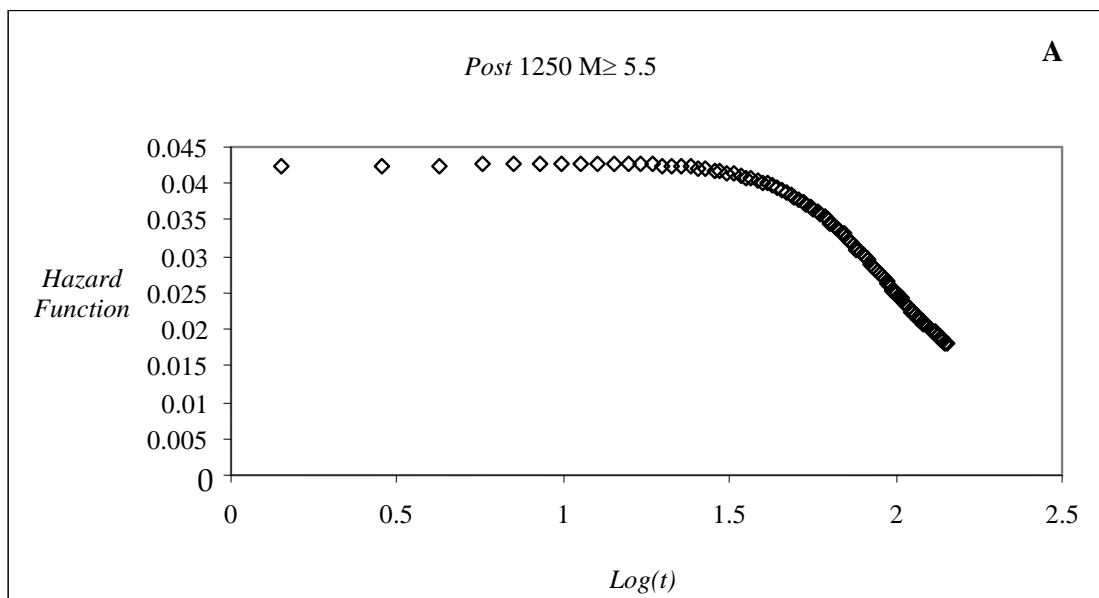
Tutti questi codici e parametri sono stati inseriti e successivamente elaborati dal programma stesso. Per ogni parametro è stata evidenziata la sua significatività ed influenza sull’occorrenza dei terremoti per ogni singola box. Il risultato è riportato nella Tabella 4.5.6, qui sotto.

Come esempio è stato riportato il solo parametro λ .

Anno	Magnitudo	Parametro β	Errore associato	N. dati	Aree considerate	N. dati analizzato
1250	≥ 5.5	140	± 170	29	4	25
1600	≥ 5.5	230	± 240	22	4	20
1700	≥ 5.0	80	± 60	40	5	38

Tabella 4.5.6 - Risultati della elaborazione non-parametrica multivariata

Anche in quest’area nessun parametro geofisico e geologico-strutturale di ogni singola box è risultato significativo. Gli errori associati ai β sono confrontabili con i valori del β stesso. Essi non influiscono in modo determinante sulla sismicità e indicano un comportamento sismo-tettonico omogeneo in tutte le box, quindi l’*Hazard Function* sarà studiata attraverso il metodo TANNER & WONG (1984). Questo metodo è stato applicato ai due *data set* entrambi di $M \geq 5.5$ dal 1250 e dal 1600. Dall’analisi del Grafico 4.5.2 è possibile osservare che la sismicità dell’Appennino centro-settentrionale *clusterizza*. La sua durata è più di 10 anni per entrambi i *data set* ed il suo andamento decrescente suggerisce una distribuzione statistica Weibull con $\beta < 1$.



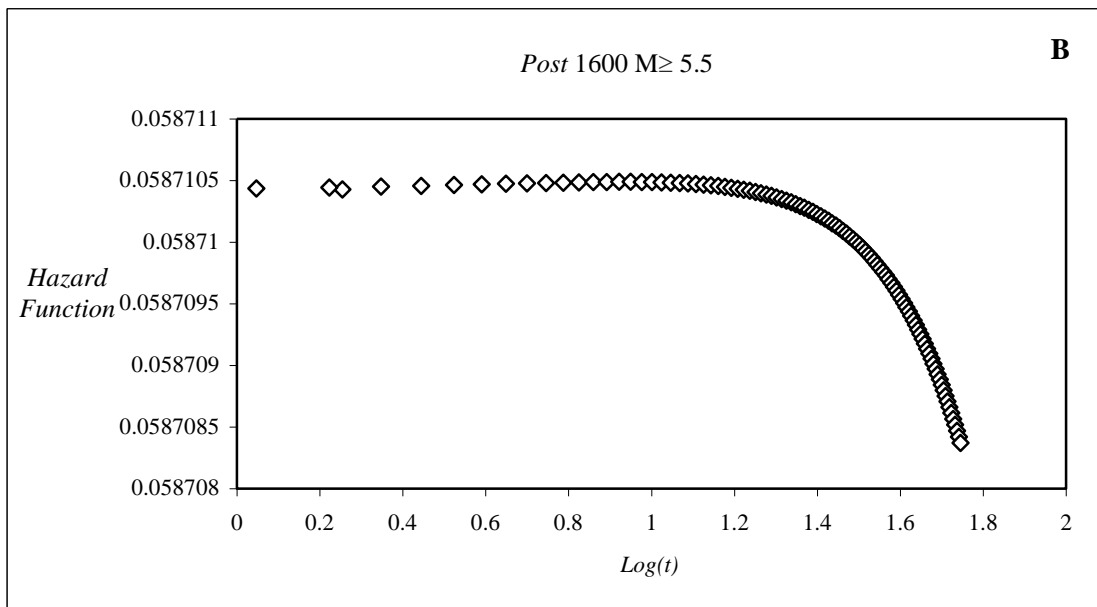
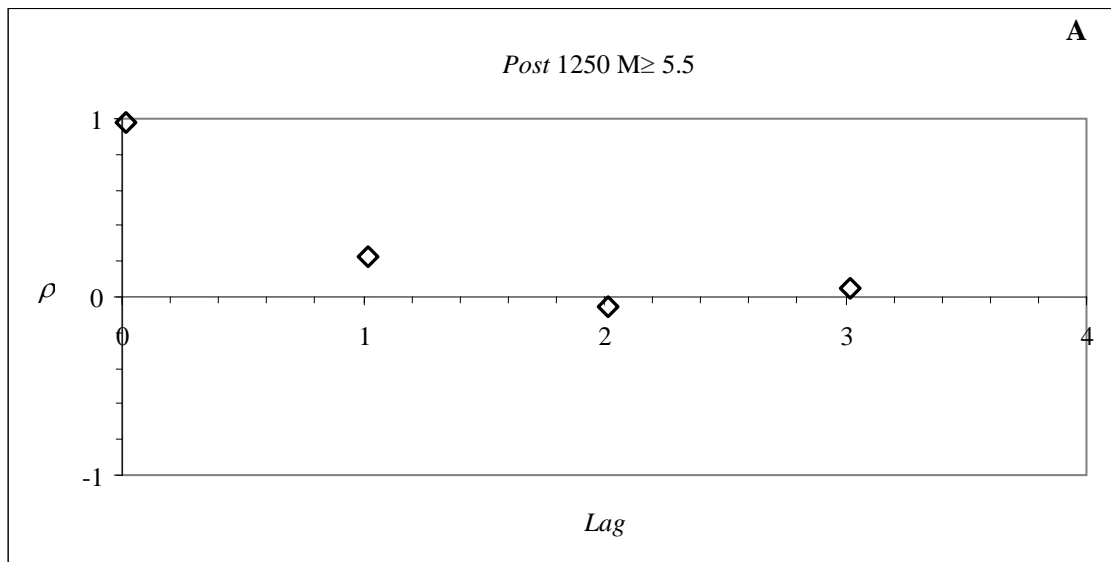


Grafico 4.5.2 – Distribuzione dell’*Hazard Function* secondo il metodo TANNER & WONG (1984) in cui si osserva la clusterizzazione della sismicità per una durata di 10 anni e 5 anni rispettivamente.

Anche in questo caso è stato appurato se il processo è privo di memoria statistica applicando la funzione di autocorrelazione (Grafico 4.5.3); i risultati indicano che le correlazioni sono basse ed il processo è privo di memoria statistica.



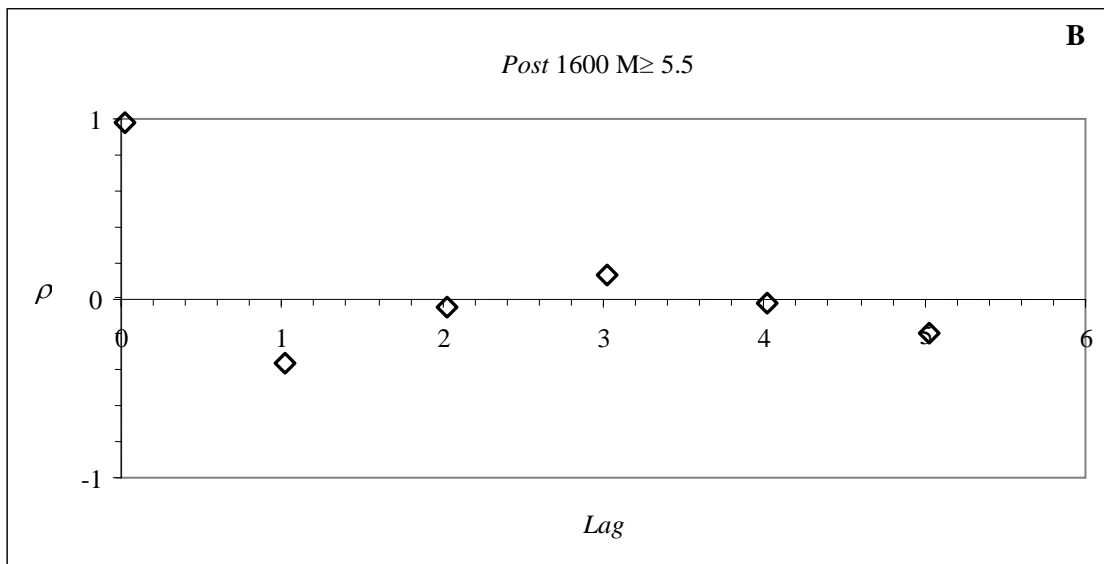


Grafico 4.5.3 - Andamento della funzione di autocorrelazione per i diversi *data set*. In entrambi si osservano basse correlazioni indicando un processo senza memoria.

I risultati ottenuti, adottando il *data set* con una distribuzione statistica *Weibull* con $\beta < 1$, per le due finestre temporali e *range* di magnitudo, sono riportati nella Tabella 4.5.7.

Si osserva che entrambi i *data set*, caratterizzati da una $M \geq 5.5$, hanno un valore del parametro β minore di 1 con un buon livello di significatività associato pari a circa 0.5.

Anno	Magnitudo	Parametro β	Livello di significatività
1250	≥ 5.5	0.75	0.50
1600	≥ 5.5	0.71	0.55

Tabella 4.5.16 – Risultati dell’analisi della distribuzione *Weibull*

Infine, è stata calcolata la probabilità di evento per entrambi i *data set* (1250 $M \geq 5.5$ e 1600 $M \geq 5.5$) per varie scale temporali ($t = 1, 5$ e 10 anni; Tabella 4.5.8). Si evince che la probabilità di avere un terremoto al tempo $t = 10$ anni è molto alta per entrambi.

Anno	Magnitudo	$t = 1$ anno	$t = 5$ anni	$t = 10$ anni
1250	≥ 5.5	0.05	0.20	0.35
1600	≥ 5.5	0.06	0.25	0.40

Tabella 4.5.8 - Risultati del calcolo della probabilità di evento per un anno, cinque o dieci anni

CAPITOLO 5

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Lo scopo di questa tesi è stato quello di fornire un contributo alla determinazione del potenziale sismico e del campo di *stress* agente in due aree campioni: la zona della Val d’Agri-Melandro-Pergola (Appennino campano-lucano) e l’area di Sansepolcro-Città di Castello (Appennino centro-settentrionale), mediante l’utilizzo di diverse metodologie di analisi: geologiche, geofisiche e statistiche.

APPENNINO CAMPANO-LUCANO:

Quest’area è racchiusa all’interno di un’importante fascia sismogenica (terremoto dell’Irpinia a nord, eventi potentini e sequenza del Pollino a sud). Dai dati di letteratura e dagli studi condotti in questa tesi emerge che l’area della Val d’Agri e Melandro-Pergola è contraddistinta da un’intensa ed elevata attività sismica ben documentata dal 1800 in poi ed interessata attualmente da una sismicità strumentale moderata. È stata eseguita un’analisi della sismicità strumentale (distribuzione, determinazione dei meccanismi focali e inversione dello *stress*) relativa al periodo ottobre 2001-dicembre 2002 che ha permesso di fare alcune considerazioni sulla struttura superficiale e profonda dell’Appennino lucano e sul campo di *stress* agente. Si è osservato che la sismicità si distribuisce principalmente in catena con profondità inferiori a 20 km mentre in corrispondenza del fronte della catena stesso (area potentina) essa si approfondisce e diviene più sporadica spostandosi verso l’avampaese apulo. L’inversione dello *stress* regionale è stato eseguito utilizzando 30 soluzioni dei piani di faglia che ha fornito un *misfit* minimo medio di 7.5° . Il valore del *misfit* trovato supera i 6° del *misfit* medio (WYSS *et al.*, 1992) probabilmente a causa di una distribuzione disomogenea del campo di *stress* crostale, dell’incompletezza nel *data set* trattato, della ristretta finestra temporale considerata (poco più di un anno) anche se in presenza di una rete sismica molto densa. Tuttavia, i risultati delle inversioni di *stress* effettuate sono in buon accordo con le informazioni geodinamiche dell’area in studio sottolineando la presenza di un regime estensionale orientato NE-SW, dedotto anche da altri studi sulle inversioni dei meccanismi focali (FREPOLI & AMATO, 2000a), dai dati di *borehole breakout* (MONTONE *et al.*, 1995), dai dati strutturali (HYPPOLITE *et al.*, 1994) e dalle soluzioni CMT (PONDRELLI *et al.*, 1998). L’analisi di *breakout* eseguita su 8 perforazioni profonde dell’ENI-AGIP ha permesso di stimare l’orientazione dell’*Shmin* pari a $N48 \pm 18^\circ$, del tutto confrontabile al valore medio trovato in Appennino da dati di *breakout* ($N44 \pm 20^\circ$) e dalle soluzioni focali ($N48 \pm 11^\circ$). È stato possibile determinare il valore delle componenti principali dello *stress* in profondità attraverso l’elaborazione dei *test* di *Leak-off* eseguiti in alcune perforazioni profonde.

Questa analisi consente attraverso la determinazione della pressione dei fluidi che le pareti del foro possono sopportare prima di fratturarsi, di quantificare le componenti del tensore di *stress* per ogni pozzo e stimarne il regime. Anche questa tecnica ha confermato una cinematica di tipo estensionale. Infine, è stata eseguita una analisi statistica relativa all'occorrenza e alla distribuzione spazio-temporale dei terremoti utilizzando sia dati geologici che sismici. Si è trovato che i parametri geologici e geofisici non influiscono in modo determinante sulla sismicità di quest'area ed indicano un comportamento tettonico-sismologico simile. La stima dell'*Hazard* è stata effettuata successivamente applicando il metodo TANNER & WONG (1984). È stato possibile osservare che la sismicità dell'Appennino campano-lucano *clusterizza* e la sua durata è più di 10 anni. Il risultato è alquanto sorprendente poiché tale tempo è di gran lunga superiore ai tempi di *clusterizzazione* per le sequenze di *aftershocks* (di solito pochi mesi). La presenza di *cluster* è legata, probabilmente, all'interazione esistente tra i vari sistemi di faglie adiacenti. Si è appurato che il processo è senza memoria e che la distribuzione statistica che meglio descrive l'andamento decrescente dell'*Hazard Function*, è una Weibull con $\beta < 1$. Infine, è stata calcolata la probabilità di evento all'interno di finestre temporali di 1, 5 e 10 anni. Per eventi di $M \geq 5.5$ la probabilità è circa del 40%.

APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE:

Dati geologici e tettonici mostrano che il bacino di Sansepolcro-Città di Castello è controllato essenzialmente da una struttura appenninica est-immersa di importanza regionale che rappresenta lo scollamento basale delle principali strutture sismogeniche attive nell'area umbra (Gubbio, Gualdo Tadino, Colfiorito e Norcia), tutte con direzione NW-SE immergenti verso SW. Guardando la distribuzione della sismicità strumentale degli ultimi 20 anni, che ha interessato le aree limitrofe a quella di Città di Castello, si osserva chiaramente che essa si ripartisce lungo la catena appenninica umbro-marchigiana in corrispondenza di bacini intramontani di Gubbio (evento del 1984 $M=5.6$), Colfiorito (1997-98 $M=6.0$) e Norcia (1979 $M=5.8$) con soluzioni focali generalmente di tipo distensivo ed estensioni NE-SW. Quest'ultimo parametro è stato confermato anche attraverso l'analisi di *breakout* eseguita su due perforazioni profonde, che ha fornito un valore della direzione dell'*Shmin* coerente con quella del campo di *stress* regionale. Dall'analisi dei *breakout* in pozzo e dai meccanismi focali si è dedotto che l'area in esame è soggetta ad un regime di *stress* distensivo medio orientato $N50^\circ E \pm 17^\circ$. Non è stato possibile quantificare le componenti del tensore dello *stress* poiché non si avevano a disposizione i dati relativi al *test* di *Leak-off*. È stata determinata solo la componente verticale (S_v) che ha fornito una differenza media tra i due pozzi di pressione di ~150 bar, corrispondente all'incirca all'energia liberata da un terremoto di magnitudo $M_w \sim 6.0$. Anche in

quest'area è stata eseguita un'analisi statistica per valutare l'occorrenza e la distribuzione spazio-temporale dei terremoti, ma nessun parametro geofisico e geologico-strutturale è risultato significativo. Gli errori associati ai β sono confrontabili con i valori del β stesso. Essi non influiscono in modo determinante sulla sismicità e indicano un comportamento sismotettonico omogeneo in tutta l'area. Applicando il metodo non-parametrico multivariato non è stato possibile, quindi, determinare la significatività e l'influenza dei parametri geologici e geofisici sull'occorrenza dei terremoti. Migliore risultato si è ottenuto con l'applicazione del metodo di TANNER & WONG, dove è stato possibile osservare che nell'area i terremoti sono caratterizzati da una distribuzione a *cluster* della durata di più di 10 anni. Si è appurato che il processo è senza memoria e che la distribuzione statistica, che meglio descrive l'andamento decrescente dell'*Hazard Function*, è una Weibull con $\beta < 1$. Infine, è stata calcolata la probabilità di evento all'interno di finestre temporali di 1, 5 e 10 anni. Per eventi di $M \geq 5.5$ la probabilità è circa del 40%.

In conclusione:

- Entrambe le aree sono caratterizzate da strutture tettoniche orientate favorevolmente con il campo di *stress* attuale (orientazione e regime).
- L'orientazione del campo di *stress* per l'Appennino meridionale è $N44^\circ \pm 18^\circ$ (direzione di estensione), mentre per l'Appennino centro-settentrionale è pari a $N50^\circ \pm 17^\circ$.
- Il regime di *stress* prevalente è di tipo distensivo dedotto dai meccanismi focali e dal *test* di *Leak-off*.
- In entrambe le aree i terremoti sono caratterizzati da una distribuzione a *cluster*.
- La Probabilità che in queste due aree si verifichi un evento nei prossimi 10 anni con $M \geq 5.5$ è circa pari al 40%

In sintesi, questo lavoro di tesi può rappresentare la base per ulteriori e più dettagliati studi sismotettonici e per la ricognizione di eventuali sorgenti sismogenetiche. L'integrazione di metodi diversi costituiti da *data set* indipendenti è risultato essere un buon criterio di analisi applicabile anche ad altre parti del territorio.

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1991) – *Progetto di Ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell’Alta Valle del Tevere conseguenti all’esercizio dell’invaso di Montedoglio* – Regione Toscana – Regione Umbria, Rapporto Interno.

ALBANI A. (1962) – *L’antico lago Tiberino* – L’Universo, vol. **XLII**, n. 4, pp. 731-750.

AMATO A. & MONTONE P. (1994) - *Analisi di breakout nelle perforazioni profonde dei Monti Vulsini e Sabatini*. Istituto Nazionale di Geofisica, Pubblicazione n. **556**, pagine 1-47.

AMATO A. & MONTONE P. (1997) - *Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy*. Geophys. J. Int., vol. **130**, pp. 519-534.

AMATO A. & SELVAGGI G. (1993) – *Aftershock location and P-velocity structure in the epicentral region of the 1980 Irpinia earthquake*. Ann. di Geofis., vol. **36**, n. 1, pp. 3-25.

AMATO A., ALESSANDRINI B., CIMINI G.B., FREPOLI A. & SELVAGGI G. (1993) – *Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity* – Annali di Geofisica, vol. **XXXVI**, n. 2, pp. 201-214.

AMATO A., AUCELLI P.P.C. & CINQUE A. (2003) – *The long-term denudation rate in the Southern Apennines chain (Italy): a GIS aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time* – Quaternary Int., vol. **101-102**, pp. 3-11.

AMATO A., AZZARA R., CHIARABBA C., CIMINI G.B., COCCO M., DI BONA M., MARGHERITI L., MAZZA S., MELE F., SELVAGGI G., BASILI A., BOSCHI E., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., GAFFET S., BITTARELLI G., CHIARALUCE L., PICCININI D. & RIPEPE M. (1998) - *The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks*. Geophys. Res. Lett., vol. **25**, n. 15, pp. 2861-2864.

AMATO A., CHIARABBA C. & SELVAGGI G. (1998) – *Crustal and deep seismicity in Italy (30 years after)*. Ann. Geof., vol. **XL**, n. 5, pp. 981-993.

AMATO A., MARGHERITI L, AZZARA R., BASILI A., CHIARABBA C., CIACCIO M.G., CIMINI G.B., DI BONA M., FREPOLI A., LUCENTE F.P., NOSTRO C. & SELVAGGI G. (1998) – *Passive seismology and deep structure in Central Italy* – Pure appl. geophys., vol. **151**, pp. 479-493.

AMATO A., MONTONE P. & CESARO M. (1995) - *State of stress in Southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data*. Geophys. Res. Lett., vol. **22**, n. 23, pp. 3119-3122.

AMICUCCI L. (2002) – *Integrazione di dati geologici e geofisici per la caratterizzazione del Bacino dell’Alta Val d’Agri (Appennino meridionale)*. Tesi di Laurea (inedita). Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, Dipartimento di Scienze della Terra, pp. 126.

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Memorie della Società Geologica Italiana, vol. **17**, pp.1-60.

ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Royal Astron. Soc., vol. 91, pp. 613-637.

ANDERSON E.M. (1951) – *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Edimburgh, 206 pp

ANGELIER J. & GOUGEL J.(1978) – *Sur une methode simple de determination des axes principaux des contraintes pour une population de failles*. C.R. Hebd. Scans. Acad. Sci. Ser. D, vol. **288**, pp. 307-310.

ANGELIER J. (1979) – *Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population*. Tectonophysics, vol. **56**, n. T17-T26.

ANGELIER J. (1984) – *Tectonic analysis of fault slip data sets*. J. Geophys. Res., vol. **89**, pp. 5835-5848.

ANGELIER J., COLLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L. & RANGIN C. (1981b) – *Fault tectonics of the Baja california peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico*. J. Struct. Geol., vol. **3**, pp. 347-357.

ANGELIER J., DUMONT J.F., KARAMANDERESI H., POISSON A., SIMSEK S. & UYSAL S. (1981a) – *Analyses of fault mechanisms and expansion of south-western Anatolia since the late Miocene*. Tectonophysics, vol. **75**, T1-T9.

ARMIJO R., CAREY E. & CISTERNAS A. (1982) – *The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases*. Tectonophysics, vol. **82**, pp. 145-160.

ARUTA G., BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1998) – *The siciliclastic turbidite sequences of the Tuscan domain in the Val di Chiana-Val Tiberina area (Eastern Tuscany and North-Western Umbria)* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **LII**, pp. 579-593.

ASCIONE A. (1997) – *Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale* – Tesi di Dottorato, VIII Ciclo. Università degli Studi di Napoli “*Federico II*”, Dipartimento Scienze della Terra, pp. 256.

ASCIONE A., CINQUE A. & TOZZI M. (1992a) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa* - Studi Geol. Camerti, vol. speciale (1992/**1**), pp. 209-219.

ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992b) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente Plio-Quaternaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici* - Studi Geologici Camerti, volume speciale (1992/**1**), pp. 201-208.

AZZARA R., BASILI A., BERANZOLI L., CHIARABBA C., DI GIOVAMBATTISTA R. & SELVAGGI G. (1993) – *The seismic sequence of Potenza (May 1990)*. Ann. Geofis., vol. **36**, n. 1, pp. 237-243.

BABCOCK E.A. (1978) – *Measurement of subsurface fractures from dipmeter logs*. AAPG Bulletin, vol. **62**, n. 7, pp. 1111-1126. Reprinted in 1990, in Foster, N.H., and Beaumont, E.A., eds., formation evaluation II-log-interpretation: AAPG Treatise of Petroleum Geology Reprint Series n. 17, pp. 457-472.

BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSCARDINI F. & TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino Lucano (avanfossa appenninica)*. Geologica Romana, vol. **21**, pp.89-111.

BARATTA M. (1901) “*I terremoti d’Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica*”. Arnoldo Forni Editore

BARCHI M. & MINELLI G (1998) - *Results of the Crop03 deep seismic reflection profile* - Atti del Convegno “Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03” a cura di Piali G. Mem. Soc. Geol. It., vol. **LII**, pp. 1-657.

BARCHI M., AMATO A., CIPPITELLI G., MERLINI S. & MONTONE P. (2004) – *Extensional tectonics and seismicity in the axial zone of Southern Apennines*. Sottomesso a: Mem. Soc. Geol. It., vol. spec. CROP 04.

BARCHI M., LANDUZZI A., MINELLI G. & PIALLI G. (2001) – *Outer Northern Apennines* - In G.B. Vai and I.P. Martini (eds) Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basin, pp. 215-254, Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain.

pp. 617-625.

BARCHI M.R., AMATO A., CIPPITELLI G., MERLINI S. & MONTONE P. (2004) – *Extensional tectonics and seismicity in the axial zone of the southern Apennines* - Mem. Soc. Geol. It., in press.

BARCHI M.R., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1998) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **52**, pp. 557-578.

BARTOLINI C., CAPUTO R. & PIERI M. (1996) – *Pliocene-Quaternary sedimentation in the Northern Apennine Foredeep and related denudation*. Geological Magazine, vol.**133**, no.3, pp.255-273.

BELL J. S. & GOUGH D. I. (1979) - *Northeast-southwest compressive stress in Alberta: evidence from oil wells*. Earth and Plan. Sc. Lett., vol. **45**, pp. 475-482.

BELL J.S. & GOUGH D.T. (1982) – *The use of borehole breakout in the study of crustal stress*. In Proc. of hydraulic fracturing stress measurements, U.S. geologic survey open file report 82-1075, Denver, CO.

BELL J.S. (1985) – *Offset boreholes in the Rocky Mountains of Alberta, Canada*. Geology, vol. **13**, pp. 734-737.

- BELL J.S. (1990) – *Investigating stress regimes in sedimentary basins using information from oil industry wireline logs and drilling records*. In Hurst A., ed. Geological Applications of Wireline Logs: Geological Society of London, special publication, vol **48**, pp. 305-325.
- BELL J.S. (1996) - *In situ stresses in sedimentary rocks (part 1): measurement techniques*. Petro Geoscience 1, Geoscience Canada, vol. **23**, pp. 2.
- BENEDETTI L. (1999) – *Sismotectonique de l'Italie et des régions adjacentes: fragmentation du promontoire Adriatique* – PhD, 1999.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P. & PICCARDI L. (1998) - *Surface rupture of the 1857 Southern Italian earthquake?* - Terra Nova, vol. **10**, pp. 206-210.
- BERARDI F., DE ROSA G; & TOZZI M. (1996) - *Vincoli strutturali di superficie per la ricostruzione geometrica del massiccio dei Monti Alburni* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **51**, pp. 13-21.
- BERTOTTI G., CAPOZZI R. & PICOTTI V. (1997) - *Extension controls Quaternary tectonics, geomorphology and sedimentation of the N-Appennines foothills and adjacent Po Plain (Italy)*. Tectonophysics, vol.**282**, no.1-4, pp.291-301.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) – The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. Marine Geology, vol.**55**, no.3-4, pp.219-245.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) – *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **41**, pp. 1341.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) – *A structural model for active extension in central Italy* – J. of Geodynamics, vol. **29**, pp. 233-244.
- BONCIO P., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1996) – *State of stress in the Northern Umbria-Marche Apennines (Central Italy): inferences from microearthquake and fault kinematic analyses* – Annales Tectonicae, vol. **10**, n. 1-2, pp. 80-97.
- BONCIO P., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (2000) – *Architecture and seismotectonics of a regional Low-Angle Normal Fault zone in Central Italy* – Tectonics, vol. **19**, n. 6, pp. 1038-1055.
- BONCIO P., BROZZETTI F., PONZIANI F., BARCHI M., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1998) - *Seismicity and extensional tectonics in the northern Umbria-Marche Apennines* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **LII**, pp. 539-555.
- BOSCHI E., CAPUTO M. & PANZA G.F. (1969) – *Stability of seismic activity in Italy, with special reference to Garfagnana, Mugello and Forlivese*. CNEN, RT, ING, vol. **24**.
- BOSCHI E., GASPERINI P. & MULARGIA F. (1995) – *Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. **85**, pp. 1475-1482.

- BOSCHI E., GASPERINI P. & MULARGIA F. (1995) – *Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. **85**, pp. 1475-1482.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) – *Catalogo dei forti terremoti in Italiadal 461 B.C. to 1980*. ING-SGA, Bologna, pp. 973.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italiadal 461 B.C. to 1990*. ING-SGA, Bologna, pp. 644.
- BOSCHI E., GASPERINI P., VALENSISE G., CAMASSI R., CASTELLI V., STUCCHI M., REBEZ A., MONACHESI G., BARBANO M.S., ALBINI P., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A. & MOLIN D. (1999) – *Catalogo parametrico dei Terremoti Italiani* – INGV, GNDT, SGA, SSN, Editrice Compositori, pp. 88.
- BRECKELS I.M. & VAN EEKEL H:A.M. (1981) – *Relationship between horizontal stress and depth in sedimentary basins*. Paper SPE 10336, 56th Annual Fall Technical Conference, Paper SPE 10336, San Antonio, TX, 5-7 october 1981.
- BREDEHOEFT J.D., WOLFF R.G., KEYS W.S. & SHUTER E. (1976) – *Hydraulic fracturing to determine the regional in situ stress field, Piceance basin, Colorado*. Geological Society of American Bulletin, vol **87**, pp. 250-258.
- BURNETT A.W. & SCHUMM S.A. (1983) – *Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi*. Science, vol. **222**, pp. 49-50
- BURRATO P. (1994) – *Tettonica attiva, sismogenesi e caratteri evolutivi del reticolo idrografico: tre esempi dall'Italia meridionale* – Tesi di Laurea, Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, Dipartimento di Scienze della Terra, pp. 69.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1994) - *Recent and active extensional tectonics in the Southern Umbro-Marchean Apennines (central Italy)* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **48**, pp. 541-548, 5 ff.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) – *Un Catalogo parametrico dei terremoti di area al di sopra della soglia dei danni*. GNDT, Milano.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1991) - *Tettonica trascorrente nella penisola sorrentina. Strike-slip tectonics in the Sorrento Peninsula*. Memorie della Societa Geologica Italiana, vol.**47**, pp.235-249.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **XLI**, n. 1, pp. 331-341.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F., MONACO C. & LAZZARI S. (1991) – *Presentazione della carta geologica del Bacino del Fiume Agri* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **XLVII**, pp. 129-143.
- CAREY E. & BRUNIER B. (1974) – *Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles*. C.R. Hebd. Scans. Acad. Sci. Ser. D, vol. **279**, pp. 891-894.

- CAREY E. (1976) – *Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles: Calcul d'un tenseur moyen des contraintes a partir des stries de glissement*. These Univ. Paris sud.
- CAREY E. (1979) – *Recherche des directions principales des contraintes associees au jeu d'une population da failles*. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., vol. **21**, pp.57-66.
- CASERO P., ROURE F. ENDIGNOUX L., MORETTI C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Memorie della Societa Geologica Italiana, vol.41, no.Part 1, pp.109-120
- CASTELLI V. & MONACHESI G. (1996) – *Problems of reliability in earthquake parameters determination from historical records* - Annali di Geofisica, vol. **XXXIX**, n. 5, pp. 1029-1040.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (southern Italy)*. Tectonics, vol.**12**, no.3, pp.656-665.
- CATALOGO DELLA SISMICITÀ STRUMENTALE DELL'INGV <http://www.ingv.it/banchedati/banche.html>
- CATTUTO C., CENCETTI C., FISAULI M. & GREGORI L. (1995) - *I Bacini Pleistocenici di Anghiari e Sansepolcro nell'alta Valle del F. Tevere* - Il Quaternario, vol. **8**, n. 1, pp. 119-128.
- CELLO G. & NUR A. (1988) – *Emplacement of foreland Thrust System* - Tectonic, vol. **7**, pp.
- CELLO G., GAMBINI R., MATTIOLI L., MAZZOLI S., READ A., TONDI E. & ZUCCONI V. (2000) – *Geological analysis of the Agri Valley (Lucania Apennines, Southern Italy)* - Mem. Soc. Geol. It., vol. **LV**, pp. 149-155.
- CELLO G., GAMBINI R., MAZZOLI S., READ A., TONDI E. & ZUCCONI V. (2000) - *Fault zone characteristics and scaling properties of the Val d'Agri Fault system (Southern Apennines, Italy)* – J. of Geodyn., vol. **29**, pp. 293-307.
- CELLO G., INVERNIZZI C., MAZZOLI S. & TONDI E. (2001) – *Fault properties and fluid flow patterns from Quaternary faults in the Apennines, Italy* - Tectonophysics, vol. **336**, pp. 63-78.
- CELLO G., MAZZOLI S. & TONDI E. (1998) - *The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of central Italy* - J. of Geodynamics, vol. **26**, n. 2-4, pp. 443-460.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1997) – *Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy* – Tectonophysics, vol. **272**, pp. 43-68.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI L. & MATTIONI L. (2003) – *Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (Southern Italy)* – J. of Geodyn., vol. **36**, pp. 37-50.

- CENCETTI C., CONVERSINI P. & RIBALDI C. (1994) – *Carta e lineamenti geomorfologici dell'area compresa tra il M. Fumaiolo e Valsavignone (Alto bacino del Fiume Tevere)* – Geogr. Fis. Dinamic. Quat., vol. **17**, pp. 155-162.
- CIACCIO M.G., CINTI F.R., CUCCI L., FREPOLI A., GERVAZI A., MARGHERITI L., MARIUCCI M.T., MONTONE P., PIERDOMINICI S. & PONDRELLI S. (2001) – “*Un approccio multidisciplinare per la caratterizzazione delle sorgenti sismogenetiche nell'area di “lacuna sismica”: Primi risultati per i bacini del Pergola-Melandro e della Val d'Agri*” - XX Congresso Nazionale GNGTS, 6-8 novembre 2001, pp. 247-248.
- CIMINI G.B., DE GORI P. & FREPOLI A. (2004) - *Passive seismology in southern Italy: the SAPTEX array*. Sottomesso ad Annali di Geofisica.
- CINQUE A., ASCIONE A. & CHIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, a cura di GALADINI F. MELETTI C. & REBEZ A; CNR- Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Roma, pp. 203-218.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) – *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures* – Annali di Geofis., vol. **XXXVI**, n. 2, pp. 249-260.
- CINTI F.R., FAENZA L., MARZOCCHI W. & MONTONE P. (2004) - *Probability map of the next large earthquakes in Italy*. Submitted to G cubed (Marzo 2004).
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1995) - *Schema cinematico-strutturale dell'Italia centrale. Kinematic-structural sketch of central Italy*. Studi Geologici Camerti. Volume Speciale, vol. **1**.
- COLLETTINI C. & BARCHI M. (2002) – *A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity* - Tectonophysics, vol. **359**, pp. 97-115.
- COLLETTINI C., BARCHI M., PAUSELLI C., FEDERICO C. & PIALLI G. (2000) -*Seismic expresion of active extensional faults in northern Umbria (Central Italy)*. J. Geodynamics, vol. **29**, pp. 309-321.
- CONTI M.A., & GIROTTI O. (1977) – *Il Villafranchiano nel “Lago Tiberino”, ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico* – Geologica Romana, vol. **16**, pp. 67-80.
- COX D.R. (1972) – *Regression models and life table (with discussion)*. J. R. Stat. Soc., vol **B34**, pp. 187-220.
- COX J.W. (1970) - *The high resolution dipmeter reveals dip-related borehole and formation characteristics*. SPWLA logging symposium, 11th annual; transactions, pp.D1-D25.
- CUCCI L. & CINTI F.R. (1997) - *Studio dei terrazzi marini dell'alto Ionio Cosentino: considerazioni su sollevamento regionale e deformazione tettonica locale* - Il Quaternario, vol. **10**, n. 2, pp. 549-556.

- CUCCI L., PONDRELLI S., FREPOLI A., MARIUCCI M.T. & MORO M. (2004) – *A multidisciplinary approach for the characterization of the seismogenic sources in seismic gap areas: first results from the Pergola-Melandro basin and the Agri valley (Southern Italy)*. Geophys. J. Inter., vol. , pp.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**, pp. 49-73.
- DAVIS J.C. (1986) – *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley & Sons, pp.646
- DECANDIA F.A., LAZZARETTO A., LIOTTA D. & TAVERNELLI E. (1994) - *Superfici strutturali profonde della Toscana e dell'Umbria- Marche*. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1994/**1**, pp. 227-233.
- DESCHAMPS A. & KING G.C.P. (1984) - *Aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of 23 November 1980*. Bull. Seismol. Soc. Am., n. **74**, pp. 2483-2517.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S. D. (1989) - *Kinematics of western Mediterranean. Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., n. **45**, pp 265-283.
- DI BUCCI D. & MAZZOLI S. (2002) - *Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and a discussion*. J. of Geodynamics, vol. **34**, n. 5, pp. 687.
- DI LEO P., GIANO S.I., MONGELLI G. & SCHIATTARELLA M. (1998) – *I livelli vulcanici in Val d'Agri*. Basilicata Regione Notizie, pp. 43-48.
- DI NIRO A. & GIANO S.I. (1995) - *Carta geomorfologica; evoluzione geomorfologica lungo il bordo orientale dell'alta Val d'Agri (Basilicata)* - Studi Geologici Camerti, vol. speciale (1995/ 1).
- DI NIRO A., GIANO S.I. & SANTANGELO N. (1992) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)* - Studi Geologici Camerti, vol. speciale (1992/**1**), pp. 257-263.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) – *The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere* - Tectonics, vol. **13**, n. 5, pp. 1309-1321.
- EKSTROM G. (1994) - *Teleseismic analysis of the 1990 and 1991 earthquakes near Potenza*. Annali di Geofisica, vol.**37**, no.6, pp.1591-1599.
- ELLSWORTH W.L., MATTHEWS M.V., NADEAU R.M., NISHENKO S.P., REASENBERG P.A. & SIMPSON R.W. (1998) – *A physically-based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities*. Proceedings of the second point meeting of the UJNR panel on earthquake research, pp. 135-149; Geographical Survey Institute.
- ELTER P., GIGLIA G. TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., vol.**17**, no.65, pp.3-18

ENGELDER T. (1993) - *Stress regime in the lithosphere*. Princeton Univ. Press.

ESPOSITO E. LUONGO G., MARTURANO A & PORFIDO S. (1988) - *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, vol. **41**, n. 2, pp.1117-1128

ETCHECOPAR A., VASSEUR G. & DAIGNIERES M. (1981) – *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis*. J. Struct. Geol., vol **3**, pp. 51-65.

FAENZA L. (2000) – *Studio della probabilità di occorrenza dei forti terremoti in Italia tramite l'analisi della sismicità storica*. Tesi di Laurea, Università degli studi di Bologna “Alma Mater”, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Fisica, pp.64.

FAENZAL., MARZOCCHI W. & BOSCHI E. (2003) – *A nonparametric hazard model to characterize the spatio-temporal occurrence of large earthquakes; an application to the Italian catalogue*. Geophys. J. Int., vol. **155**, pp. 521-531.

FARIFTEH J. & SOETERS R. (1999) – *Factors underlying piping in the Basilicata region, Southern Italy* – Geomorph., vol. **26**, pp. 239-251.

FREPOLI A. & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions*. Geophys. J. Int., vol. **129**, n. 2, pp.368-388.

FREPOLI A. & AMATO A. (2000a) - *Fault plane solution of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications* - Annali di Geofisica, vol. **XLIII**, n. 3, pp. 437-467.

FREPOLI A. & AMATO A. (2000b) - *Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity* - Tectonophysics, vol. **317**, pp. 109-124.

FREPOLI A., AMATO A., MARIUCCI M.T. & MONTONE P. (1998) - *Active stress along the CROP 03 section*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **LII**, pp.259-266, 1998

FREPOLI A., AMICUCCI L., PIERDOMINICI S., CINTI F.R., CIMINI G.B. & DE GORI P. (2004) – *Pattern of seismicity and state of stress in the Lucanian region (Southern Italy) from recording by the Saptex temporary array*. In prep.

GALADINI F. MELETTI C. & VITTORI E. (2000) – *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie: Risultati del Progetto 5.1.2 “Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili*. In *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. A cura di GALADINI F. MELETTI C. & REBEZ A; CNR- Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Roma, pp. 107-136.

GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) – *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, vol. **117**, pp. 59-78.

GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, vol. **84**, n. 2-4, pp.267-286.

GASPERINI P., BERNERDINI F., VALENSISE G. & BOSCHI E (1999) – *Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. **89**, pp. 94-110.

GAY N.C. (1980) – *The state of stress in the plates*. In *Dynamics of plate interiors*. Ed. BALLY A.W., BENDER P.L., MCGETCHIN T.R. & WALCOTT R.I.; American Geophysical Union and

GEPHART J. & W. FORSYTH W. (1984) - *An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence*. J. Geophys. Res., vol. **89**, pp. 9305-9320.

GEPHART J. (1990a) - *Stress and the direction of slip on fault planes*. Tectonics, vol. **9**, pp. 845-858.

GEPHART J. (1990b) - *FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor*. Comput. Geosci., vol. **16**, pp. 953-989.

GHISETTI F. & VEZZANI L. (1994) - *Large-scale longitudinal extension in the Southern Apennines contractional belt, Italy: Comment*. Geology, vol. **22**, n. 9, pp.860-861.

GIANO S.I. & MARTINO C. (2003) – *Significato morfotettonico di alcuni depositi continentali Pleistocenici del bacino del Pergola-Melandro (Appennino lucano)*. Convegno AIQUA Giornata di studio sul tema: Successioni continentali nell’Appennino centro-settentrionale; a cura di BOSI C., CAVARRETTA G., CAVINATO G.P., CINQUE A., COLTORTI M., DRAMIS F. & MESSINA P. CNR, 20-21 Febbraio 2003, Roma, pp. 34-35

GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull’assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell’Alta Val d’Agri (Basilicata) - Il Quaternario*, vol. **10**, n. 2, pp. 589-594.

GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPRONTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radiocarbon dating of active faulting in the Agri High Valley, Southern Italy* – J. of Geodyn., vol. **29**, pp. 371-386.

GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (1998) – *Structural study radiocarbon dating of recent and active tectonics in the Agri high valley, Southern Italy*. In: “The resolution of geological analysis and models for earthquake faulting studies”; a cura di CELLO G., DEIANA C, INVERNIZZI C. & TONDI E.; abstract, vol. **47-48**, Camerino, Italy, 3-6 giugno 1998, pp. 33-35.

GNDICI-CNR-Regione Umbria (1994) – *Acquifero alluvionale dell’alta valle del Tevere. Carta della vulnerabilità all’inquinamento (scala 1:25.000)*.

GNDT (2001-2003) - *Terremoti probabili in Italia tra l’anno 2000 ed il 2030: elementi per la definizione di priorità degli interventi di riduzione del rischio sismico*. Coordinatore A. AMATO.

GNDT (2001-2003) – *Sviluppo e confronto di metodologie per la valutazione della pericolosità sismica in aree sismogenetiche: applicazione all’Appennino centrale e meridionale*. Coordinatore M. COCCO.

GOUGH D.I., FORDJOR C.K. & BELL J.S. (1983) – *A stress province boundary and tractions on the North American plate*. Nature, vol. **305**, pp. 619-621.

GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI (1994) - *Appennino umbro-marchigiano*. Soc. Geol. It., vol **7**, Ed BE-MA.

HAIMSON B.C. & FAIRHURST C. (1970) – *In situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturing*. In *Rock mechanics – theory and practice*. Proceedings of the 11th Symposium on Rock mechanics. Ed. Somerton W., American Institute of Mining Engineers, New York, NY, pp. 559-584.

HANSEN K.S. (1991) – *Comparison between field observations and theory for stress-induced borehole ellipticity*. In Roegiers, J-C., ed. *Rock mechanics as a multidisciplinary science; proceedings of the 32nd U.S. Symposium*; A.A. Balkema, Rotterdam, pp.995-1004.

HEARST J.R., NELSON P.H. & PAILLET F.L. (1985) – *Well loggin for physical properties*. Ed. Wiley & Sons, Ltd, pp. 483.

HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J.L & ROURE F. (1994a) – *Paleostress analyses and fold-and-thrust belt kinematics in the Southern Apennines* – Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium held in Moscow, May 18-23, 1992, pp. 157-169.

HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J.L, & ROURE F. (1994b) – *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)* – Tectonophysics, vol. **230**, pp. 199-210.

HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J.L, ROURE F. & CASERO P. (1994c) – *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines* – J. of Struct. Geol., vol. **16**, n. 2, pp. 159-173.

HUBBERT M.K. & WILLIS D.G. (1957) – *Mechanics of hydraulic fracturing*. American Institute of Mining Engineers, Petroleum Transactions, vol. **210**, pp. 153-168.

HUNSTAD I., SELVAGGI G., D'AGOSTINO N., ENGLAND P., CLARKE P. & PIEROZZI M. (2003) – *Geodetic strain in peninsular Italy, between 1875 and 2001* – Geophys. Research Letters, vol. **30**, n. 42, pp. 30.1-30.4.

IAEA (1991) – *Earthquakes and associated topics in relation to nuclear power plant siting*. A safety guide. Safety Series n. **50**, - SG-S1 (Rev. 1), Vienna, 60 pp.

KAGAN Y.Y. & JACKSON D.D. (2000) – *Probabilistic forecasting of earthquakes*. Geophys. J. Int., vol. **143**, pp. 438-453.

KALBFLEISCH J.D. & PRENTICE R.L. (1980) – *The statistical analysis of failure time data*. New York, Wiley.

KEHLE R.O. (1961) – *Determination of tectonic stresses through analysis hydraulicwell fracturing*. J. Geophys. Res., vol. **69**, pp.259-2778.

- KEHLE R.O. (1964) – *Determination of tectonic stresses through analysis of hydraulic well fracturing*. J. Geophys. Res., vol. **69**, pp. 259-273.
- KLEIN R.W. (1978) - *Hypocenter location program HYPOINVERSE, I, users guide to version 1, 2, 3 and 4*. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 78-964.
- KLEIN R.W. (1989) - *Hypocenter a programm for VAX computers to solve for earthquake locations and magnitudes*. U.S. geological Survey Open-File Report 89-314, pp. 59.
- KLEIN R.W. (2002) - *User's Guide to Hypoinverse-2000, a Fortran Program to solve for earthquake locations and magnitudes*. U.S. geological Survey Open-File Report 02-171 Version 1.0, pp.123.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy*. Tectonics, vol.**10**, n. 6, pp.1164-1172.
- KUNZE K.R. & STEIGER R.P. (1992) – *Accurate in situ stress measurements during drilling operations*. Paper SPE 24593 presented at the 1992 SPE Annual Technical Conference, Washington, D.C., Oct. 3-6.
- LAVECCHIA G. (1988) – *The Tyrrhenian Apennines system: structural settino and sismotectogenesis*. Tectonophysics, vol. **147**, pp. 263-296.
- LAVECCHIA G., BARCHI M. & BROZZETTI F. (1994) – *Recent tectonics and active stress field in the Umbria-Marche Apennines* – Mem. Soc. Geol. It., vol. **48**, pp. 535-537.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICETTI M. (1994) – *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana* – Boll. Soc. Geol. It., vol. **113**, pp. 483-500.
- LAVECCHIA G., BONCIO P. & BROZZETTI F. (2000) – *Analisi delle relazioni tra sismicità e strutture tettoniche in Umbria-Marche-Abruzzo finalizzata alla realizzazione della mappa delle zone sismogenetiche*. In *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, a cura di GALADINI F. MELETTI C. & REBEZ A; CNR- Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Roma, pp. 203-218
- LEEDER M.R. & GAWTHORPE R.L. (1987) – *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basin*. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. (Eds) 1987 – Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., n.**28**, pp. 139-152.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990) - *Principali elementi strutturali del thrust belt Appenninico-Maghrebide in Sicilia Centro-Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **XLV**, pp.495-502.
- LENTINI, F.; CARBONE, S.; DI STEFANO, A.; GUARNIERI, P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution* – J. of Geodyn., vol. **34**, n. 1, pp. 141-158.

- LOTTI B. (1926) – *Descrizione geologica dell’Umbria*. Mem. Descrit. della Carta Geol. d’Italia, vol. **21**, pp. 320.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, vol. **5**, n. 2, pp.227-245.
- MALLET R. (1862) - *The Great Neapolitan Earthquake of 1857. The first principles of observational seismology*. London, vol. **I**, pp. 431, vol **II**, pp. 399.
- MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969) – *Alcune considerazioni sulla tettonica dell’area di facies umbra (Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **VIII**, pp. 1015-1026.
- MANTOVANI F. & MARCOLONGO B. (1992) – *Fotogeologia: il telerilevamento nelle Scienze della Terra*. Ed. NIS La Nuova Italia Scientifica.
- MARIUCCI M. T., AMATO A. & MONTONE P. (1999) - *Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy)*. Tectonics, vol. **18**, n. 1, pp. 108-118.
- MARIUCCI M.T., AMATO A., GAMBINI R., GIORGIONI M. & MONTONE P. (2002) – *Along-depth stress rotations and active faults: an example in a 5-Km deep well of Southern Italy*. Tectonics, vol. **21**, n. 4, pp. 10,1029-10,1039.
- MCKENZIE D.P. (1969) - *The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses*. Bull. Seismol. Soc. Am.,vol. **59**, n. 2, pp. 591-601.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000) - *Construction of a seismotectonic model; the case of Italy*. Pure and Applied Geophysics, vol. **157**, n. 1-2, pp.11-35.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) – *Deep structure of the Campanian-Lucanian arc (Southern Apennines, Italy)* – Tectonophysics, vol. **324**, pp. 239-265.
- MERLA G. (1952) – *Geologia dell’Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **70**, pp. 92-382.
- MICHAEL A. (1984) - *Determination of stress from slip data: Faults and folds*. J. Geophys. Res., vol. **89**, pp. 11517-11526.
- MICHAEL A. (1985) - *Regional stress and large earthquakes : An observational study using focal mechanisms*. Ph.D. thesis, Stanford Univ., Stanford, California.
- MICHAEL A. (1987) - *Use of focal mechanisms to determine stress: A control study*. J. Geophys. Res., vol. **92**, pp. 357-368.
- MICHETTI ET AL., (2000) – *Extensional tectonics and seismogenesis in Umbria (central Italy) the Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **110**, pp. 857-880.
- MIGLIORINI C. (1948) – *I cunei composti nell’orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **67**, pp?

- MINISSALE A., MAGRO G., MARTINELLI G., VASELLI O. & TASSI G.F. (2000) – *Fluid geochemical transect in the Northern Apennines (Central-Northern Italy): fluid genesis and migration and tectonic implications* – Tectonophysics, vol. **319**, pp. 199-222.
- MONACHESI G., CASTELLI V. & VASAPOLLO N. (1987) - *Historical earthquakes in central Italy; case histories in the Marche area*. Tectonophysics, vol. **193**, n. 1-3, pp.95-107.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1998) – *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy* – J. of Struct. Geol., vol. **20**, n. 5, pp. 617-638.
- MONTONE P., AMATO A. & CESARO M (1995) - *Nuovi dati sul campo di stress attivo nell'Appennino meridionale*. Atti del **13°** Convegno GNGTS, pp. 795-804, Roma 28-30 novembre.
- MONTONE P., AMATO A. & S. PONDRELLI S. (1999a) - *Active stress map of Italy*. J. Geophys. Res., vol. **104**, n. B11, pp. 25595-25610.
- MONTONE P., AMATO A., FREPOLI A., MARIUCCI M.T. & CESARO M (1997) - *Crustal stress regime in Italy*. Annali di Geofisica, vol. **XL**, n. 3, pp. 741-757.
- MONTONE P., AMATO A., MARIUCCI M.T., PIERDOMINICI S. & CESARO M. (1999b) - “*Primo tentativo di quantificazione dello stress nei pozzi profondi*”. XVIII Convegno GNGTS, Roma 9-11 novembre 1999, pp. 13-14.
- MOOS D. & ZOBACK M.D. (1990) – *Utilization of observations of the well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses – Application to continental, deep sea drilling Project, and ocean drilling program boreholes*. J. Geophys. Res., vol. **95**, n. B6, pp. 9305-9325.
- MORO M., AMICUCCI L., CINTI F.R., DOUMAZ F., MONTONE P., PIERDOMINICI S. & SAROLI M. – “*Evidence for Late Pleistocene-Holocene Activity along a Potential Seismic Source in southern Apennines (Italy)*”. A.G.U. Fall Meeting 2003, 8-12 December 2003, San Francisco, California.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **XXXV**, pp. 177-202.
- NAPPI R., VILARDO G., VENTURA G. & BURRATO P. (2002) – *Analisi integrata di elementi morfologici connessi alla deformazione di aree sismicamente attive: la Val d'Agri (Basilicata) – Abstract*, Atti della 6^a Conferenza Nazionale ASITA, vol. **II**, – Perugia, 5-8 Novembre 2002.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and Crop projects*. In "The lithosphere in Italy" edited by A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO, AND G.B. VAI, Accad. Naz. Lincei, vol. 80, pp. 41-61.
- NIELSON D.L. (1989) – *Stress in geothermal systems*. Geothermal Resources Council Transactions, vol. **13**, pp. 271-276.
- NISHENKO S.P. (1985) – *Seismic Potential for large and great interplate earthquakes along Chilean and southern Peruvian Margins of South America: a quantitative reappraisal*. J. of Geophys. Res., vol. **90**, pp. 3598-3615.

OGATA Y. (1998) – *Space-time point-process models for earthquake occurrences*. Ann. Inst. Statist. Math., vol. **50**, pp. 379-402.

ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M., TOCCACELI R.M. (1992) – *Active tectonics in the southern Apennines: relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model* – Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to T. Cocozza. Carmignani L. & Sassi F.P. Editors, IGCP, n. 276, Newsletter vol. **5**, Siena 1992, pp. 413-419.

OUCHI S. (1985) – *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. **96**, pp. 504-515.

PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1988) – *La faglia sud-appenninica: identificazione oggettiva di un lineamento sismogenetico nell'Appennino meridionale* - GNGTS., vol. **7**, pp. 205-220.

PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1993) – *Source geometry and long-term behaviour of the 1980, Irpinia earthquake fault based on field geologic observations*. Annali di Geofisica, vol XXXVI, n. 1, pp. 41-49.

PANTOSTI D., D'ADDEZIO G. & CINTI F. (1993) – *Paleoseismological evidence of repeated large earthquakes along the 1980 Irpinia earthquake fault*. Ann. Geofis., vol. **36**, n. 1, pp. 321-330.

PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Duecento anni di ricerche geologiche nell'Italia centrale. Two hundred years of geologic research in central Italy*. Soc. Geol. Ital., Bologna, Italy.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) – *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)* - In G.B. Vai and I.P. Martini (eds) *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basin*, pp. 401-440, Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain.

PICCININI D., CHIARABBA C., CATTANEO M., CHIARALUCE L., DE MARTIN M., DI BONA M., MORETTI M., SELVAGGI G., AUGLIERA P., SPALLAROSSA D., FERRETTI G., MICHELINI A., GOVONI A., DI BARTOLOMEO P., ROMANELLI M. & FABBRI J (2002) - *A microseismic study in a seismic gap: Città di Castello 2000 experiment*. XXVII EGS, Nizza (Francia), 21-26 Aprile 2002.

PIERDOMINICI S., CIACCIO M.G. & MORO M. (2002) – “*Analisi della lacuna sismica di Città di Castello*”. Convegno Nazionale GNGTS, 19-21 novembre 2002.

PIERDOMINICI S., CINTI F.R., MARIUCCI M.T. & MONTONE P. (2002) – “*Data from boreholes as a tool for active tectonics studies: examples in Southern Apennines*” – International Workshop Active faults: analysis, processes and monitoring a Camerino dal 3 al 6 maggio 2002.

PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S.I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSERE G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. & TROPEANO M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area Bradanico-Ionica* - Il Quaternario, vol. **10**, n. 2, pp. 535-542.

PLUMB R.A. & COX J.W. (1987) – *Stress directions in eastern North America determined to 4.5 km from borehole elongation measurements*. J. Geophys. Res., vol. **92**, n. B6, pp. 4805-4816.

- PLUMB R.A. & HICKMAN S. H. (1985) - *Stress-induced borehole elongation: a comparison between the four-arm dipmeter and the borehole televiwer in the Auburn geothermal well*. J. Geophys. Res., vol. **90**, n. B7, pp. 5513-5521.
- PONDRELLI S. MORELLI A., EKSTROM G., MAZZA S., BOSCHI E. & DZIEWONSKI A.M. (2002) - *European-Mediterranean regional centroid-moment tensors; 1997-2000*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. **130**, n. 1-2, pp. 71-101.
- PONDRELLI S., MORELLI A. & BOSCHI E. (1995) – *Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation* – Geophys. J. Int, vol. **122**, pp. 938-952.
- PONDRELLI, S., A. MORELLI, AND G. EKSTROM (1998) - *Moment tensors and seismotectonics of the Mediterranean region*. Ann. Geophys., vol. **16**, suppl. C19.
- PORFIDO S., ESPOSITO E., LUONGO G. & MATURANO A. (1988) - *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **XLI**, n. 2, pp. 1105-1116.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", vol. **114**, n. 2B, pp. 239.
- RAPPORTO TECNICO (2002) – *Studio geologico ed idrogeologico della sorgente sulfurea delle Terme di Fontecchio”progetto per una corretta e razionale captazione della sorgente”*. Rapporto Inedito; Società geologica sondaggi.
- REASENBERG P. & D. OPPENHEIMER D. (1985) - *FPPIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions*. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 85-739.
- RECHES Z. (1987) – *Determination of the tectonic stress tensor from slip along fault obey the Coulomb yield condition*. Tectonics, vol. **6**, pp. 849-861.
- REGIONE TOSCANA E REGIONE UMBRIA (1991) – *Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'invaso di Montedoglio*. ESAU, CM Valtiberina Toscana, ETSAF, IRRES e GEOMATH
- REID H.F. (1911) – *The elastic rebound theory of earthquakes*. Bull. Dept. Geol. Univ. California, vol. **6**, pp.413.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, vol. **8**, pp. 105-139.
- RIVERA L. & CISTERNAS A. (1990) - *Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes*. Bull. Seismol. Soc. Am., vol. **80**, pp. 600-614.
- SANTANGELO N. (1991) – *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato in “Geologia del sedimentario”, III ciclo, Università “Federico II” di Napoli, pp. 1-109.

- SCANDONE P. (1972) – *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur., in Napoli, vol. **81**, pp. 225-300.
- SCANDONE P. (1975) – *The preorogenic history of the Lagonegro basin (southern Apennines)*. In: *Geology of Italy*; a cura di SQUYRES C. in *The earth sciences society of the Libyan Arab Republic*, pp. 305-315.
- SCARPA R., DE NATALE G., PINGUE F. (1988) – *Seismic and ground deformation monitoring in the seismogenetic region of the Southern Apennines, Italy*. *Tectonophysics*, vol. **152**, n. 3-4, pp. 165-178.
- SCARSELLA F. (1952) – *Un aggruppamento di pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **73**, pp. 309-320.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) – *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case study from the Lucanian Apennine, Southern Italy* – *Quarter. Int.*, vol. **101-102**, pp. 239-251.
- SCHIATTARELLA M., DOGLIONI C., PROSSER G. & TRAMUTOLI M. (1997) – *Large-scale geometry and kinematics of the southern Apennines*. *Terra Nova*, vol. **9**, suppl. 1, pp. 109. EUG 9, Strasbourg, 23-27 marzo 1997.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (Confine Calabro-Lucano)* - *Il Quaternario*, vol. **7**, n. 2, pp. 613-626.
- SELVAGGI G. & AMATO A. 1992 - *Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction?*. *Geophys. Res. Lett.*, vol. **143**, pp. 2127-2130.
- SGROSSO I. (1981) - *Il significato delle calciruditi di Piaggine nell-ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **100**, n. 1, pp. 129-137.
- SHAMIR G., ZOBACK M.D. & CORNET F.H. (1990) – *Fracture-induced stress heterogeneity: examples from the cajon Pass scientific drillhole near the San Andreas fault, California*. In Barton N. & Stephansson O., ed. *Rock joints (International symposium on rock joints, June 4-6 1990, Loen Norway, proceedings)*: A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 719-724.
- SOC. GEOLOGICA SONDAGGI (2002) – *Relazione geologica ed idrogeologica relative al pozzo denominato “I Cappuccini” concessione mineraria Fontecchio*.
- SOC. GEOLOGICA SONDAGGI (2002) – *Studio geologico ed idrogeologico della sorgente sulfurea delle Terme di Fontecchio “Progetto per una corretta e razionale captazione della sorgente”*.
- SPAKMAN W. (1990) - *Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean*. *Terra Nova*, vol. **2**, n. 6, pp. 542-553.

TANNER M.A. & WONG W.H. (1984) – *Data-base nonparametric estimation of the hazard function application to the model diagnostic and exploratory analysis*. J. of the American Statistical Association, vol. **79**, n. 385, pp. 174-182

TINTI S. & MULARGIA F. (1985) - *A note on the occurrence rate of the earthquakes in the Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., vol. **27**, n. 107, pp. 209-220.

TINTI S. & MULARGIA F. (1985) - *An improved method for the analysis of the completeness of a seismic catalogue*. Lettere al Nuovo Cimento della Soc. It. Fisica, vol. **42**, n. 1, pp. 21-27
TINTI S. & MULARGIA F. (1985) - *Application of the extreme value approaches to the apparent magnitude distribution of the earthquakes*. Pure and Appl. Geophys., vol. **123**, n. 2, pp. 199-220.

TINTI S. & MULARGIA F. (1985) - *Completeness analysis of a seismic catalog*. Annales Geophysicae, vol. **3**, n. 3, pp. 407-414.

TINTI S. & MULARGIA F. (1985) - *Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter*. BSSA, vol. **75**, n. 6, pp. 1681-1697.

VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001a) - *The Data Base of Potential Source for Earthquakes Larger than $M \geq 5.5$: data base description, software structure and run-time manual*. Annali di Geofisica, suppl. vol. **44**, n. 4, pp. 964.

VALENSISE G., PANTOSTI D. (2001b) – *Seismogenetic faulting, moment release patterns and seismic hazard along the Central and Southern Apennines and the Calabria Arc*. In G.B. Vai and I.P. Martini (eds) *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basin*, Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain.

VALENSISE G., PANTOSTI D. (2001c) – *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. J. of Seismology, vol. **5**, n. 3, pp. 287-306.

VASSEUR G. ETCHECOPAR A. & PHILIP H. (1983) - *Stress state inferred from multiple focal mechanisms*. Annales Geophys., vol. **1**, n. 4-5, pp. 291-297.

VITTORI E., MASCHIO L., FERRELI L., MICHETTI A.M. & SERVA L. (1997) – *Carta e base dei dati delle faglie capaci per l'Italia centro-meridionale: presentazione e stato di avanzamento del progetto ITHACA*. Il Quaternario, vol. **10**, pp. 305-312.

WARPINSKI N.R., BRANAGAN P.T. & WILMER R. (1985) – *In situ stress measurements in low-permeability, non-marine rocks*. J. Petro. Tech., vol. **41**, pp. 405-414.

WYSS, M., B. LIANG, W.R. TANIGAWA, X. WU (1992) - *Comparison of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solutions in Kaoiki, Hawaii*. J. Geophys. Res., vol. **97**, pp. 4769-4790.

ZOBACK M. D., MOOS D., MASTIN L. & ANDERSON R. N. (1985) - *Well bore breakouts and in situ stress*. J. of Geophys. Res., vol. **90**, n. B7, pp. 5523-5530.

ZOBACK M. L. & MAGEE M. (1991) - *Stress magnitudes in the crust: constraints from stress orientation and magnitude data*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., vol. **337**, pp. 181-194.

ZOBACK M. L. (1992) - *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project*. J. Geophys. Res., vol. **97**, N. B8, pp. 703-728.

ZOBACK M.D. & ZOBACK M.L. (1991) – *Tectonic stress field of North America and relative plate motions*. Chapter 19, in Slemmons D.B., Engdahl E.R., Zoback M.D. & Blackwell D.D.; eds Neotectonics of North America – Geol. Soc.Am., decade map, vol. **1**, pp. 339-366.

ZOBACK M.D. (1991) – *State of stress and crustal deformation along weak transform faults*. Philosop. Transac. Royal Soc. London, series A, vol. **337**, n. 1645, pp. 141-150.

ZOBACK M.D., BARTON C.A., BRUDY M., CASTILLO D.A., FINKBEINER T., GROLLIMUND B.R. & MOOS D.B. (2003) - *Determination of stress orientation and magnitude in deep wells*. Int. J. Rock Mechanics and Mining Sciences, vol. **40**, n. 7-8, pp. 1049-1076.

ZOBACK M.D., RUMMEL F., JUNG R. & RALEIGH C.B. (1977) – *Laboratory hydraulic experiment in intact and fractured rock*. Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sciences, vol. **14**, pp. 49-58.

ZOBACK M.L. & ZOBACK M.D. (1980) – *State of stress in the conterminous United States*. J. Geophys. Res., vol. **85**, n. B11, pp. 6113-6156.

ZOBACK M.L., ZOBACK M.D., ADAMS J., ASSUMPÇÃO M., BELL S., BERGMAN E.A., BLUMLING P., BRERETON N.R., DENHAM D., DING J., FUCHS K., GAY N., GREGERSEN S., GUPTA H.K., GVISHIANI A., JACOB K., KLEIN R., KNOLL P., MAGEE M., MERCIER J.L., MULLER B.C., PAQUIN C., RAJENDRAN K., STEPHANSSON O., SUAREZ G., SUTER M., UDIAS A., XU Z. H. & ZHIZHIN M. (1989) - *Global patterns of tectonic stress*. Nature, vol. **341**, pp. 291-298.

ZOBACK, M.D., ZOBACK M.L. & MOUNT V.S. (1987) - *New evidence on the state of stress on the San Andreas fault system*. Science, vol. **238**, pp.1105-1111.