

1222·2022
800
ANNI



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA



DIPARTIMENTO
DI GEOSCIENZE

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Fabrizio Nestola

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**EMISSIONE DI GAS RADON E CONCENTRAZIONE
DI GAS NEL SUOLO LUNGO IL LINEAMENTO
PERIADRIATICO (VAL PUSTERIA, BZ)**

Relatore: Prof. Raffaele Sassi
Correlatori: Prof. Claudio Mazzoli
Dott.^{ssa} Chiara Coletti

Laureanda: Eleonora Benà

ANNO ACCADEMICO 2018 / 2019

INDICE

ABSTRACT	7
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	9
1.1 Le Alpi.....	9
1.2 Le Alpi Orientali.....	11
1.2.1 Sudalpino	12
1.2.2 Austroalpino	13
1.2.3 Pennidico	15
1.3 Gli Eventi Metamorfici.....	15
1.4 Gli Eventi Magmatici	16
1.5 Lineamenti tettonici principali.....	16
2. RADON E THORON	19
2.1 Caratterizzazione Chimica.....	19
2.2 Unità di Misura.....	23
2.3 Radon e Geologia	23
2.3.1 Litologia e radon	24
2.3.2 Suoli e radon.....	24
2.3.3 Fattori di amplificazione	25
2.3.4 Fattori di mitigazione	25
3. CAMPIONAMENTO.....	27
3.1 Campionamento dei Litotipi.....	28
3.2 Campionamento di Radon in situ	30
4. METODOLOGIE ANALITICHE.....	33
4.1 Preparazione Granulati e Polveri.....	33
4.2 Preparazione sezioni sottili.....	34
4.3 Fluorescenza XRF	35
4.4 Spettrometria- γ	37
4.5 Tecniche Analitiche sul Campo.....	39
4.5.1 Draeger X-am 7000.....	40
4.5.2 RAD7 DurrIDGE	41
5. PETROGRAFIA E GEOCHIMICA.....	43
5.1 Caratterizzazione Petrografica.....	43
5.1.1 Filladi (SS-01, SS-02, NE-01)	43
5.1.2 Granito (FA-03, FA-05, FA-04)	44

5.1.3 Ortogneiss (FA-02, CS-01, AN-01, TU-01, TU-05)	46
5.1.4 Ortogneiss Pegmatitico (AN-05, TU-04)	48
5.1.5 Granodiorite (AN-02).....	50
5.1.6 Micascisto (SS-03, SS-04, AN-04, TU-02)	51
5.1.7 Paragneiss (AN-03, TU-03, FA-01, SS-05, NE-02, NE-03).....	53
5.2 Caratterizzazione Geochimica.....	56
6. FAGLIE ED EMANAZIONE DI RADON	63
6.1 Transetto 1 (Molini)	63
6.2 Transetto 2 (Falzes).....	68
6.3 Transetto 3 (Rasun)	72
7. DISCUSSIONE.....	77
7.1 Effetto della Litologia sul Radon Indoor.....	77
7.2 Effetto delle Discontinuità Strutturali sul Rischio Generico.....	79
7.3 Agenti Mitiganti	79
7.4 Effetto della granulometria sull'emissione di Radon.....	80
8. CONCLUSIONI.....	85
BIBLIOGRAFIA.....	87
RINGRAZIAMENTI	Errore. Il segnalibro non è definito.

RIASSUNTO

L'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente della Provincia di Bolzano ha effettuato negli anni 90 uno studio sul gas Radon all'interno degli edifici di tutti i comuni (Minach et al., 1999). Lo scopo delle misure era di individuare le zone a rischio e di realizzare la mappatura del *Radon Indoor (IR)*. Vengono indicati come comuni ad alto rischio quelli con emissioni $>400 \text{ Bq/m}^3$. Alcuni di questi comuni "a rischio" sono allineati lungo la Val Pusteria.

In questa tesi, partendo da questa carta, si è valutata mediante uno studio geologico multidisciplinare, la relazione tra gli elevati valori di *IR* dei comuni della Val Pusteria e le litologie affioranti. Inoltre, considerando che tali comuni sono localizzati a grandi linee in corrispondenza del Lineamento Periadriatico, si è voluto verificare se questo importante lineamento tettonico ha un effetto significativo sull'emanazione di Radon.

Per raggiungere questo obiettivo si sono campionati i litotipi presenti nell'area per valutarne la composizione chimica e la radioattività specifica e si è misurata *in situ* l'emanazione di gas dal suolo lungo transetti perpendicolari al Lineamento Periadriatico. Inoltre, si è deciso di valutare l'effetto della granulometria sull'emissione di Radon mediante misure in laboratorio.

I risultati ottenuti mostrano come il fattore principale di amplificazione del *IR* non sia la litologia bensì il Lineamento Periadriatico. La maggiore emissione di Radon nelle zone cataclastiche è riconducibile al fatto che l'emissione di Radon aumenta all'aumentare della superficie specifica. L'effetto di "amplificazione" sull'emanazione del gas Radon può essere mitigato dalla presenza di coperture alluvionali ricche in minerali argillosi.

ABSTRACT

The Agency for the Protection of the Environment of the Bolzano Province carried out a study on Radon gas in the buildings of all the municipalities in the 90's (Minach et al., 1999). The aim of these measurements was to identify risk areas and to carry out the mapping of the Radon Indoor (IR). High-risk municipalities are those with emissions $> 400 \text{ Bq/m}^3$. Some of these municipalities are aligned along the Val Pusteria.

In this thesis, starting from this paper, the relationship between the high IR values of the municipalities of the Val Pusteria and the outcropping lithologies was assessed through a multidisciplinary geological study. Furthermore, considering that these municipalities are broadly located along the Periadriatic Lineament we have evaluated the effects of this tectonic line on Radon exhalation.

To achieve this goal we have sampled the lithotypes outcropping in the area to assess their chemical composition and radioactivity. We have measured soil gas exhalation *in situ* along transects across Periadriatic Lineament. Moreover, we have considered grain size effects on Radon emission by means of laboratory measurements.

Preliminary results show that the main factor that increase IR is the Periadriatic Lineament and not the lithology. The higher Radon emission in cataclastic zones is related to the increasing of Radon emission with the increasing specific surface area.

The "amplification" effect on the Radon gas emanation can be mitigated by the presence of clay-rich alluvial deposits.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 Le Alpi

Le Alpi rappresentano una catena collisionale a falde tettoniche sovrapposte derivante dalla convergenza tra la placca Africana (micro-placca Adria) e la placca Europea (Fig. 1.1).



Fig.1.1. Rappresentazione schematica dell'arco Alpino a doppia vergenza (fascia alpina assiale) formatosi in seguito alla collisione tra la placca Africana, o micro-placca Adria, e la placca Europea. Foto satellitare dell'Arco Alpino.

L'orogenesi alpina è strettamente legata alla tettonica delle placche ed il suo inizio è segnato dall'apertura dell'oceano Atlantico e dell'oceano Ligure-Piemontese circa 200 Milioni di anni fa, a cavallo tra il Triassico superiore ed il Giurassico inferiore. Successivamente nel Cretaceo, circa 145 Milioni di anni fa, l'apertura completa dell'oceano Atlantico settentrionale spinge la placca Africana a compiere una rotazione verso la placca Europa portando alla chiusura del bacino per subduzione di quest'ultima, al fronte di tale zona di subduzione si forma un primo cuneo di accrezione alpino (Fig.1.2) (Dal Piazz, 1992).

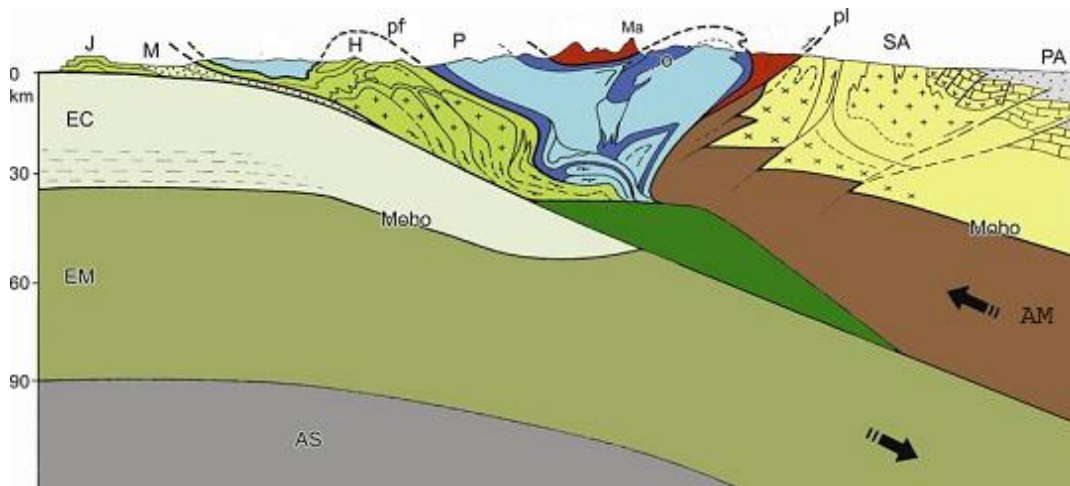


Fig. 1.2. Sezione litosferica della catena collisionale nelle Alpi nord-occidentali. 1) Unità di origine africana, Austroalpino: Zona Sesia- Lanzo (sl) e falda della Dent Blanche (db), comprendente il Cervino (Ma). 2) Unità ofiolitiche derivate dalla sutura dell'oceano mesozoico ligure-piemontese (po). 3) Unità di origine europea: 3.1) Zona Pennidica (P): falde Monte Rosa (mr) e Gran San Bernardo (sb), sottostanti unità vallesane (va), lembi esterni delle Prealpi Romande e del Chiabiese (Pk), thrust pennidico frontale (pft); 3.2) Zona Elvetica (H): scaglie di basamento cristallino (crocette), comprendenti il Monte Bianco, e unità dei sedimenti di copertura. 4) Bacino-avanfossa della molassa (M). 5) Giura franco-Svizzero (J). 6) Unità completamente sepolte segnalate dalle prospezioni sismiche, di natura incerta e probabile origine europea (BW). 7) Litosfera europea: crosta continentale (EC) e mantello (EM). 8) Litosfera africana: crosta continentale delle Alpi meridionali (SA), con struttura vergente verso l'avampaese padano-adriatico indeformato (PA) e sottostante mantello (AM). Lineamento Periadriatico (pl), sistema di faglie al limite tra il prisma collisionale austroalpino-pennidico e le Alpi meridionali. Astenosfera (AS) (Dal Piaz, 2008).

La subduzione termina nell'Oligocene, circa 30 Milioni di anni fa, con la collisione effettiva tra la crosta continentale Africana e quella Europea con raddoppiamento dello spessore crostale e formazione di una catena orogenetica detta a "doppia vergenza" in quanto presenta uno sviluppo bidirezionale: una catena a vergenza Adria rappresentata dalle Alpi Meridionali o Sudalpino ed una catena a vergenza Europea riconosciuta come Catena Alpina s.s. (Dal Piaz, 1992), rispettivamente a sud ed a nord del Lineamento Periadriatico.

Nell dettaglio, la doppia vergenza della catena alpina è rappresentata da due distinte unità alpine: (i) le Alpi meridionali anche dette dominio Sudalpino ; (ii) la catena alpina in senso stretto (Fig. 1.3). La prima unità citata è localizzata a sud del Lineamento Periadriatico, la seconda unità è localizzata a nord del lineamento ed è ulteriormente suddivisa in tre macro unità tettoniche tra cui riconosciamo l'unità Elvetica, l'unità Pennidica e l'unità Austroalpina. L'unità Elvetica appartiene alla placca europea affiorando nel margine esterno della catena, tale dominio non si esplica nelle Alpi orientali; l'unità Pennidica è

rappresentata da un prisma orogenico di unità continentali appartenenti alla placca Europea e sequenze ofiolitiche; infine l'unità Austroalpina è rappresentata da una pila di falde appartenenti alla micro-placca Adria.

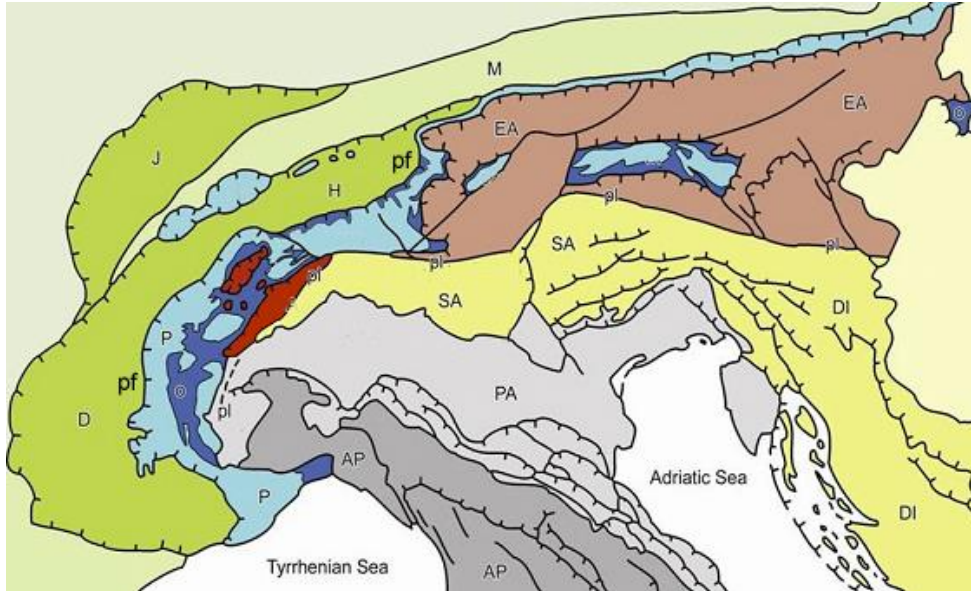


Fig. 1.3. Carta geologica delle Alpi (Dal Piaz et al., 2003). La catena è formata da falde derivate dal margine settentrionale del continente africano (Austroalpino orientale EA e occidentale WA), traslate verso nord e nord-ovest al di sopra delle unità ofiolitiche (O: blu) che costituiscono la sutura dell'oceano mesozoico. Al di sotto vi sono le falde derivate dal margine continentale europeo, costituite dalla Zona Pennidica (P: falde pennidiche delle Alpi occidentali; Pk: Klippen delle Prealpi Romande e del Chiabrese; otw: finestra tettonica dell'Ossola-Ticino; ew-tw-rw: finestre dell'Engadina, Tauri e Rechnitz) e dalla Zona Elvetico-Delfinese (HD); seguono, verso l'avampese europeo indeformato (EF), il bacino della molassa (M: avanfossa oligo-miocenica) e la catena pellicolare del Giura franco-svizzero (J). A sud la catena collisionale Austroalpino Pennidica è delimitata da un grande sistema di fratture (PL: Lineamento Periadriatico) che la separano dal Sudalpino (SA), frammento di crosta africana deformato dopo la collisione continentale con strutture a vergenza padana. A est la catena delle Dinaridi (DI) e il Bacino Pannonico (PB), a sud l'avampese padano-adriatico (PA) e la catena degli Appennini (AP). Linee con dentelli: intersezione dei principali sovrascorrimenti con la superficie topografica; i dentelli sono rivolti verso l'unità tettonica che sta sopra (a tetto).

1.2 Le Alpi Orientali

L'arco alpino può essere suddiviso longitudinalmente in Alpi centro-occidentali ed Alpi orientali; nello specifico l'area studio di questa tesi è localizzata in Val Pusteria, situata nelle Alpi Orientali. In quest'ultime affiorano in particolare tre domini: il Sudalpino o Alpi meridionali, il Pennidico e l'Austroalpino (Mazzoli et al., 2000).

Il Sudalpino è dislocato rispetto all'Austroalpino da un importante lineamento tettonico detto Linea della Pusteria, il quale termina nella porzione occidentale sotto il nome di

Linea delle Giudicarie, l'unione dei due lineamenti è conosciuta come Lineamento Periadriatico (Mazzoli et al., 2000).

Il Pennidico è separato dalle coperture Austroalpine da una fascia di faglie listriche detta “Zona a scaglie di Matri”. Tale fascia tettonica è di fondamentale importanza in quanto rappresenta l'effetto del movimento di traslazione dell'Austroalpino sul Pennidico ed è costituita da un insieme di scaglie prevalentemente cataclasate e milonitizzate, provenienti da entrambe le unità tettoniche (Fig. 1.4).

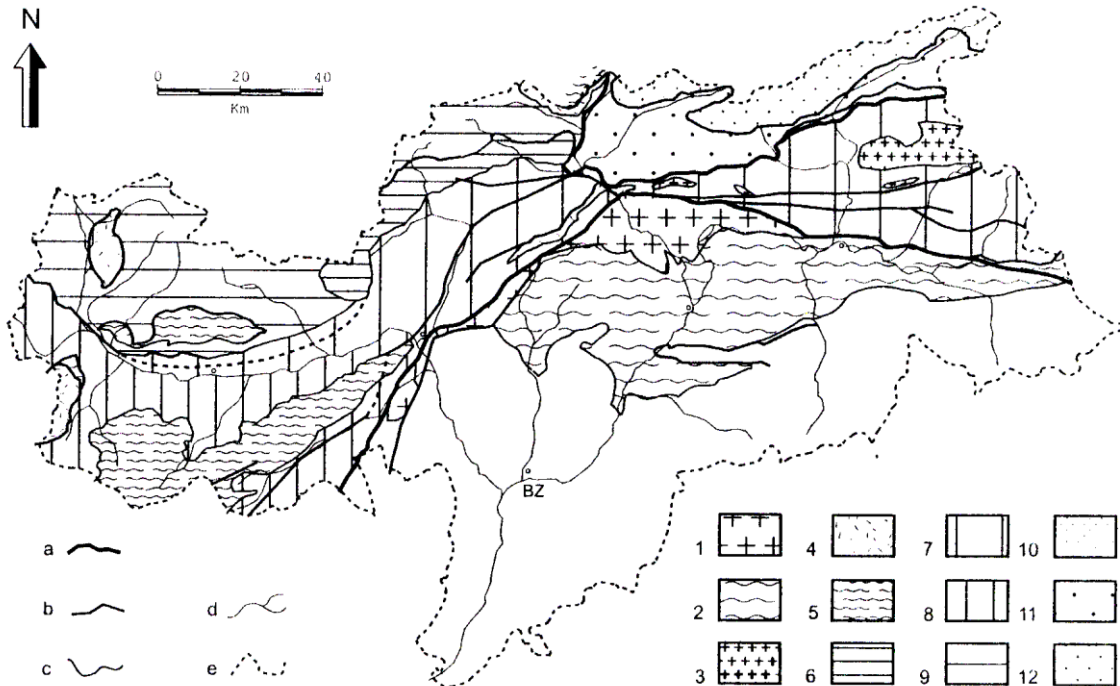


Fig. 1.4. Rappresentazione schematica delle principali unità tettoniche e dei principali complessi litostratigrafici. In bianco la copertura sedimentaria sudalpina e le aree esterne alla Provincia di Bolzano. a: linee tettoniche principali; b: linee tettoniche; c: limite geologico; d: idrografia; e: confine della Provincia di Bolzano. Sudalpino: **1.** plutoni varisici; **2.** basamento cristallino. Austroalpino: **3.** plutoni Periadritici; **4.** complessi di copertura; **5.** complessi filladici; **6.** Complesso di Monteneve; **7.** Complesso Merano-Mules-Anterselva; **8.** Complesso di Campo; **9.** Complesso Oetztal-Breone. **10.** Zona a scaglie di Matri. Pennidico: **11.** calcescisti con ofioliti degli Alti Tauri; **12.** Complesso del Greiner e Complesso del Tux-Gran Veneziano. (Mazzoli et al., 2000).

1.2.1 Sudalpino

L'unità strutturale delle alpi meridionali è costituita da un basamento metamorfico pre-Oermiano (segnato dal metamorfismo Varisico) su cui poggiano delle coperture, prevalentemente non metamorfosate, Permo-Mesozoiche (Mazzoli et al., 2000).

Il basamento è costituito principalmente da filladi e da terreni filladici ed il suo assetto tettonico è pre-alpino. A dimostrazione di questo, vi sono evidenze legate alla discordante

direzione degli assi di piega del basamento Sudalpino, con orientazione NO-SE, rispetto all'Austroalpino ed al soprastante Lineamento Periadriatico i quali presentano una orientazione principalmente E-O. Il Sudalpino, una volta metamorfosato, fu inoltre intruso da una serie di corpi plutonici varisici osservabili nei plutoni di Bressanone, Ivigna e M. Croce.

La litostratigrafia del dominio Sudalpino è suddivisibile principalmente in tre complessi (Sassi e Zirpoli, 1989a) (Fig. 1.5): (i) Complesso Pelitico-Psammitico inferiore (LPC), costituito principalmente da filladi quarzifere; (ii) il Complesso Vulcano-Sedimentario (VSC), il quale presenta una spessa sequenza di meta-vulcaniti e meta-vulcanoclastiti; (iii) il Complesso Pelitico-Psammitico superiore (UPC), litologicamente molto simile al LPC.

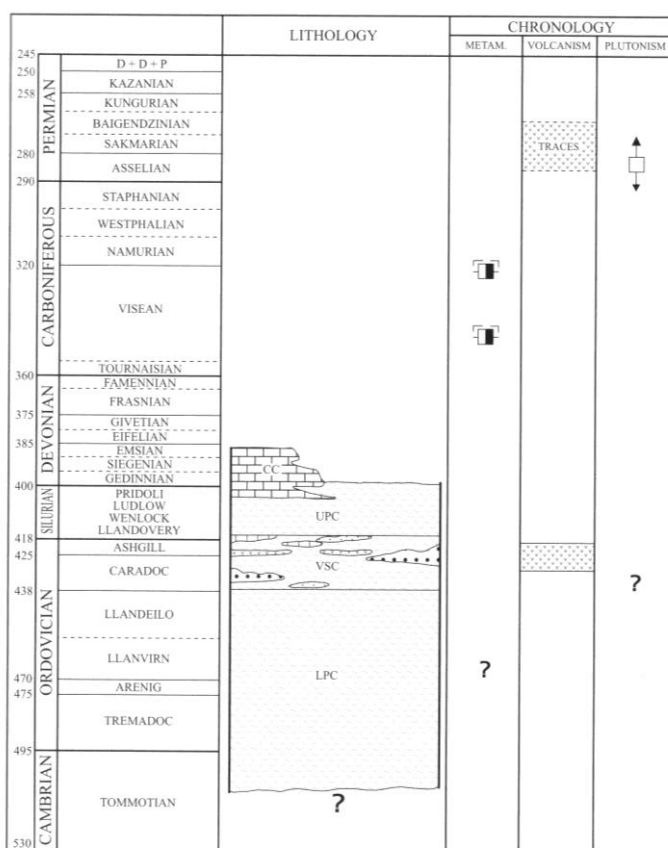


Fig. 1.5. Schematizzazione della litostratigrafia e della successione degli eventi principali nel basamento Sudalpino (Sassi e Zirpoli, 1989a). I quadratini che rappresentano gli eventi metamorfici indicano, con simbologia particolare, il grado metamorfico (in entrambi i casi comprendenti l'anchizona e la facies degli scisti verdi) ed il carattere barico (di bassa pressione in entrambi i casi).

1.2.2 Austroalpino

L'unità strutturale dell'austroalpino è costituita da una fascia allungata in direzione est-ovest conformemente all'andamento del Lineamento Periadriatico. Anch'esso, come il dominio sudalpino è suddivisibile in un basamento metamorfico pre-Permiano e delle coperture non metamorfosate permo-mesozoiche (Mazzoli et al., 2000).

Nel dettaglio, il basamento metamorfico Austroalpino è costituito da più complessi tra cui si riconoscono: (i) Complessi della fillade di Steinach e del Thurntaler, rappresentano una sequenza paleozoica sottoposta a metamorfismo Varisico; (ii) Complesso di Monteneve; (iii) Complessi di Merano-Mulez-Anterselva.

La litostratigrafia del dominio Austroalpino, secondo il modello elaborato da Sassi e Zirpoli (1989b), (Fig. 1.6) consente di suddividere il basamento in cinque complessi rocciosi distinti: (i) Basamento Cristallino antico (OCB) (pre-Caradociano) costituito da metasedimento di medio ed alto grado metamorfico con intercalazioni di gneiss leucocratici acidi, anfiboliti e quarziti; (ii) Complesso Pelitico-Psammitico inferiore (LPC) (Ordoviciano); (iii) Complesso Vulcano-Sedimentario (VSC) (Ordoviciano superiore) costituito da una sequenza pelitico-psammitica con intercalazione di litotipi vari; (iv) Complesso Pelitico-Psammitico superiore (UPC) (Siluriano) caratterizzato da una spessa sequenza di metapeliti e metapsammiti; (v) Complesso carbonatico (CC) (Siluriano-Devoniano).

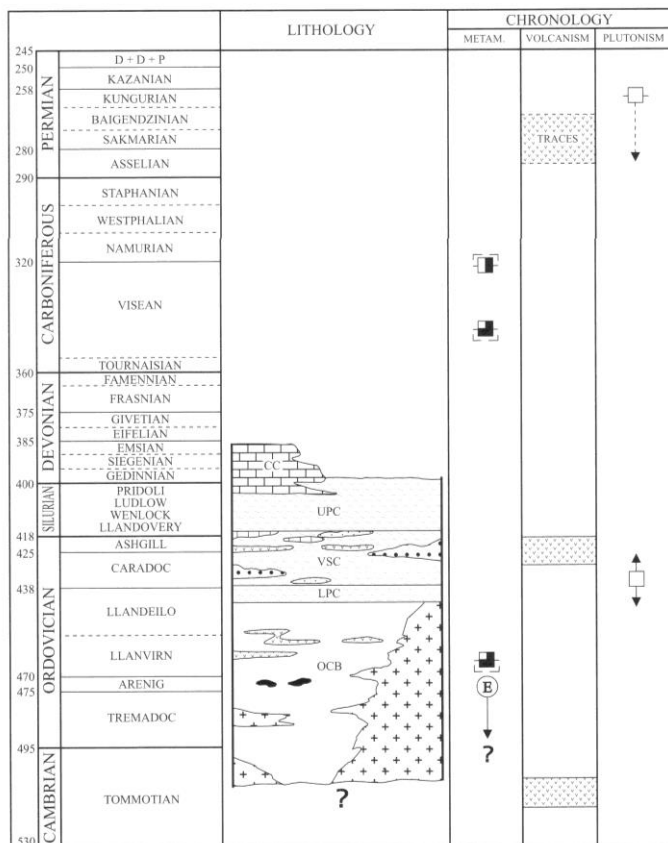


Fig. 1.6. Schematizzazione della litostratigrafia e della successione degli eventi principali nell'Austroalpino (Sassi e Zirpoli, 1989b). I quadratini che rappresentano gli eventi metamorfici indicano i caratteri del metamorfismo. Per il metamorfismo Caledoniano la simboleggiatura indica la facies anfibolitica e il carattere di pressione da media ad alta. La lettera "E" indica il metamorfismo eclogico.

1.2.3 Pennidico

L'unità Pennidica rappresenta il dominio strutturale più profondo e viene a giorno, nelle Alpi orientali, tramite la Finestra tettonica degli Alti Tauri a causa della combinazione tra sollevamento ed erosione (Mazzoli et al., 2000).

Le Pennidi sono costituite da alcuni complessi importanti come: (i) Complesso del Tux-Gran Veneziano con basamento Varisico (Gneiss centrali); (ii) Complessi di Greiner e di Vizze, costituiscono una sequenza post-varisica; (iii) Complesso dei calcescisti con ofioliti.

1.3 Gli Eventi Metamorfici

L'arco alpino è stato colpito da più fasi di metamorfismo, in particolare, l'evoluzione metamorfica della catena orogenetica è riassumibile in tre eventi metamorfici principali: (i) evento metamorfico alpino; (ii) evento metamorfico Varisico ed infine (iii) evento metamorfico Caledoniano.

Il metamorfismo Alpino si esplica in due eventi distinti: un primo evento più precoce in età Cretacea, datato a 80 ± 3 Ma tramite Rb/Sr su biotite (Miller et al., 1967) ed un secondo evento in età Paleogenica (Eocene-Oligocene) datato a circa 40 Ma su miche che mostrano un intervallo di raffreddamento compreso tra 30 e 15 Ma (Besang et al., 1968; Jager et al., 1969; Kreuzer et al., 1973; Satir et al., 1975; Borsi et al., 1973; Cliff 1981); è stato inoltre rilevato un evento più tardivo datato a 20 Ma (Scolari e Zirpoli, 1972). Tale metamorfismo è noto per il suo carattere regionale in quanto interessa i litotipi di tutti le unità tettoniche presenti nell'arco Alpino.

Il metamorfismo Varisico, precedente al metamorfismo Alpino che ne ha obliterato molteplici effetti, ha interessato maggiormente i litotipi appartenenti ai domini del Sudalpino e dell'Austroalpino. Nel basamento Sudalpino il metamorfismo Varisico si è manifestato in facies degli scisti verdi e dal punto di vista radiometrico sono stati riconosciute due diverse fasi di sviluppo: ad una è assegnata un'età di 350 Ma (Odin, 1982) all'altra l'età di 320 Ma (Del Moro et al., 1980; Meli 1994). Nel basamento Austroalpino il metamorfismo si manifesta prettamente in facies anfibolitica e per quanto riguarda le età radiometriche datate su biotite sono comprese nell'intervallo di tempo tra 310-280 Ma (Sassi e Spiess, 1992).

Il metamorfismo regionale "Caledoniano", precedente al metamorfismo Varisico, è probabilmente un evento antecedente agli eventi magmatici Ordoviciani i cui plutoni si sono messi in posto in un basamento già metamorfosato (Sassi e Zanferrari, 1972; Borsi et

al., 1973; Putscheller e Sassi, 1975). Lo confermano le età radiometriche ottenute tramite Rb/Sr su roccia totale in paragneiss le quali conferiscono a suddetto metamorfismo un'età approssimativa di 460 Ma (Mazzoli et al., 2000).

1.4 Gli Eventi Magmatici

L'arco alpino è interessato da numerosi eventi magmatici con andamento conforme ai tre eventi metamorfici, si riconoscono infatti tre manifestazioni magmatiche principali. (i) manifestazioni alpine; (ii) manifestazioni Varisiche; (iii) manifestazioni Caledoniane.

Il complesso intrusivo delle Vedrette di Ries e la massa più piccola e più meridionale di Cima di Vila costituiscono una espressione del magmatismo post collisionale tardo-alpino a carattere prevalentemente orogenico (Borsi et al., 1979). Granodioriti e tonaliti rappresentano i litotipi dominanti dei plutoni, mentre graniti e dioriti hanno minore diffusione areale. L'età delle intrusioni, datata tramite isocrona Rb/Sr su roccia totale è 30 ± 3 Ma, Oligocenica (Borsi et al., 1979).

Il complesso dei plutoni di Monte Croce-Ivigna-Bressanone, localizzato lungo il lineamento Periadriatico, è costituito prevalentemente da masse intrusive granitiche e granodioritiche con minor prevalente di tonaliti e gabbri. Le età di quelli complessi plutonici sono stimate in un intervallo di 280-290 Ma, Paleozoico superiore (Borsi et al., 1972; Del Moro e Visonà, 1982).

Le manifestazioni Caledoniane sono rappresentate da ortogneiss acidi e sono piuttosto distribuite in tutte le Alpi Orientali. Tra i più importanti corpi intrusivi si ricordano: (i) gli ortogneiss di Anterselva e Casies prodotto metamorfico di protoliti granitico-pegmatitici e granodioritici rispettivamente, per i quali è stata riconosciuta un'età di 434 ± 4 Ma con Rb/Sr su roccia totale (Borsi et al., 1973); (ii) il livello di gneiss occhiadini riferiti ad un protolit magmatico nella zona di Campo Tures datati 445 ± 24 Ma (Hammerschmidt, 1981).

1.5 Lineamenti tettonici principali

Le principali linee tettoniche delle Alpi orientali hanno avuto un ruolo attivo durante il Ciclo Alpino, alcune invece avevano terminato la loro attività nel Cretaceo. In figura 1.7 sono evidenziati i lineamenti tettonici principali. Tra gli altri lineamenti importanti si citano la Linea Defereggen-Anterselva-Valles (DAV) e la Linea Val Passiria-Giovo, le quali separano in due parti distinte il basamento Merano-Mules-Anterselva.

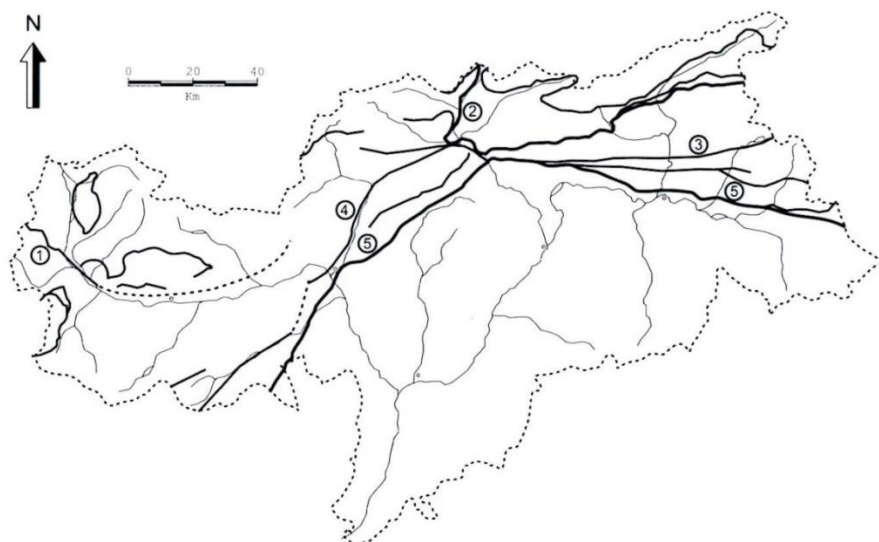


Fig. 1.7. Limiti tettonici principali nell'Austroalpino e del Pennidico. **1.** Linea di Slinga; **2.** Linea del Brennero (coincide con il limite occidentale della Finestra dei Tauri); **3.** Linea Deferegggen-Anterselva-Valles; **4.** Linea Passiria-Giovo; **5.** Lineamento Periadriatico (Linea delle Giudicarie e Linea della Pusteria) (Mazzoli et al. 2000).

Il Lineamento Periadriatico si estende per 700 km in direzione est-ovest ed è costituito dall'unione tra la Linea della Pusteria (oggetto della tesi) e la Linea delle Giudicarie. La sua importanza è legata, non solo dalla sua enorme estensione, ma anche al fatto che tale faglia separa la catena a vergenza Europea (catena Alpina s.s.) dalle Alpi meridionali (Mazzoli et al., 2000).

Il lineamento è marcato da fasce milonitiche-cataclastiche e da masse intrusive di tonaliti con cristalli isoorientati, la cui datazione ha portato ad affermare che la faglia fosse attiva in età Neogenica (23,03-3,6 Ma), nonostante abbia mostrato attività anche in tempi precedenti al Neogene esplicando tale evidenza nell'allineamento delle intrusioni tardo-Varisiche nel massiccio di Bressanone-Ivigna e Monte Croce (Sassi et al., 1994).

La cinematica del Periadriatico è piuttosto complessa ed è data da una combinazione di due movimenti: un movimento trascorrente sinistro, peculiare della Linea delle Giudicarie ed un movimento trascorrente destro tipico della Linea della Pusteria (Ratschbacher and Frisch, 1993).

Il lineamento tettonico della DAV (Deferegggen-Anterselva-Valles) (Borsi et al., 1980) e la linea della Val Passiria-Giovo (Spiess, 1995), separano in due parti distinte il basamento di Merano-Mules-Anterselva. Tali lineamenti e la loro transpressione destra potrebbero essere interpretati come un avanzamento delle Alpi Orientali verso Nord-Ovest nell'Oligocene. Entrambi i lineamenti sono inoltre caratterizzati da un rigetto verticale

oligocenico che spiega le età radiometriche alpine comprese in un intervallo tra 90-15 Ma (Mazzoli et al., 2000).

2. RADON E THORON

2.1 Caratterizzazione Chimica

Il Radon è il sesto elemento nel gruppo dei gas nobili e, in quanto gas nobile, è chimicamente inerte, si presenta inoltre inodore, incolore ed insapore.

Per quanto riguarda le sue caratteristiche chimico-fisiche evidenziate in tabella 2.1, il Radon ha un numero atomico 86 ed un peso atomico pari a 222 u.m.a. altre caratteristiche peculiari sono la sua temperatura di ebollizione pari a -62°C (misurata a 760 mmHg) e la temperatura di fusione di -71°C ; la temperatura e la pressione critiche pari rispettivamente a 104°C e 62 atm, presenta infine, un potenziale di ionizzazione di 10,748 eV (R. William Field, 2011).

Tabella 2.1. Caratteristiche chimiche del ^{222}Rn

Peso atomico	222
Numero atomico	86
Punto di ebollizione	-62°C (760 mmHg)
Pressione critica	62 atm
Temperatura critica	104°C
Densità	$9,73\text{ g l}^{-1}$ (0°C , 760 mmHg)
Potenziale di ionizzazione	10,748 eV
Punti di fusione	-71°C (760 mmHg)
Attività specifica	$1,5377 \times 10^5\text{ Cig}^{-1}$

Dal punto di vista isotopico, il Radon presenta trentacinque isotopi radioattivi con un numero di massa che varia tra 195 u.m.a. e 229 u.m.a. Nello specifico un isotopo risulta radioattivo dal momento in cui decade al fine del raggiungimento dell'equilibrio nel nucleo atomico, dunque il decadimento isotopico è un processo che porta il nucleo da condizioni di instabilità a condizioni di stabilità, tale principio sta alla base del concetto di radioattività. La disintegrazione radioattiva è indipendente dalle condizioni di temperatura e pressione.

Tra i più rilevanti isotopi del Radon si ricordano il ^{222}Rn , il ^{220}Rn o Thoron, con peso atomico di 220 u.m.a. e derivante dal decadimento radioattivo del Torio ed infine il ^{219}Rn o Actinon derivante dal decadimento dell'Attinio (Fig. 2.1).

PERIODIC TABLE OF THE ELEMENTS

1	2											10	11	12			
H	He											Ne	Ar	Kr	Xe	Rn	
3	4											5	6	7	8	9	10
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
11	12											13	14	15	16	17	18
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rn
87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr	Rn

^{219}Rn ^{220}Rn ^{222}Rn

Fig. 2.1. Si evidenziano Attinio, Torio ed Uranio appartenenti alla serie degli Attinidi, con i loro rispettivi prodotti di decadimento in rosso.

Il ^{222}Rn è il più abbondante tra gli isotopi del Radon e proviene dalla sequenza di decadimento del ^{238}U (serie dell'Uranio) primo isotopo della sequenza, che rappresenta il 99% dell'Uranio presente in natura, secondo un'alternanza di decadimenti di tipo alfa e beta fino al raggiungimento della stabilità con l'ultimo isotopo della catena, il ^{206}Pb , il quale è stabile e non decade.

Con lo stesso meccanismo decade il ^{220}Rn , prodotto dalla sequenza di decadimento del ^{232}Th (serie del Torio), anch'esso con un'alternanza di decadimenti di tipo alfa e beta fino al raggiungimento del nucleo stabile del ^{208}Pb il quale è stabile e che non decade.

In figura 2.2 si vedono espresse la serie del Torio e la serie dell'Uranio con tutti i loro prodotti di decadimento presenti all'interno della sequenza che termina con il nucleo stabile.

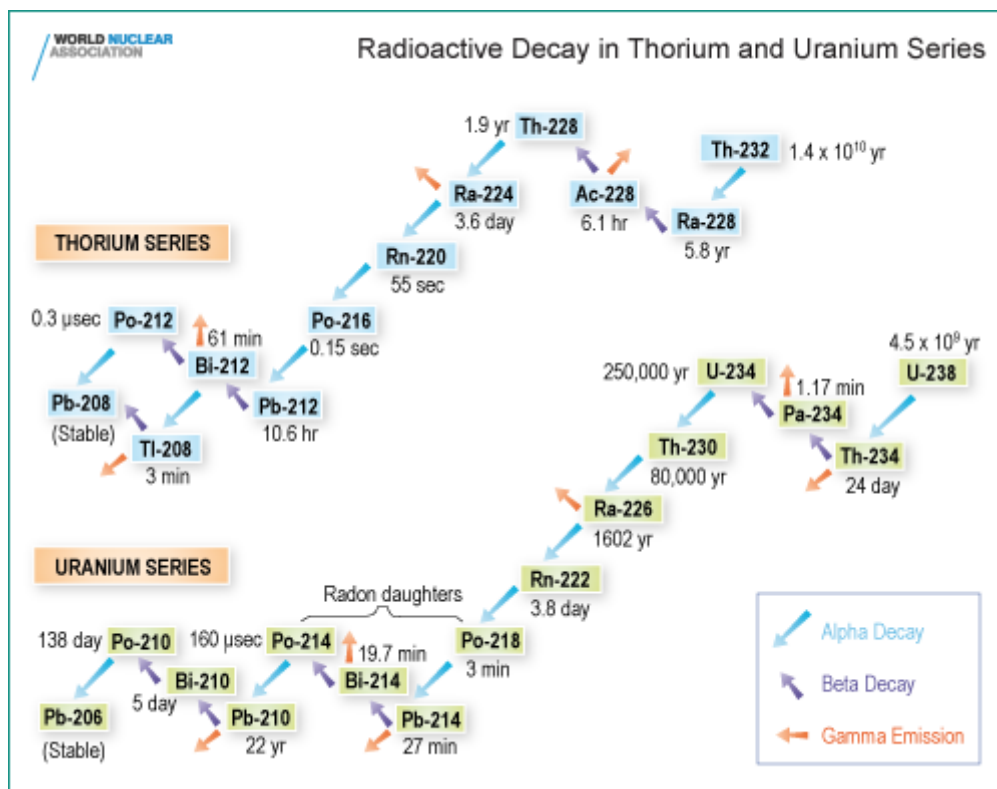
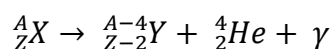


Fig. 2.2. Sequenza completa di decadimento di ^{238}U e di ^{232}Th : i termini ultimi stabile della catena sono rappresentati rispettivamente dal ^{206}Pb e dal ^{208}Pb (Ufficio federale della sanità pubblica, UFSP, Confederazione Svizzera, 2018).

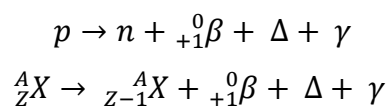
Il primo isotopo della catena della serie dell'Uranio, presa come esempio, è il ^{238}U che compie un primo decadimento di tipo alfa trasformandosi in ^{232}Th , sussegue un decadimento beta che trasforma il ^{232}Th in ^{234}Pa , la catena di decadimenti prosegue più o meno con questo andamento. Generalmente, intercalato a queste tipologie di decadimenti, si presenta un decadimento di tipo gamma.

E' possibile spiegare i decadimenti in linea teorica come segue:

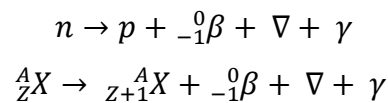
- Decadimento di tipo $\alpha \rightarrow$ tipo di decadimento che prevede l'emissione di un nucleo di ^4He o particella α come indicato dalla reazione seguente:



- Decadimento di tipo $\beta^+ \rightarrow$ tipo di decadimento che prevede la trasformazione di un protone in un neutrone con emissione di una particella β^+ , un neutrino e radiazione γ come indicato dalla reazione seguente:



- Decadimento di tipo $\beta^- \rightarrow$ tipo di decadimento che prevede la trasformazione di un neutrone in un protone con emissione di una particella β^- , un antineutrino e radiazione γ come indicato dalla reazione seguente:



- Decadimento di tipo $\gamma \rightarrow$ tipo di decadimento che prevede l'emissione di una radiazione elettromagnetica costituita da fotoni ad alta energia, è generalmente coinvolto in tutte le tipologie di decadimento di cui sopra.

Il ${}^{222}\text{Rn}$ decade dal ${}^{226}\text{Ra}$, per decadimento di tipo alfa e decade a sua volta in ${}^{218}\text{Po}$. Nella figura 2.3 si evidenzia la curva di decadimento di un isotopo generico e come si può notare al $T_{1/2}$ la massa dell'isotopo di partenza si riduce del 50%. Questo intervallo di tempo viene chiamato tempo di dimezzamento o di emivita e rappresenta il tempo che impiega un atomo per dimezzare la sua massa. Il tempo di emivita è peculiare di ogni isotopo e può variare dall'ordine del milione di anni fino a qualche giorno (come nel caso del Radon) o a qualche secondo (come nel caso del Thoron).

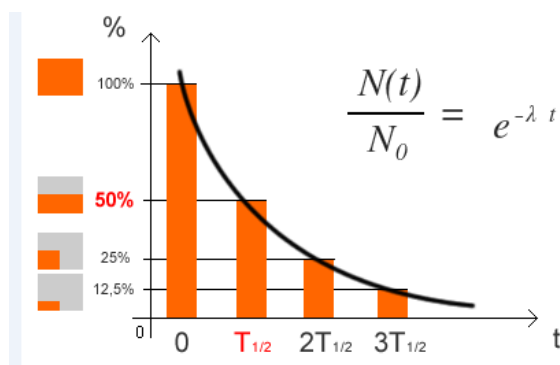


Fig. 2.3. variazione percentuale di atomi dell'isotopo radioattivo in funzione del tempo di decadimento. La figura mostra come al tempo di dimezzamento indicato come $T_{1/2}$ la percentuale di isotopo radioattivo si riduca del 50%. $N(t)$ =numero degli atomi "figlio" presenti al tempo t ; N_0 =numero degli atomi "padre" presenti inizialmente; λ =costante di decadimento; t = tempo di dimezzamento.

Il ${}^{222}\text{Rn}$ ha un tempo di dimezzamento piuttosto breve pari a 3,8 giorni, nonostante si tratti del tempo di decadimento più lungo presentato tra tutti i suoi isotopi. Contrariamente a quanto accade per il Thoron, il quale presenta il tempo di dimezzamento più corto tra tutti gli isotopi del Radon pari a solo 55,6 secondi.

Come applicazione ai vari studi di geochimica ambientale, vengono maggiormente impiegati e studiati gli isotopi del Radon (sottointeso come ${}^{222}\text{Rn}$) e del Thoron, in quanto

risultano strettamente correlati tra loro mediante il rapporto isotopico $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$ che consente di valutarne l'abbondanza relativa.

2.2 Unità di Misura

Il decadimento radiogenico è un meccanismo molto complesso e viene dunque rappresentato da molteplici unità di misura. Il parametro più significativo per la radioattività è l'Attività che esprime il numero dei decadimenti nell'unità di tempo e la sua unità di misura è il Becquerel (Bq dal sistema internazionale di misura, disintegrazioni al secondo). Generalmente l'attività viene espressa in termini di concentrazione in quanto si vuole valutare l'emissione e la radioattività su un suolo, dunque si utilizzano i Bq/L o i Bq/m³. Per questa tesi è stata utilizzata l'unità di misura kBq/m³ per le misure di *soil Radon* e Bq/kg per le misure in spettrometria- γ .

È possibile anche definire la dose di esposizione alla radiazione, in termini di dose assorbita e di dose equivalente o effettiva. La prima misura la quantità di dose assorbita (E) in funzione dell'unità di massa (m), la sua unità di misura è il Gray (Gy), dal punto di vista analitico esprime secondo l'equazione che segue:

$$D = \frac{dE}{dm} (Gy)$$

La seconda combina la quantità di energia assorbita (E) con gli effetti biologici sull'organismo che viene in contatto con la radiazione, la sua unità di misura è il Sievert (Sv). Dal punto di vista analitico la dose effettiva (H) si ottiene dal prodotto della dose assorbita (D) e di un coefficiente adimensionale che esprime il grado di pericolosità della radiazione (w_r) secondo l'equazione che segue:

$$H = D * w_r (Sv)$$

2.3 Radon e Geologia

Generalmente la radioattività naturale e dunque il decadimento radiogenico avviene in tutte le rocce che si prestano ad essere fonti primarie di radiazioni; la radioattività di queste rocce dipende strettamente dalla loro composizione. Anche i suoli si prestano ad essere fonti secondarie di radiazioni, in quanto formati dall'alterazione chimica della roccia preesistente a cui segue poi un processo di pedogenesi. Le proprietà chimico-fisiche delle rocce e dei suoli sono un fattore di controllo molto importante sulla mobilità dei radionuclidi e dei loro prodotti di decadimento.

2.3.1 Litologia e radon

La radioattività naturale ed il contenuto di radionuclidi delle serie di ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K sono strettamente correlati alla tipologia di roccia, alla sua modalità di formazione e alla sua geochimica e mineralogia (Langimur, 1978). Le rocce infatti, in base al loro processo di formazione, vengono classificate in rocce magmatiche (intrusive ed effusive), rocce sedimentarie e rocce metamorfiche. Le rocce sedimentarie sono generalmente povere in U e Th mentre le rocce metamorfiche devono il loro contenuto in U e Th al protolite magmatico o sedimentario da cui derivano, in linea di massima si osserva all'aumentare del grado metamorfico aumenta il contenuto in U e diminuisce il contenuto in Th in quanto l'U mostra una minore mobilità in condizioni di alta pressione e alta temperatura. Le rocce magmatiche presentano maggiori contenuti di U e Th in quanto questi elementi sono elementi "incompatibili" e pertanto si concentrano nei fusi anattetici durante la differenziazione di magmi acidi. Per questo motivo, nelle rocce magmatiche acide (intrusive ed effusive) si registrano più elevati valori di radioattività (Tositti et al., 2017). Nello specifico, l'Uranio si arricchisce in tutti i minerali accessori di queste rocce tra i quali i più comuni si trovano zircone ZrSiO_4 , titanite $\text{CaTi}(\text{SiO})_5$, apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$ ed epidoto $\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$.

2.3.2 Suoli e radon

I suoli si formano per alterazione chimica della roccia preesistente e si presentano generalmente suddivisi in orizzonti. La concentrazione di materiale radiogenico nei vari orizzonti dipende strettamente dalla tipologia di roccia originaria dalla quale si è formato il solo stesso. Nei vari livelli è possibile avere la presenza di minerali di U e Th più o meno resistenti all'alterazione chimica in funzione delle loro caratteristiche: i minerali più resistenti come lo zircone o la monazite, si concentrano in quei livelli a granulometria più grossolana. I minerali meno resistenti all'alterazione come uraninite, feldspato e biotite rilasciano Uranio in funzione della composizione geochimica dell'acqua dalla quale vengono alterati, in particolare si considerano le condizioni di Eh e pH dell'acqua: l'Uranio è un elemento che nella sua forma ossidata U^{6+} si presenta molto solubile mentre nella sua forma ridotta U^{4+} non è più solubile e precipita venendo spesso adsorbito dai minerali argillosi e concentrandosi nei livelli di argille a granulometria molto fine (Coletti et al., 2019).

2.3.3 Fattori di amplificazione

Il più importante fattore di amplificazione dell'emissione di radon è la presenza di faglie o di sistemi di faglie. L'aumento locale della concentrazione di Radon lungo le faglie, potrebbe essere causata da una serie di processi tra cui: (i) la precipitazione dei nuclidi "padre" a causa di una concentrazione locale di Radio (^{226}Ra) nel suolo (Tanner, 1964; Zunic et al., 2007); (ii) un flusso di *carrier gas* attorno e lungo la zona di faglia (King et al., 1996; Annunziatellis et al., 2008). Quest'ultimo rappresenta un fenomeno che causa un aumento significativo dell'attività del radon in superficie.

Il Radon infatti viene trasportato in superficie per mezzo di alcuni *carrier gas*, ovvero gas endogeni tra cui H_2 , O_2 , CH_4 , CO_2 , SO_2 , H_2S che fungono da trasportatori di gas in traccia, in sistemi non diffusivi, verso la superficie terrestre (ad es. attraverso le faglie) (Ciotoli et al., 2016).

In particolare la CO_2 è il carrier gas più comune per il Radon. Nel dettaglio l'anidride carbonica si presta ad essere un valido gas trasportatore per elementi gassosi quali il Radon, che a causa della sua emivita breve e della sua esigua concentrazione non sarebbe altrimenti in grado di generare un flusso tale da raggiungere la superficie. L'anidride carbonica si origina principalmente dal degassing del mantello o da reazioni di decarbonatazione metamorfica ed il suo flusso è rilevabile in aree di faglia ed aree vulcaniche. Per questo motivo l'andamento delle anomalie della CO_2 e del Radon è molto spesso correlabile (Ciotoli et al., 2013).

2.3.4 Fattori di mitigazione

Il principale fattore di mitigazione dell'emissione di radon è rappresentato dalla composizione del suolo. I suoli derivano dall'alterazione della roccia preesistente, dunque la loro composizione è strettamente correlata alla composizione della roccia di partenza, come precedentemente descritto. Nello specifico si valutano zone alluvionali dunque composte da sedimenti alluvionali a componente principalmente limosa, argillosa e siltosa. I minerali delle argille in particolare, avendo un'elevata capacità di adsorbimento dunque sono in grado di adsorbire grosse quantità di Uranio che in condizioni riducenti precipita nella sua forma U^{4+} . Il fenomeno dell'adsorbimento fa sì che l'uranio ed i suoi prodotti del decadimento si concentrino nei livelli argillosi che fungono da "tappo" limitando notevolmente l'emissione di radon in superficie (Coletti et al., 2019).

3. CAMPIONAMENTO

Negli anni 90 è stato condotto in Alto Adige, dall'Agazia Provinciale per la Protezione dell'Ambiente (Laboratorio di Chimica Fisica), uno studio sul gas Radon e sui relativi effetti sulla salute umana (Minach et al., 1999). Sono state condotte indagini di monitoraggio del gas all'interno degli edifici in un periodo compreso tra ottobre e marzo. Lo scopo delle misure era di determinare le zone a rischio e di realizzare la mappatura del *Radon Indoor* (IR) per il territorio dell'Alto Adige.

In figura 3.1 si mostra una mappatura di rischio *IR*, con l'integrazione dei dati misurati nel 2003, nella provincia di Bolzano.

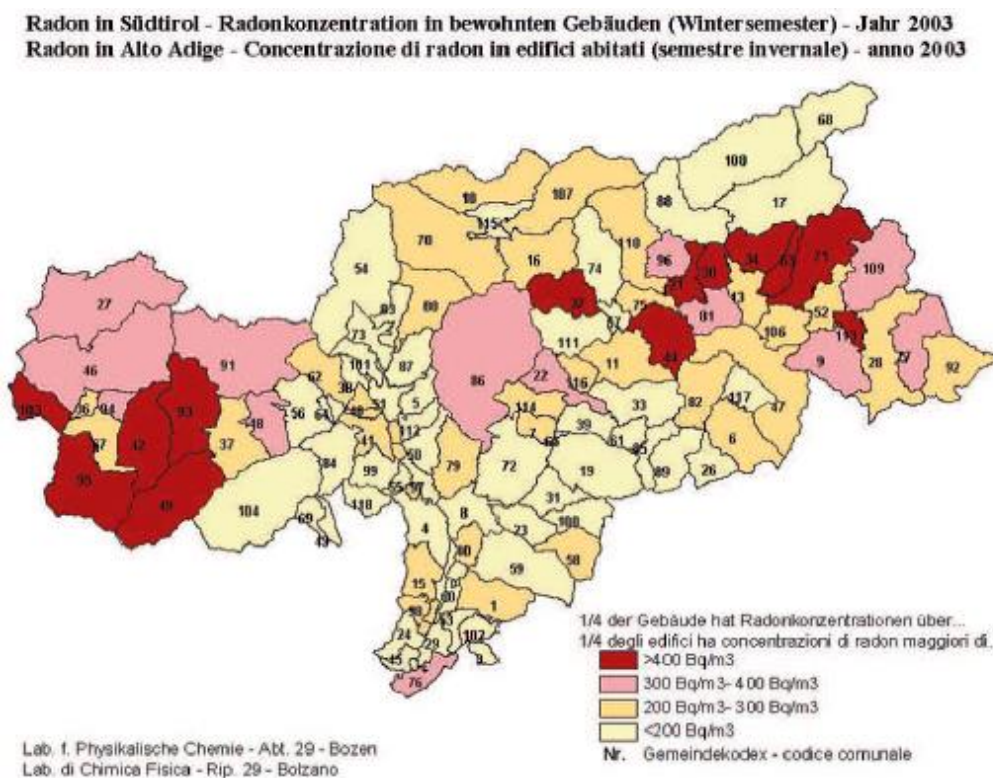


Fig. 3.1. Radon in Alto Adige: concentrazione di radon in edifici abitati (Classificazione dei Comuni a rischio Radon, Mappa Radon in Alto Adige, 2003)

Con questo studio i comuni della provincia di Bolzano vengono divisi in quattro classi a diverse concentrazioni di *Radon Indoor*: valori maggiori di 400 Bq/m³, valori compresi tra 300 e 400 Bq/m³, valori compresi tra 200 e 300 Bq/m³ e valori inferiori di 200 Bq/m³.

Come si può osservare vi è una notevole variabilità dei valori anche tra comuni molto vicini tra loro: alcuni superano i valori di rischio di 400 Bq/m³ indicati come limite di pericolosità dalla CEC 90/143, mentre la maggior parte dei comuni presentano valori in un

range di variabilità tra 200-300 Bq/m³. Altri comuni ancora mostrano valori di Radon non elevati. In dettaglio, i valori maggiori di IR si sono riscontrati nelle zone della Val Venosta, Fortezza, Val Pusteria più precisamente nei comuni di Falzes, Chienes, Gais, Anterselva-Rasun.

Partendo da questa carta, si è deciso di procedere con uno studio geologico di dettaglio per valutare le possibili relazioni tra le diverse litologie affioranti e i valori di radioattività rilevati nella zona della Val Pusteria. Inoltre, dato che i comuni con i più alti valori di *Radon Indoor* sono localizzati a grandi linee in corrispondenza del Lineamento Periadriatico si è voluto verificare l'effetto di questo importante lineamento tettonico sull'emanazione di Radon.

La raccolta dei dati è avvenuta in due fasi: nella prima fase (Febbraio 2019) si sono campionati i litotipi presenti nell'area per valutarne la composizione chimica e la radioattività specifica; nella seconda fase (Giugno 2019) si è proceduto alla misurazione *in situ* di *soil Radon* (misurazione della concentrazione del gas Radon nel suolo) lungo transetti perpendicolari al Lineamento Periadriatico.

3.1 Campionamento dei Litotipi

Sono stati prelevate le litologie del basamento Sudalpino e del basamento Austroalpino, rappresentativi della crosta del margine settentrionale della microplacca Adria. L'area considerata include corpi litologici volumetricamente importanti, dunque il campionamento è stato eseguito tenendo in considerazione le stime petrovolumetriche della crosta effettuate da Mazzoli et al. (2003).

Il campionamento prende in considerazione i litotipi attraversati dal transetto GR e GM in figura 3.2. Da nord a sud sono stati raccolti 24 campioni delle seguenti litologie: (i) Basamento Austroalpino: filloniti di Cima Dura, gneiss occhiadini (augengneiss) di Campo Tures, paragneiss a grana fine, granodioriti delle Vedrette di Ries, paragneiss di Merano-Mules-Anterselva, Ortogneiss di Casies, filladi del Thurntaler; (ii) Basamento Sudalpino: filladi del basamento, granito di Bressanone, corpo dioritico di Luson.

In particolare, sono stati raccolti: (i) dal basamento Austroalpino: un campione di diorite delle Vedrette di Ries tre campioni di micascisti, cinque campioni di ortogneiss e due campioni di ortogneiss pegmatitici, sette campioni di paragneiss; (ii) dal basamento Sudalpino: tre campioni di filladi e tre campioni di granito di Bressanone.

I dettagli relativi ai campionamenti sono riportati in tabella 3.1 che riporta la sigla del campione, il litotipo, la localizzazione geografica e le corrispondenti coordinate GPS.

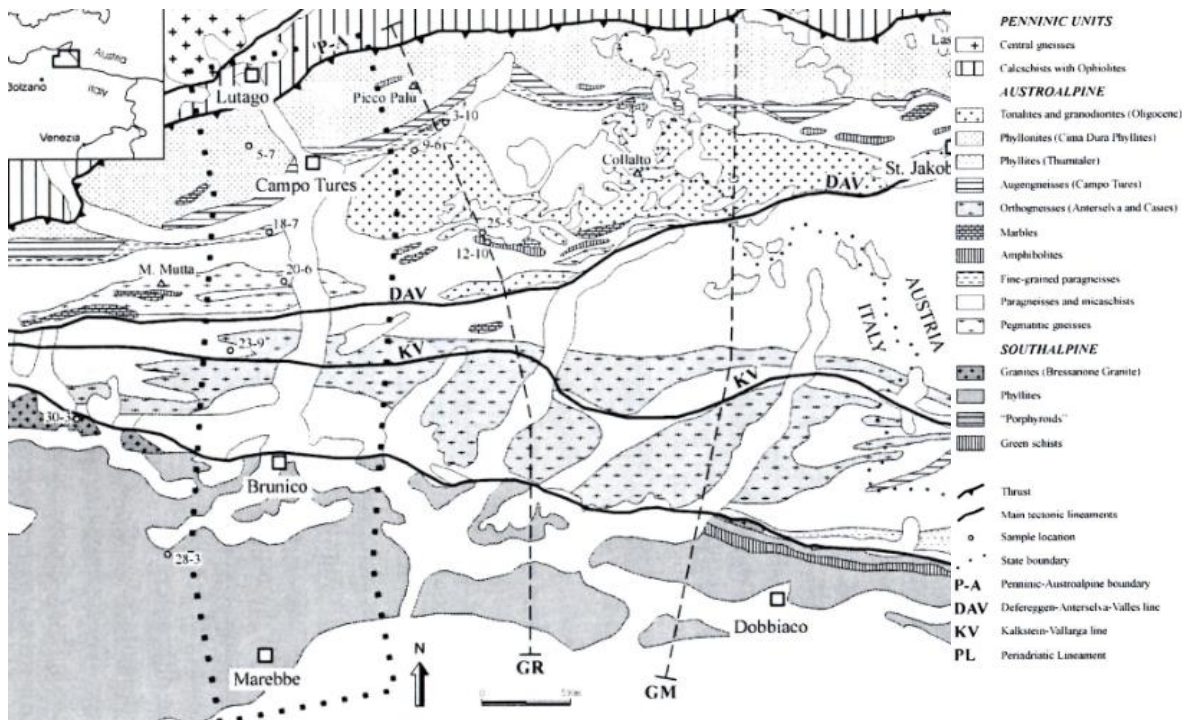


Fig. 3.2. Carta geologica dell'area delle Alpi orientali con la localizzazione delle sezioni geologiche studiate per la stima petrovolumentrica della crosta (Mazzoli et al., 2003)

Tabella 3.1. Localizzazione e coordinate GPS dei campioni studiati.

SIGLA CAMPIONE	LITOTIPO	LOC. CAMPIONE	COORDINATE GPS
SS – 01	Fillade	Valle San Silvestro	N 46° 45' 06,6" E 12° 14' 21,1"
SS – 02	Fillade	Valle San Silvestro	N 46° 45' 22,9" E 12° 14' 29,7"
SS – 03	Micascisto	Valle San Silvestro	N 46° 45' 52,9" E 12° 13' 58,2"
SS – 04	Micascisto	Valle San Silvestro	N 46° 45' 53,6" E 12° 13' 54,2"
SS – 05 (1-2)	Paragneiss	Valle San Silvestro	N 46° 45' 29,3" E 12° 14' 21,8"
CS – 01	Ortogneiss	Val Casies	N 46° 47' 10,8" E 12° 12' 41,3"
AN – 01	Ortogneiss	Valle di Anterselva	N 46° 47' 08,9" E 12° 03' 57,7"
AN – 02	Granodioriti delle Vedrette di Ries	Valle di Anterselva	N 46° 52' 01,1" E 12° 05' 58,2"
AN – 03	Paragneiss	Valle di Anterselva	N 46° 51' 50,5" E 12° 06' 48,1"
AN – 04	Paragneiss	Valle di Anterselva	N 46° 52' 33,7" E 12° 07' 20,7"
AN – 05 (1-2)	Ortogneiss Pegmatitico	Valle di Anterselva	N 46° 52' 36,1" E 12° 07' 31"
NE – 01	Fillade	Nessano	N 46° 47' 08,6" E 12° 00' 42,9"
NE – 02	Paragneiss	Nessano	N 46° 47' 46,7" E 12° 01' 42,8"
NE – 03	Paragneiss	Nessano	N 46° 47' 40" E 12° 00' 53,3"
TU – 01	Ortogneiss	Valle di Tures	N 46° 49' 56,9" E 11° 58' 55,8"
TU – 02	Micascisto	Valle di Tures	N 46° 50' 39,1" E 11° 58' 55,2"
TU – 03	Paragneiss	Valle di Tures	
TU – 04	Ortogneiss Pegmatitico	Valle di Tures	N 46° 50' 48,6" E 11° 58' 24,6"
TU – 05	Ortogneiss	Valle di Tures	N 46° 50' 48,6" E 11° 58' 15,1"
FA – 01	Paragneiss	Falzes	N 46° 49' 32,4" E 11° 54' 33,8"
FA – 02	Ortogneiss	Falzes	N 46° 49' 18,8" E 11° 54' 35,4"
FA – 03	Granito di Bressanone	Falzes - Bressanone	N 46° 49' 09,4" E 11° 50' 50,0"
FA – 04	Granito di Bressanone	Falzes - Bressanone	N 46° 49' 39,3" E 11° 46' 05,7"
FA – 05	Granito di Bressanone	Falzes - Bressanone	N 46° 49' 12,7" E 11° 45' 42,8"

Nella figura 3.3, elaborata con il software ArcMap, si rappresenta la localizzazione dei 24 campioni rilevata tramite coordinate GPS, prelevati nella zona delle Alpi Orientali e contrassegnati dalle rispettive sigle mostrate in tabella 1, previa georeferenziazione della carta 1: 500000 della carta delle Alpi Orientali.

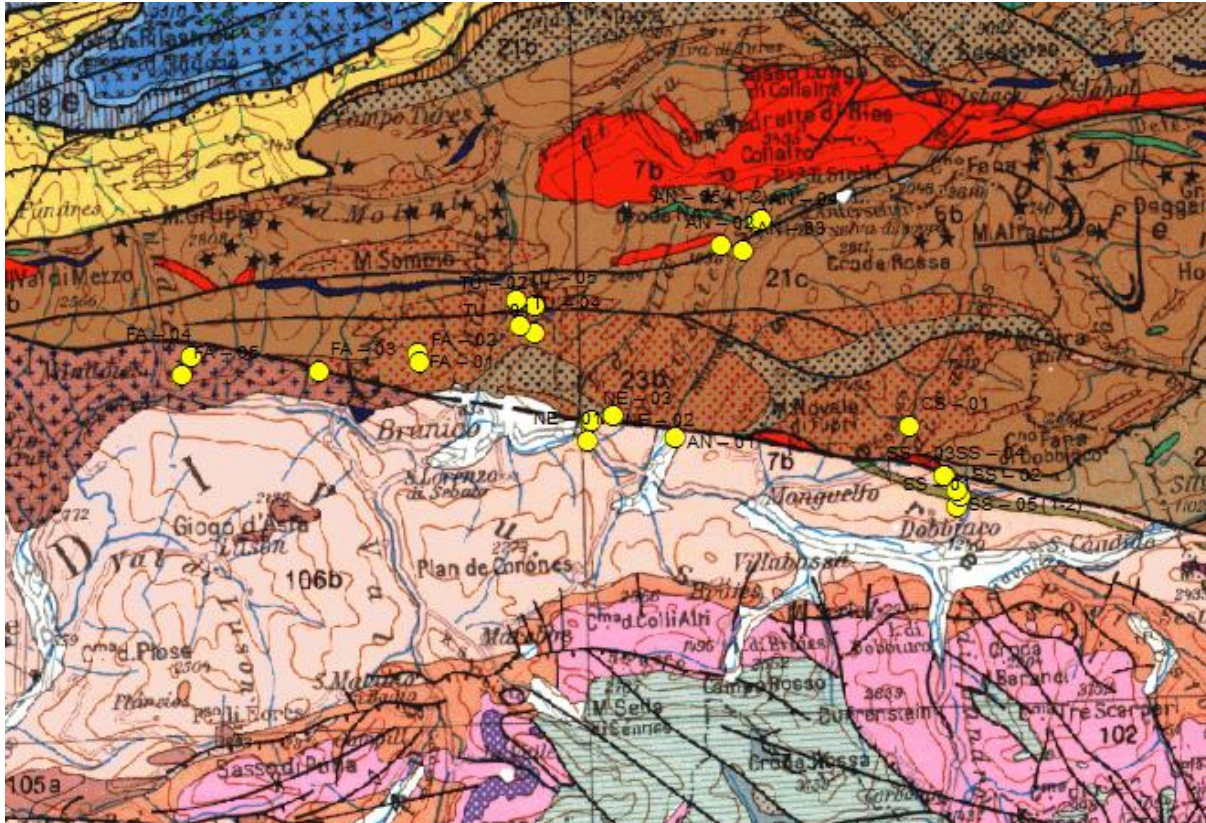


Fig. 3.3. Localizzazione dei campioni evidenziata dai punti in giallo: ogni punto corrisponde a un campione di roccia prelevato (Bigi et al., 1990).

3.2 Campionamento di Radon in situ

Sono state effettuate misurazioni dei gas Radon, Thoron e dei loro *carrier gas* (O₂, CO₂, H₂S, H₂, CH₄) lungo tre transetti localizzati in un'area di cui si conoscono bene i rapporti petrologici tra le diverse litologie (Mazzoli et al. 2003). I transetti sono orientati in modo da intersecare perpendicolarmente il Lineamento Periadriatico. Si intende verificare l'effetto delle faglie sull'emissione di Radon nell'area indagata e dunque il ruolo che hanno nell'aumentare o diminuire il rischio *IR* nei comuni circostanti.

Nello specifico sono stati effettuati punti analisi lungo tre transetti della lunghezza di circa 4000 metri il Transetto 1 ed il Transetto 2; circa 500 metri il terzo transetto, il passo di campionamento scelto è di circa 100 metri laddove fosse possibile, al fine di garantire una buona precisione nell'analisi ed una buona copertura del transetto.

Nella figura 3.4, elaborata con il software ArcMap, è riportata la localizzazione dei punti di campionamento di Radon in situ relativi ai tre transetti, rispettivamente nella zona di Molini (Transetto 1), nella zona di Falzes (Transetto 2) e nella zona di Rasun (Transetto 3).

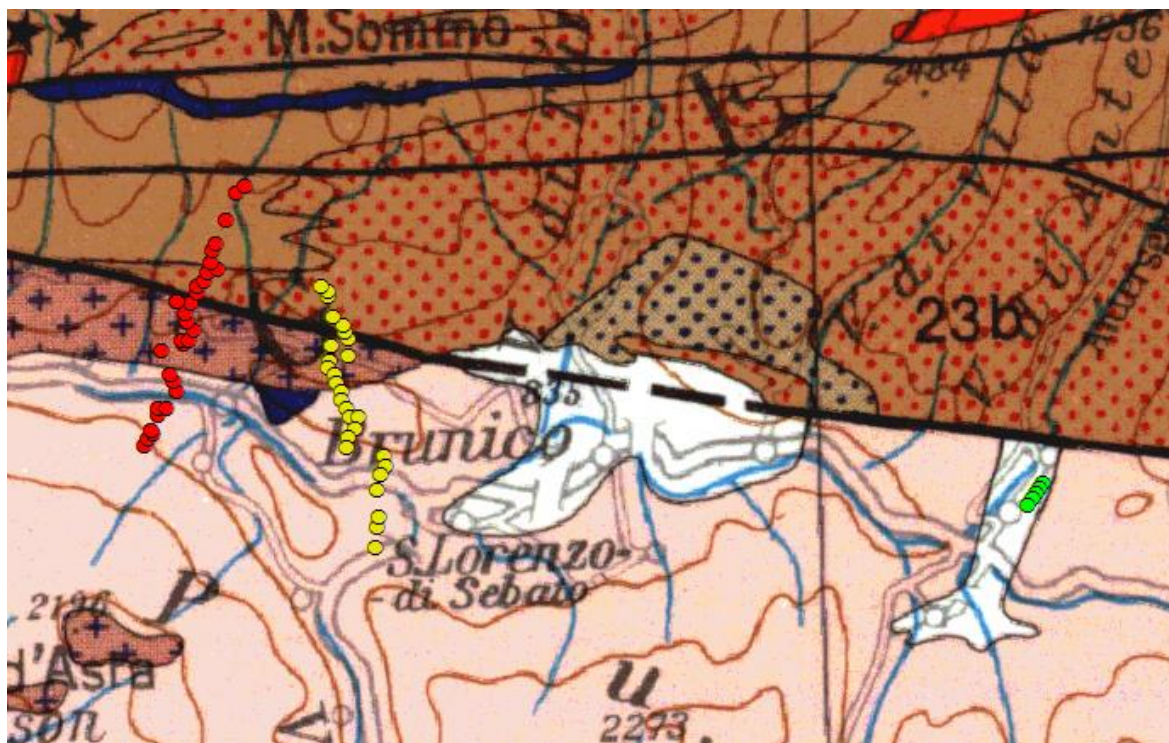


Fig. 3.4. Localizzazione dei tre transetti e relativi punti di misurazione dei gas: in rosso la zona di Molini, in giallo la zona di Falzes ed in verde la zona di Rasun (Bigi et al., 1990).

Transetto 1. Tracciato in sezione perpendicolare al Lineamento Periadriatico nella zona di Molini. Sono stati effettuati 32 punti analisi sul suolo soprastante al basamento cristallino Sudalpino ed Austroalpino. Le litologie attraversate da nord a sud sono: micascisti e paragneiss, ortogneiss, granito di Bressanone e filladi.

Transetto 2. Tracciato in sezione perpendicolare al Lineamento Periadriatico nella zona di Falzes. Sono stati effettuati 30 punti analisi sul suolo soprastante al basamento cristallino Sudalpino ed Austroalpino. Le litologie attraversate da nord a sud sono: micascisti e paragneiss, ortogneiss, e filladi.

Transetto 3. Tracciato lungo una strada forestale che interseca il Lineamento Periadriatico nella zona di Rasun. Sono stati effettuati 5 punti analisi esattamente al di sopra di sedimenti alluvionali quaternari.

In tabella 3.2 vengono riportate le coordinate GPS relative ai punti di campionamento dei tre transetti:

Tabella 3.2. Coordinate GPS relative ai punti di misurazione nei tre transetti in ordine: T 1 (Transetto 1) zona di Molini; T 2 (Transetto 2) zona di Falzes; T 3 (Transetto 3) zona di Rasun.

T 1	X	Y	T 1	X	Y	T 1	X	Y
B01	716487	5186207	A16	717253	5188192	A08	717621	5189431
B02	716531	5186331	B12	717216	5188245	A07	717697	5189600
B03	716628	5186444	A15	717343	5188276	A05	717912	5189665
B04	716601	5186509	A14	717427	5188450	A06	717769	5189790
B05	716741	5186803	A13	717296	5188636	A04	717802	5190003
B06	716751	5186923	A12	717267	5188776	A03	717870	5190150
B07	716892	5186951	A11	717367	5188993	A01	718061	5190607
B08	717108	5187265	00-1	717113	5189023	E03	718109	510832
B09	717040	5187462	00-2	717113	5189023	E02	718251	5191137
B10	716959	5187614	A10	717494	5189176	E01	718418	5191279
B11	716798	5188047	A09	717492	5189328			

T 2	X	Y	T 2	X	Y	T 2	X	Y
D01	720079	5187903	D12	720431	5187977	C07	720466	5186766
D02	720072	5187864	D13	720976	5184239	C08	720635	5186760
D04	720105	5188152	D14	721022	5184631	C09	720590	5186552
D05	720446	5188282	D15	721054	5184824	C10	720443	5186374
D06	720374	5188422	C01	720057	5187744	C11	720417	5186194
D07	720341	5188572	C02	720180	5187586	C12	721125	5186005
D08	720059	5189122	C03	720220	5187425	C13	721170	5185822
D09	720037	5189211	C04	720304	5187275	C14	721072	5185638
D10	719931	5189305	C05	720318	5187103	C15	721025	5185348
D11	720150	5188722	C06	720399	5186950			

T 3	X	Y
R01	733972	5185484
R02	733904	5185362
R03	733840	5185256
R04	733756	5185188
R05	733681	5185050

4. METODOLOGIE ANALITICHE

Nello svolgimento di questa tesi sono state utilizzate diverse metodologie analitiche che vengono descritte qui di seguito.

4.1 Preparazione Granulati e Polveri

La prima fase di laboratorio prevede la preparazione dei granulati per le analisi in spettrometria- γ e delle polveri da compresse per le analisi in XRF.

Considerate le notevoli dimensioni dei campioni, è stata effettuata una prima troncatura dei campioni alle troncatrici Lobotom-2 e Lobotom-3 a sega diamantata discontinua e continua rispettivamente, in questa prima operazione si sono ricavate anche delle fettine di roccia che saranno lavorate in seguito in laboratorio di sezioni sottili. I campioni ridotti di dimensioni sono stati frantumati manualmente alla pressa Guttemberg e successivamente al mulino Retsch per ottenere una granulometria centimetrica.

Per prima cosa sono stati preparati i granulati per le analisi in spettrometria- γ . Si preleva come materiale di partenza il campione della frazione granulometrica tra 1 mm e 4 mm. Viene poi inserita all'interno di una piccola scatola di plastica trasparente. Si pesa la tara della scatola, si immette poi un quantitativo di campione tale da riempirne i 2/3 e si riporta, infine, il peso netto del campione sul tappo della scatola così da risultare pronto per l'analisi (Fig. 4.1).



Fig. 4.1. Campione pronto per la spettrometria- γ . Sul coperchio viene riportato nome del campione e tara in grammi.

Al fine di poter condurre analisi in fluorescenza, è necessario preparare delle polveri a granulometria idonea per la preparazione delle compresse, una granulometria molto fine, inferiore ai 100 micron. Le polveri vengono preparate con la seguente procedura:

- 1) i campioni di roccia ridotti di granulometria, vengono sottoposti ad un'ulteriore fase di macinazione con il mulino Retsch BB 50 che consente di ottenere dei granuli millimetrici;
- 2) si posiziona un piccolo quantitativo del materiale macinato tra gli anelli del mortaio in Agata, il quale viene posizionato all'interno del frantoio Retsch 100 che permette di ottenere polveri estremamente sottili;
- 3) le polveri, infine, vengono condotte alla preparazione delle pasticche per XRF.

4.2 Preparazione sezioni sottili

Come prima cosa, sono state preparate le sezioni sottili dei 26 campioni al fine di poter effettuare una breve analisi e descrizione petrografica del litotipo.

Le sezioni sono state preparate come segue (Tauro, 2016).

4) Una volta preparata la fettina di roccia, si tagliano i *chip* di roccia con l'ausilio della troncatrice Lobotom-3 a sega diamantata continua, perpendicolarmente alla scistosità, dello spessore di circa 1 cm e di dimensioni circa 40x25x10 mm, sulla cui faccia verrà incollato il vetrino.

5) Ottenuto il *chip* di roccia delle dimensioni adeguate, si procede con la spianatura, un'operazione che si effettua con pulitrici dotati di piatto rotante sulla cui superficie viene incollato un foglio di carta abrasiva adesiva a grana grossa (Carburo di Silicio 60 e 120 mesh). Il *chip* viene appoggiato tenendolo fortemente con una mano sul piatto lubrificato continuamente da un flusso di acqua e quindi levigato fino alla completa eliminazione dei solchi prodotti dal precedente taglio.

6) La lappatura automatica, segue la spianatura, e viene effettuata tramite uno strumento composto da un piatto rotante in ghisa, inciso da solchi concentrici sul quale viene distribuito l'abrasivo, una miscela di polvere di Carburo di Silicio ed acqua. I *chip* di roccia, precedentemente spianati, vengono inseriti nei cilindri cavi di ghisa e sopra di essi vengono posizionati dei pesi al fine di rendere efficiente la lappatura. I *chip*, poi, vengono lavati in una vasca ad ultrasuoni.

7) In seguito, i *chip* di roccia vengono asciugati per circa 12 ore previo posizionamento su una piastra riscaldante con una temperatura che varia da 90°C-120°C. Contemporaneamente all'asciugatura dei campioni si procede alla smerigliatura dei vetrini con il Carburo di Silicio 800 mesh al fine di rendere ottimale l'incollaggio.

8) La fase di incollaggio si effettua con una resina epossidica miscelandola con l'indurente, secondo il rapporto di 1:1. Si posizionano i vetrini sulla piastra con la faccia smerigliata

rivolta verso l'alto con i rispettivi *chip* di roccia. Questi ultimi vengono cosparsi di resina e su di essi si appoggia e si incolla il vetrino prestando attenzione non vi siano bolle di aria. Successivamente si lasciano asciugare.

9) Una volta asciugati, i *chip* di roccia con il rispettivo vetrino vengono sottoposti al retrotaglio con l'ausilio della Petro-Thin che consente di ottenere uno spessore totale di 100 micron.

10) L'ultima operazione prevista è la finitura con la quale si otterrà la sezione sottile a 30 micron. Si tratta di una procedura totalmente manuale tramite la quale si leviga la sezione su due piastre di vetro, una con carburo di silicio a 800 mesh e l'altra con carburo di silicio a 500 mesh. Man mano che si leviga la sezione si controllano, con il microscopio a trasmissione a nicol incrociati, i colori di interferenza aiutandosi con la tavola di Michel-Levy fini al raggiungimento dei colori idonei e conseguentemente dello spessore adeguato. Si terminano poi con vernice acrilica che ne consente la lucidatura.

Le sezioni sottili a 30 micron (Fig. 4.2) sono quindi pronte per l'analisi petrografica al microscopio ottico polarizzatore a luce trasmessa.



Fig. 4.2. Sezione sottile e rispettivo *chip* di roccia ottenuto dal retrotaglio.

4.3 Fluorescenza XRF

Le compresse adatte all'analisi in XRF sono state preparate presso il laboratorio dell'Università di Ferrara - Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, con il materiale in figura 4.3 e con la seguente procedura.



Fig. 4.3. Materiale per la preparazione delle compresse costituito da un sistema di cilindri e pistoni in acciaio.

- 1) Si pone un cucchiaino di polveri all'interno di una capsula di porcellana e si aggiungono al campione 3-4 gocce di collante, operazione che si esegue solitamente per materiali rocciosi incoerenti.
- 2) Il materiale opportunamente miscelato si pone all'interno dell'anello in metallo e viene preliminarmente pressato con un cilindro di plexiglass trasparente. Si tolgono poi con cura l'anello in metallo unitamente al cilindro, si creerà così un'intercapedine tra la camicia in metallo esterna e la polvere di roccia pressata.
- 3) Nell'intercapedine di cui al punto (2) si mettono 2-3 cucchiari di Acido Borico facendolo aderire accuratamente alle pareti della camicia al fine di riempire lo spazio vuoto limitrofo al campione pressato. Si chiude poi con un cilindro in metallo.
- 4) Si posiziona lo strumento all'interno di una pressa meccanica e si comprime il cilindro a 100 bar per 30-60 secondi circa. Si estrae poi con attenzione la compressa finita del diametro complessivo di 4 cm, pronta per essere analizzata (Fig. 4.4).



Fig. 4.4. Compressa in cui è stato inglobato il campione con supporto di acido borico.

Le analisi in fluorescenza XRF sono state condotte presso l'Università di Napoli Federico II - Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse. Il laboratorio di

analisi XRF è dotato di uno spettrometro sequenziale a dispersione di lunghezza d'onda Axios Panalytical equipaggiato con tubo di Rh, 6 cristalli analizzatori (LiF220, LiF200, LiF420, PE002, PX1, TIAP), 3 collimatori (150 \hat{I} /₄m, 550 \hat{I} /₄m e 700 \hat{I} /₄m), 4 filtri (Al 200 \hat{I} /₄m, Al 750 \hat{I} /₄m, Brass 100 \hat{I} /₄m, Brass 400 \hat{I} /₄m) e 2 contatori (contatore a flusso di gas e scintillatore).

La calibrazione è basata su 45 campioni di riferimento certificati. Il software utilizzato per le misure è SuperQ. L'incertezza analitica è nell'ordine del 1-2% per gli elementi maggiori e 5-10% per gli elementi in traccia.

Gli elementi analizzati di routine sono: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ (espressi in percentuale %); Sc, V, Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce (espressi in ppm, parti per milione). A completamento dell'analisi è necessario fornire il dato del contenuto in sostanze volatili, ottenuto per via gravimetrica previo riscaldamento a 950°C.

4.4 Spettrometria- γ

Le analisi in spettrometria raggi- γ dei campioni sono state effettuate presso il dipartimento di Chimica "Giacomo Cimicinan" dell'Università di Bologna.

Lo spettrometro- γ rappresentato schematicamente nella figura 4.5 è utilizzato per misurare l'intensità e l'energia dei fotoni γ , radiazioni elettromagnetiche di alta energia. E' costituito dalle seguenti componenti:

- Generatore ad alta tensione connesso al rivelatore;
- Sistema di raffreddamento ad azoto liquido atto alla riduzione del rumore di fondo in quanto il rivelatore funziona solo a temperature criogeniche;
- Rilevatore che trasforma l'energia del fotone in ionizzazioni le quali producono l'impulso elettrico;
- Circuito elettronico costituito da preamplificatore e amplificatore atto a migliorare il rapporto segnale/rumore;
- Convertitore analogico-digitale (ADC) che trasforma l'altezza degli impulsi in valori digitali che vengono registrati sotto forma di spettro dall'analizzatore multi-canale (MCA);
- Calcolatore atto all'acquisizione, analisi ed archiviazione dello spettro.

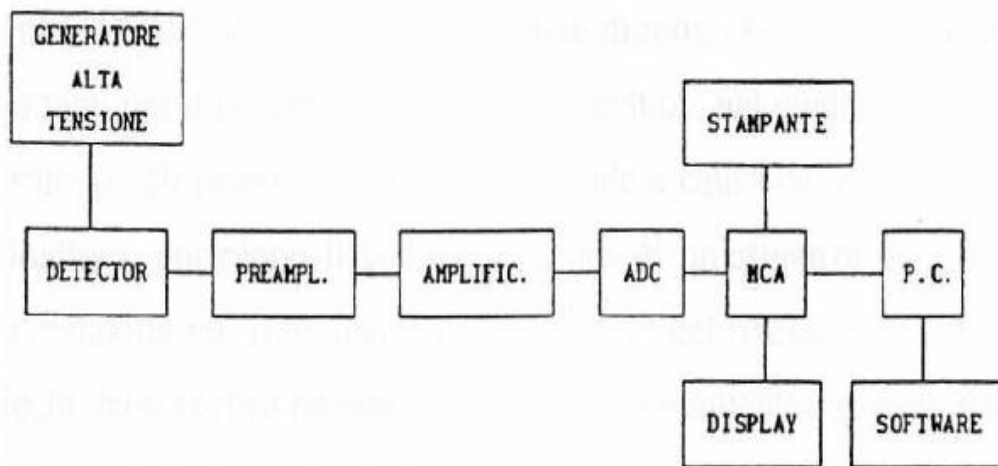


Fig. 4.5. Schema a blocchi degli strumenti di spettrometria γ presenti nel laboratorio del Dipartimento di Scienze Chimiche "G. Ciamician" dell'Università di Bologna.

4.5 Tecniche Analitiche sul Campo

Le analisi vengono condotte con l'ausilio di sonde cave al centro (Fig. 4.6) della lunghezza di un metro, munite di un manubrio che consente di inserirle nel terreno a circa 80 cm di profondità, solitamente nell'atto dell'inserimento della sonda nel suolo l'estremità inferiore della sonda viene tappata con un chiodino al fine di evitare che la sonda si tappi. Una volta piantata la sonda si collega con dei tubi in polietilene provvisti di un filtro per la polvere, un filtro per il pulviscolo atmosferico e di un tubo contenente drierite (materiale essiccante), ai due strumenti.



Fig. 4.6. sonda cava in metallo inserita nel terreno a 80 cm, collegata con tubo in polietilene allo strumento, è munita di filtro per il pulviscolo atmosferico e del tubo contenente drierite (essiccante).



Fig. 4.7. Operatore durante la fase di inserimento della sonda nel suolo. L'ambiente circostante è ottimale al posizionamento della sonda in quanto sono poco presenti i fattori di disturbo (radici, scarpate, acqua ecc.).

La sonda viene piantata in siti scelti accuratamente, in generale i punti di campionamento devono essere effettuati in zone lontane da scarpate che potrebbe rappresentare una via di fuga per i gas, lontani dal sentiero costituito spesso da materiale più volte rimaneggiato,

distante il più possibile da radici o zone ad alta concentrazione di CO₂ (campi coltivati ecc.) e distante da zone di acquifero o che presentano canali vicini, in quanto la sonda potrebbe intercettare l'acqua che verrebbe pompata al posto del gas rovinando irreparabilmente lo strumento. Qualora non fosse possibile evitare tutti questi fattori è bene selezionare il posto più consono alla misura ed il punto in cui è possibile inserire la sonda con maggior facilità (Fig. 4.7).

4.5.1 Draeger X-am 7000

La prima misura effettuata è quella della concentrazione dei gas nel suolo con l'ausilio del rilevatore multi-gas Draeger X-am 7000 (Fig. 4.8) uno strumento specializzato nell'analisi simultanea della concentrazione di cinque differenti gas O₂, CO₂, H₂, H₂S, CH₄ nei suoli.



Fig. 4.8. Draeger X-am 7000, display. Rilevatore multi-gas, rileva fino a cinque gas simultaneamente.

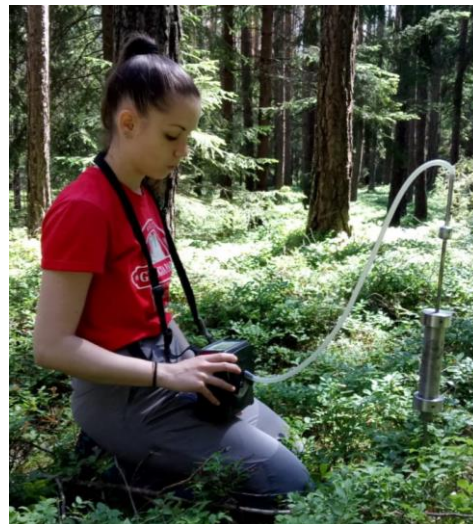


Fig. 4.9. Operatore durante una misurazione con il Draeger X-am 7000: lo strumento è collegato alla sonda, inserita nel terreno, mediante un tubo in polietilene. L'analisi viene condotta in pochi minuti durante i quali è possibile misurare cinque gas simultaneamente.

Lo strumento viene collegato alla sonda tramite un tubo in polietilene ed è dotato di tre sensori elettrochimici e due sensori a combustione catalitica, a infrarossi o a fotoionizzazione. Con i sensori Ex catalitici è possibile anche cambiare il gas monitorato o l'intervallo di misura del sensore durante il funzionamento. Tali sensori sono caratterizzati da rapidi tempi di risposta, la ridotta *cross-sensitivity*, l'elevata precisione e la lunga

durata. Grazie a queste caratteristiche è possibile condurre l'analisi in un paio di minuti ottenendo immediatamente la concentrazione dei gas presenti nel suolo (Fig. 4.9) .

4.5.2 RAD7 DurrIDGE

La seconda misura viene effettuata con il RAD7 DurrIDGE (Radonometro) uno strumento specializzato nell'analisi di emissione del gas Radon e gas Thoron su suoli. Lo strumento viene collegato alla sonda con dei tubi in polietilene collegati a loro volta ad un tubo di drierite (Fig. 4.10).

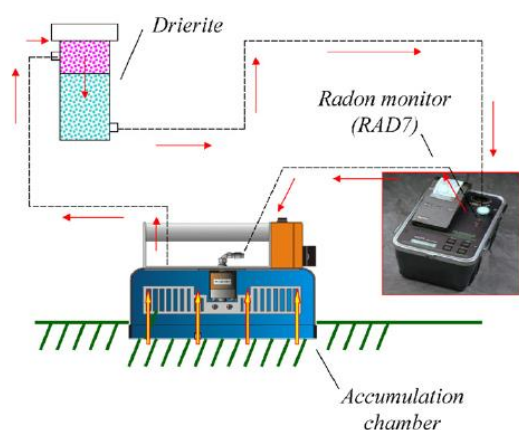


Fig. 4.10. RAD 7 DurrIDGE, set-up standard per la conduzione della misura del flusso di radon e thoron su suoli (da Tuccimei e Soligo, 2008).

La concentrazione di Radon e Thoron sono state misurate con lo strumento in figura 4.11 e 4.12 il cui funzionamento consiste nel pompare aria dalla sonda cava attraverso un filtro-membrana che trattiene il particolato atmosferico, contenente prodotti del decadimento radiogenico di Radon e Thoron, dopo averlo filtrato attraverso un tubo di drierite, un materiale essiccante, al fine di prevenire elevati valori di umidità che potrebbero dare misure errate, in particolare i valori di umidità all'interno dello strumento non dovrebbero mai superare il 25%. L'aria purificata proveniente dai pori del suolo, è quindi convogliata all'interno della camera di misurazione del RAD 7 in cui i gas Radon e Thoron sono rilevati attraverso i decadimenti di tipo alfa del ^{216}Po e del ^{218}Po prodotti all'interno della camera di ionizzazione stessa (Cinelli et al., 2015).



Fig. 4.11. RAD 7 DurrIDGE, display. Rilevatore di gas radon e thoron su suoli.



Fig. 4.12. RAD 7 DurrIDGE collegato alla sonda con un tubo in polietilene durante una misurazione dell'emissione di gas radon e thoron su suolo.

In ogni punto di campionamento sono stati effettuati almeno tre cicli di misura da cinque minuti l'uno durante i quali vengono misurate simultaneamente le emissioni di Radon e Thoron. In generale se i valori di emissione rilevati nell'ultimo ciclo coincidono con quelli misurati nel penultimo ciclo, la misura si può considerare conclusa e si può procedere ad una misurazione successiva. Solitamente, ai fini del trattamento dei dati, viene preso come valore accettabile quello di Radon e Thoron rispetto all'ultimo ciclo di misurazione.

5. PETROGRAFIA E GEOCHIMICA

5.1 Caratterizzazione Petrografica

Viene riportata in seguito, una breve descrizione petrografica, delle sezioni sottili con microscopio in luce trasmessa polarizzata, dei principali litotipi campionati per questo studio: filladi, graniti, ortogneiss, ortogneiss pegmatitici, diorite, micascisti e paragneiss.

5.1.1 Filladi (SS-01, SS-02, NE-01)

Le filladi presentano una struttura scistosa piana, localmente micro-pieghettata (SS-01) e localmente milonitizzata (SS-02). La grana del campione varia da molto fine a medio fine riconducibile ad una meta-pelite o ad una meta-siltite a prevalente componente argillosa. A volte, si nota la presenza di una evidente componente carboniosa che conferisce alla roccia un colore grigio scuro.

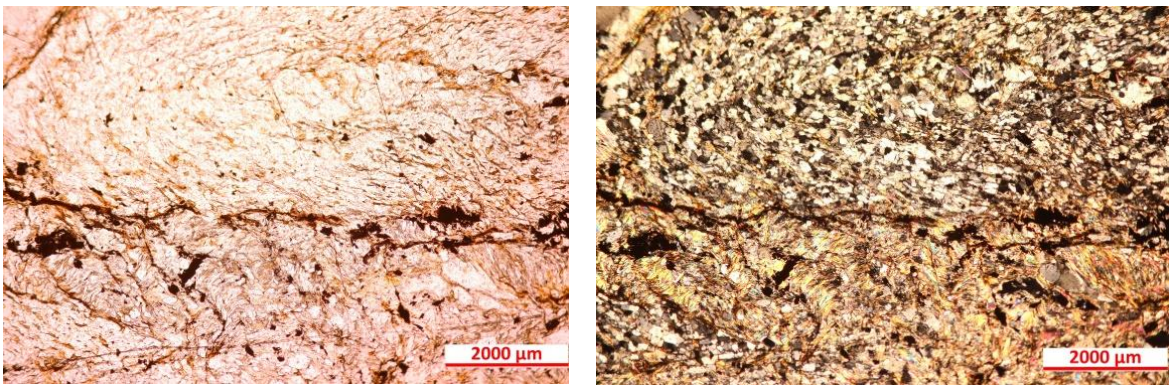


Fig. 5.1 a,b. Livello granoblastico e livello lepidoblastico con prevalente muscovite e lamelle di biotite (campione SS-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

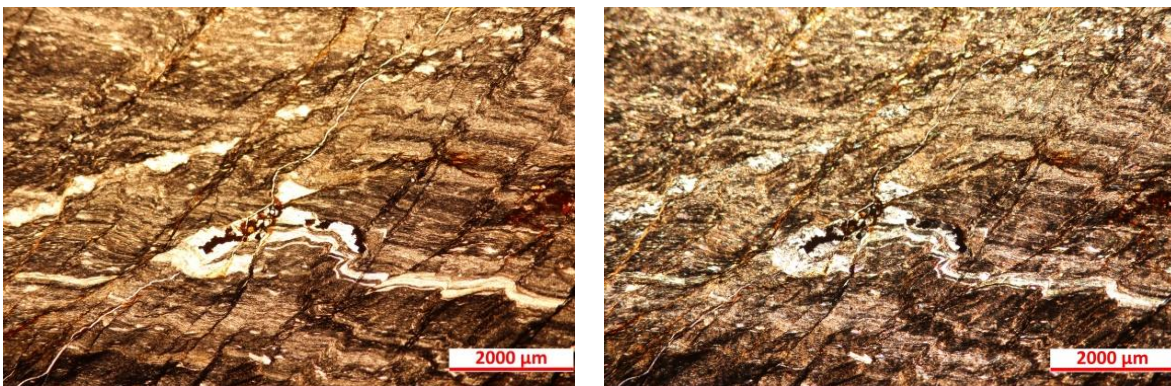


Fig. 5.2 a,b. Struttura scistosa con livello di quarzo deformato (campione SS-02). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

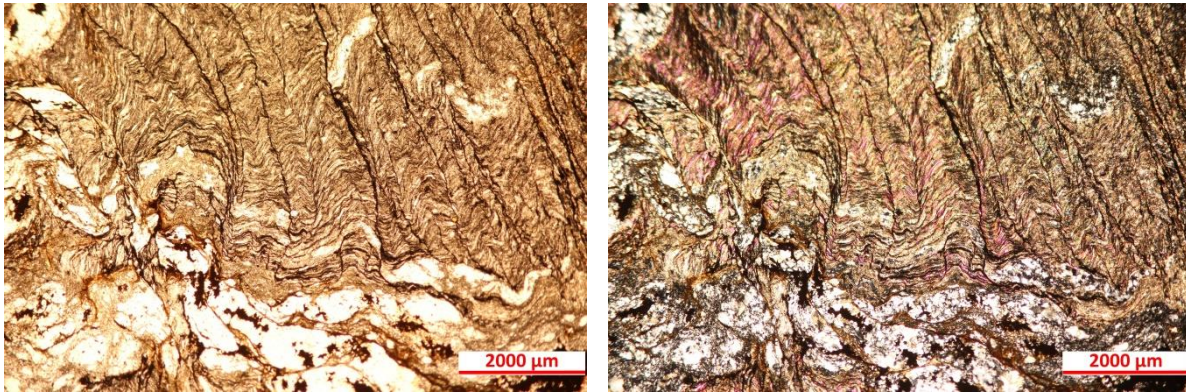


Fig. 5.3 a,b. Struttura micro-pieghettata con livelli granoblastici e plagioclasio e quarzo (campione NE-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: quarzo, muscovite plagioclasio, biotite, apatite, minerali opachi e zirconi.

Quarzo. Il quarzo si presenta come minerale principale in cristalli allotriomorfi molto piccoli, è caratterizzato da un rilievo basso, si presenta incolore a nicol paralleli e bianco-grigio a nicol incrociati.

Muscovite. Forma cristalli idiomorfi lamellari lungo piani di scistosità, è incolore a nicol paralleli e ha massimi colori di interferenza del terzo ordine (rosa-azzurro).

Plagioclasio. In granoblasti di piccole dimensioni incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza bianco-grigi.

Biotite. Forma localmente cristalli idiomorfi lamellari con massimi colori di interferenza del terzo ordine.

Apatite. Forma piccoli cristalli incolori, con rilievo medio, subidiomorfi ad abito tabulare e molto deformati. Presentano colore grigio a nicols incrociati.

Zircone. Piccoli cristalli generalmente arrotondati. Ha rilievo elevato.

Minerali opachi. Formano masse di varia dimensione nei livelli granoblastici.

5.1.2 Granito (FA-03, FA-05, FA-04)

Il granito si presenta molto alterato macroscopicamente negli affioramenti vicini al LP (FA-03), e meno alterato negli affioramenti più lontano (FA-05). In generale presenta una struttura olocristallina più o meno granulare, fanerocristallina, ipidiomorfa granitica.

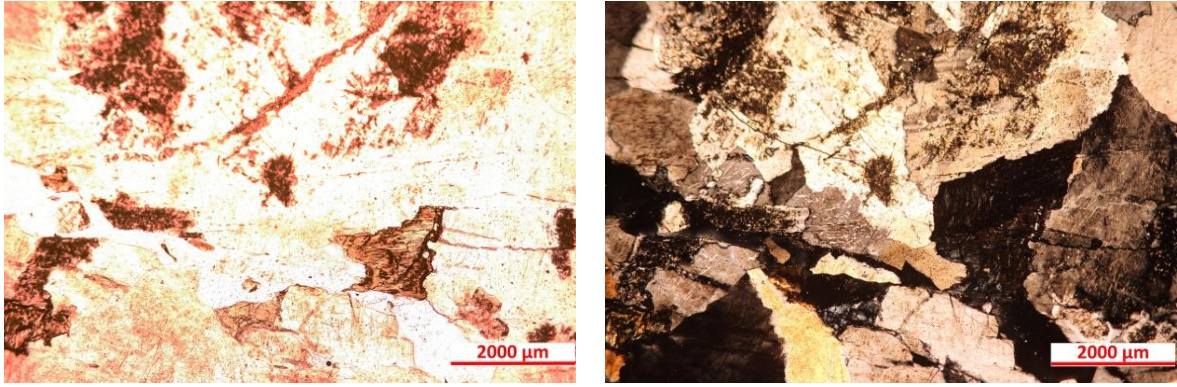


Fig. 5.4 a,b. In primo piano, feldspato potassico alterato in caolino (campione FA-03). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

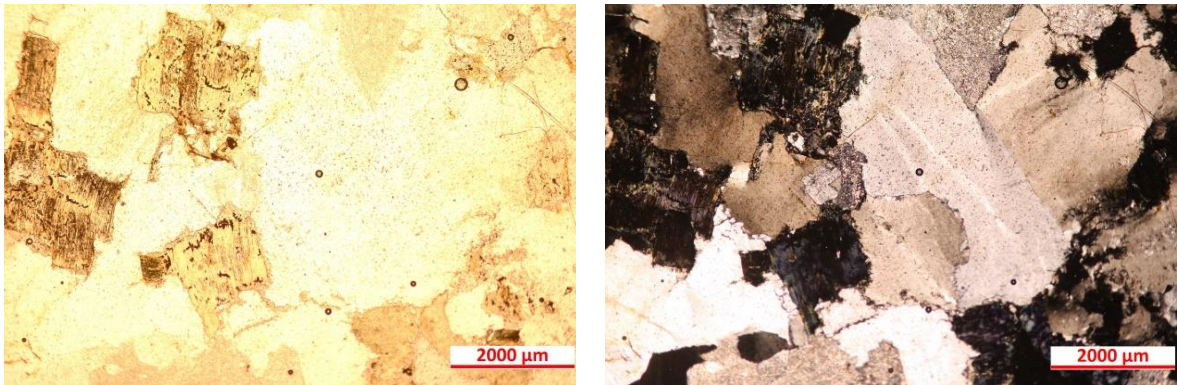


Fig. 5.5 a,b. Struttura olocristallina fanocristallina (campione FA-05). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite, zirconio.

Quarzo. In cristalli allotriomorfi, incolore a nicol paralleli e bianco-grigio a nicol incrociati.

Plagioclasio. Presenta un basso rilievo e un abito tabulare, risulta incolore a nicol paralleli e massimi colori di interferenza da grigio-bianco. E' caratterizzato da frequente geminazione secondo la legge albite polisintetica.

Feldspato potassico. In cristalli idiomorfi tabulari, incolore a nicol paralleli e mostra massimi colori di interferenza grigi; spesso gemina secondo la legge Carlsbad ed è alterato in caolino.

Biotite. In lamelle di media dimensione, presenta alti colori di interferenza del terzo ordine. La biotite spesso è cloritizzata. La clorite secondaria è ricca di minerali opachi, sempre estinti a nicol paralleli.

Zircone. È presente come minerale accessorio con abito prismatico tozzo in cristalli arrotondati, è identificabile grazie al suo altissimo rilievo e massimi colori di interferenza del secondo ordine (blu-rosso).

5.1.3 Ortogneiss (FA-02, CS-01, AN-01, TU-01, TU-05)

Generalmente manifestano una tipica struttura a bande con alternanza di livelli granoblastici e lepidoblastici. L'ortogneiss di Anterselva presenta un colore chiaro dovuto alla sua componente granitica; gli ortogneiss della Val Casies hanno invece composizione tonalitica e tipicamente colori molto più scuri rispetto ai precedenti.

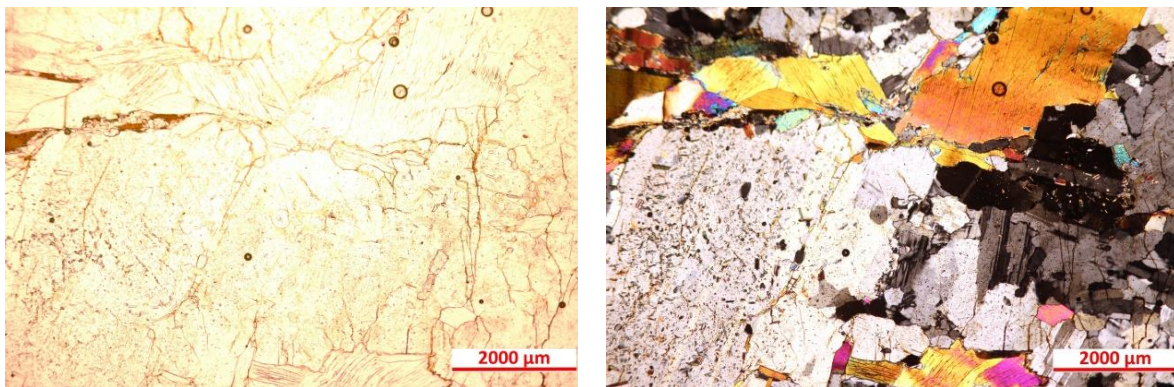


Fig. 5.6 a,b. Cristalli di muscovite e plagioclasio (campione FA-02). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

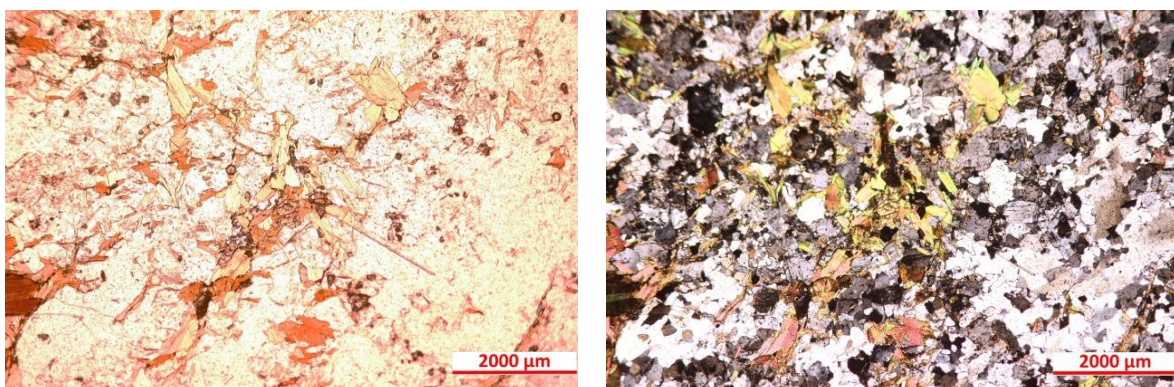


Fig. 5.7 a,b. Livello granoblastico con anfiboli tipici dell'ortogneiss tonalitico di Casies. (campione CS-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

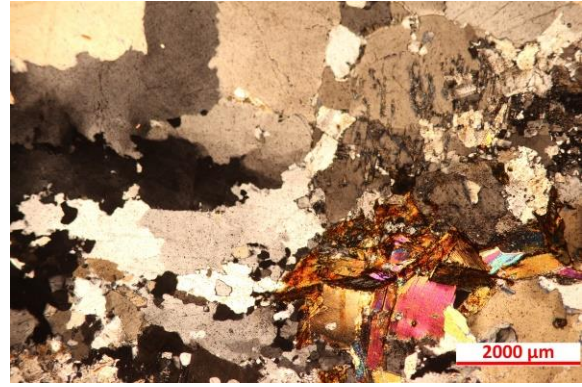
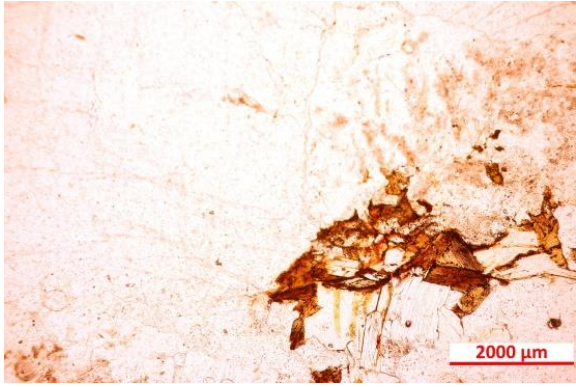


Fig. 5.8 a,b. Lamelle di biotite in livello granoblastico con plagioclasio e quarzo (campione AN-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

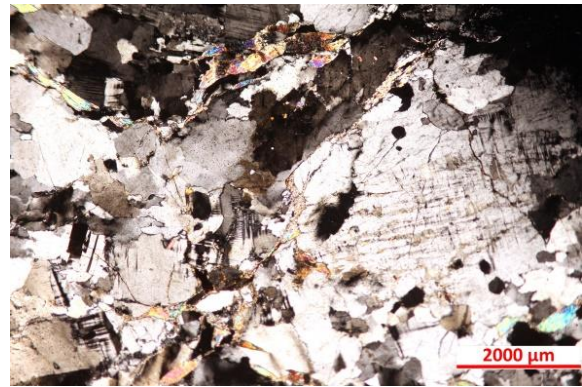
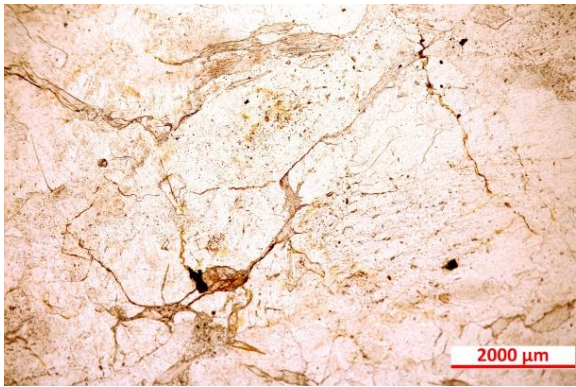


Fig. 5.9 a, b. Livello granoblastico con piccoli cristalli di feldspato potassico con geminazione di tipo tartan (campione TU-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

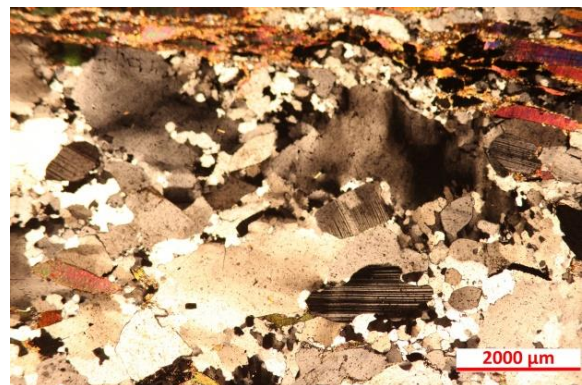
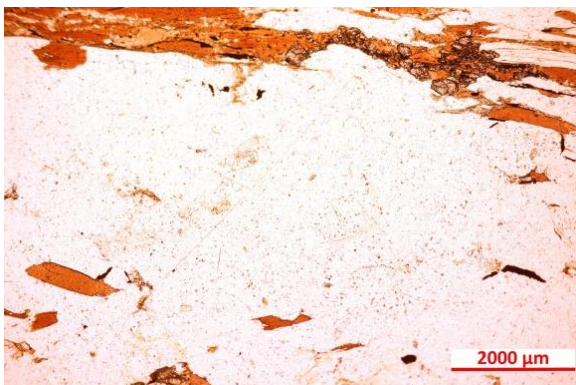


Fig. 5.10 a, b. Livello lepidoblastico e granoblastico con plagioclasio geminato secondo la legge di albite polisintetica (campione TU-05). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, muscovite, biotite, anfiboli, apatite, zircone, epidoto, minerali opachi.

Quarzo. In cristalli allotriomorfi, incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza bianco-grigi.

Feldspato potassico. In cristalli idiomorfi, nei livelli granoblastici, con abito non sempre tabulare, incolore a nicol paralleli, mostra massimi colori di interferenza grigi. Mostra la geminazione di tipo tartan.

Plagioclasio. Incolore a nicol paralleli e si presenta con colori di interferenza da grigio a bianco, frequentemente geminato secondo la legge dell'albite polisintetica.

Muscovite. In cristalli idiomorfi lamellari di media dimensione, incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza del terzo ordine.

Biotite. In cristalli idiomorfi lamellari pleocroici a nicol paralleli con tonalità bruno-rossastre e con massimi colori di interferenza del terzo ordine.

Anfibolo. In cristalli con abito prismatico allungato, pleocroico a nicol paralleli, massimi colori di interferenza del secondo ordine.

Apatite. Minerale accessorio, si presenta in piccoli cristalli tabulari, incolore a nicol paralleli e grigio scuro a nicol incrociati.

Zircone. Minerale accessorio in piccoli cristalli con abito prismatico tozzo arrotondato. Alto rilievo a nicol paralleli e massimi colori di interferenza blu-rosso del secondo ordine.

Epidoto. Presente come clinzoisite (CS-01) che si manifesta con un elevato rilievo, di colore giallino a nicol paralleli e con colori di interferenza anomali caratteristici sul blu scuro.

Minerali opachi. Disseminati nei livelli granoblastici, sempre estinti.

5.1.4 Ortogneiss Pegmatitico (AN-05, TU-04)

L'ortogneiss pegmatitico manifesta una tipica struttura a bande con alternanza di livelli granoblastici e lepidoblastici. Questo litotipo è caratterizzato dalla presenza di macro cristalli di muscovite e feldspato potassico. La grana è molto variabile, da millimetrica a centimetrica.

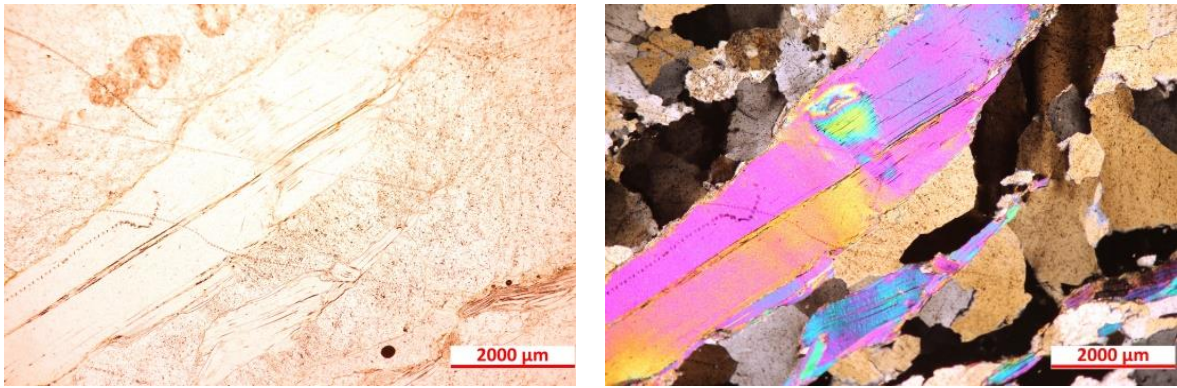


Fig. 5.11 a,b. in primo piano muscovite di dimensioni millimetriche in livelli granoblastici (campione AN-05). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

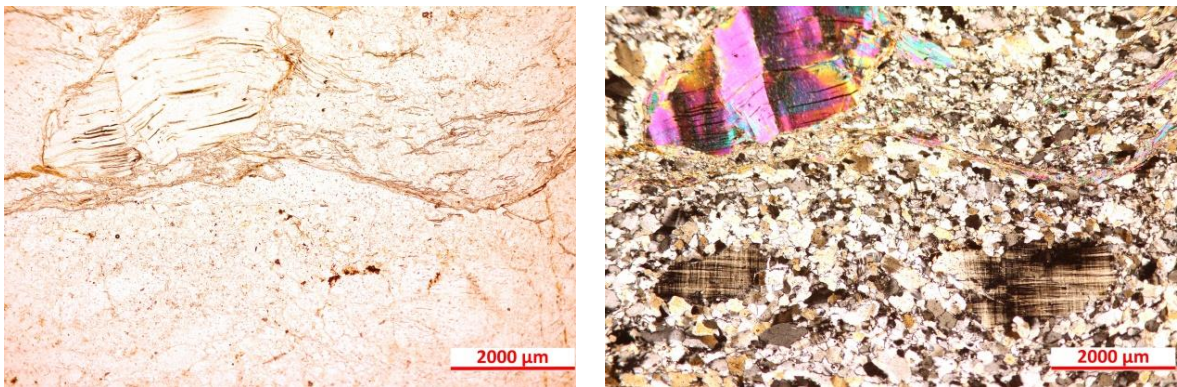


Fig. 5.12 a,b. Cristallo di muscovite con estinzione ondulata e cristalli di feldspato potassico con geminazione di tipo tartan (campione TU-04). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: muscovite, quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, granato, minerali opachi, zircone.

Muscovite. Minerale principale con abito tabulare in cristalli di dimensioni centimetriche. Incolore a nicol paralleli, e massimi colori di interferenza del terzo ordine in genere sul rosa-azzurro. In alcuni cristalli è molto evidente l'estinzione ondulata in alcuni cristalli.

Quarzo. In cristalli allotriomorfi, incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza bianco-grigi.

Plagioclasio. Con abito tabulare, incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza grigio-bianco è spesso geminato con geminazione che segue le leggi albite polisintetica e albite-Carlsbard.

Feldspato potassico. In cristalli con abito tabulare incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza grigi a nicol incrociati, presenta frequente geminazione secondo la legge Carlsbard e di tipo tartan.

Granato. In piccolissimi cristalli con abito isodiametrico, incolore a nicol paralleli e sempre estinto a nicol incrociati.

Zircone. In piccoli cristalli arrotondati con alto rilievo e massimi colori di interferenza del secondo ordine.

Minerali opachi. Disseminati nei livelli granoblastici, sempre estinti.

5.1.5 Granodiorite (AN-02)

La granodiorite è caratterizzata da una struttura olocristallina, faneritica, granulare, ipidiomorfa granitica.

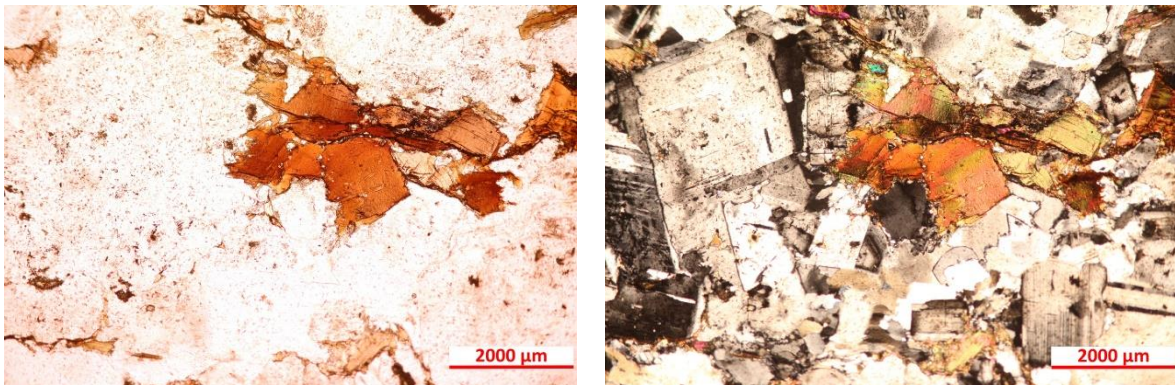


Fig. 5.13 a,b. Struttura ipidiomorfa con cristalli di quarzo, plagioclasio e biotite (campione AN-02). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: quarzo, plagioclasio, biotite, clorite, minerali opachi, zircone, apatite, epidoto.

Quarzo. Minerale principale in cristalli allotriomorfi, incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza sul bianco-grigio.

Plagioclasio. Forma cristallo ad abito tabulare incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza grigio-bianco. Spesso gemina con geminazione della legge albite polisintetica e albite-Carlsbard.

Biotite. In cristalli con abito lamellare, pleocroici a nicol paralleli, con tonalità brunorossastre. Massimi colori di interferenza del terzo ordine, con estinzione ondulata.

Clorite. In cristalli con abito lamellare, verdi a nicol paralleli, debolmente pleocroici e con colori di interferenza anomali sul grigio.

Zircone. Minerale accessorio in piccoli cristalli arrotondati con abito prismatico tozzo. Alto rilievo a nicol paralleli, massimi colori di interferenza blu-rosso.

Apatite. In piccolissimi cristalli con abito prismatico incolore a nicol paralleli e con tonalità sul grigio.

Epidoto. Forma piccoli cristalli di clinozoisite con colori di interferenza blu scuro.

Minerali opachi. Sempre estinti

5.1.6 Micascisto (SS-03, SS-04, AN-04, TU-02)

I micascisti presentano una struttura scistosa conferita dalla mica, con una evidente alternanza di livelli granoblastici e livelli lepidoblastici.

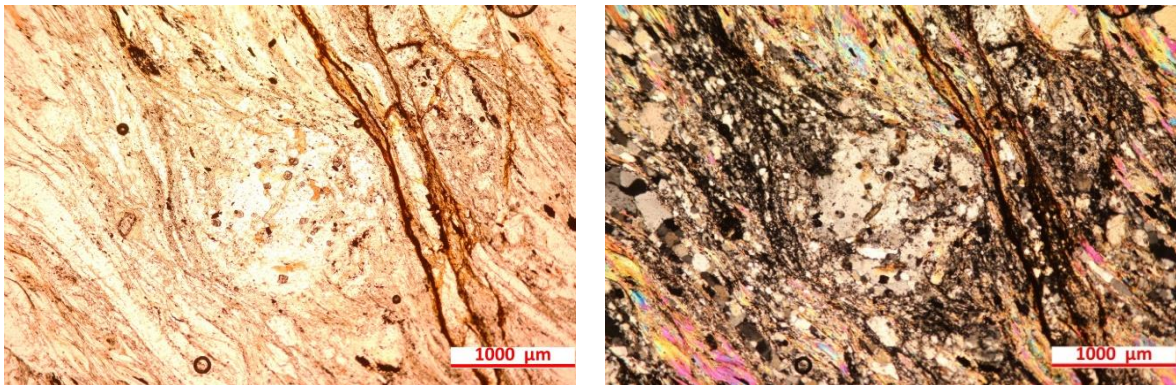


Fig. 5.14 a,b. Porfiroblasto di plagioclasio in livello lepidoblastico con inclusioni di granato e minerali opachi (campione SS-03). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

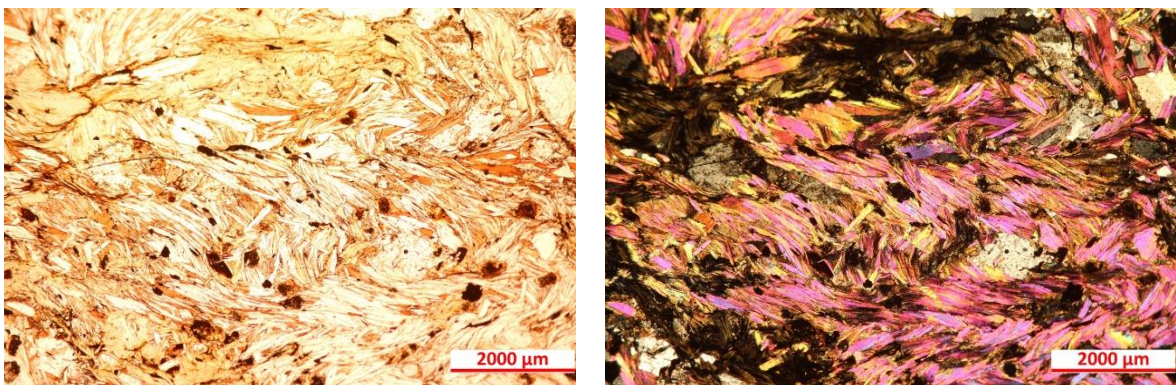


Fig. 5.15 a,b. Cristalli di muscovite lamellare isoorientata con granato e minerali opachi (campione SS-04). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

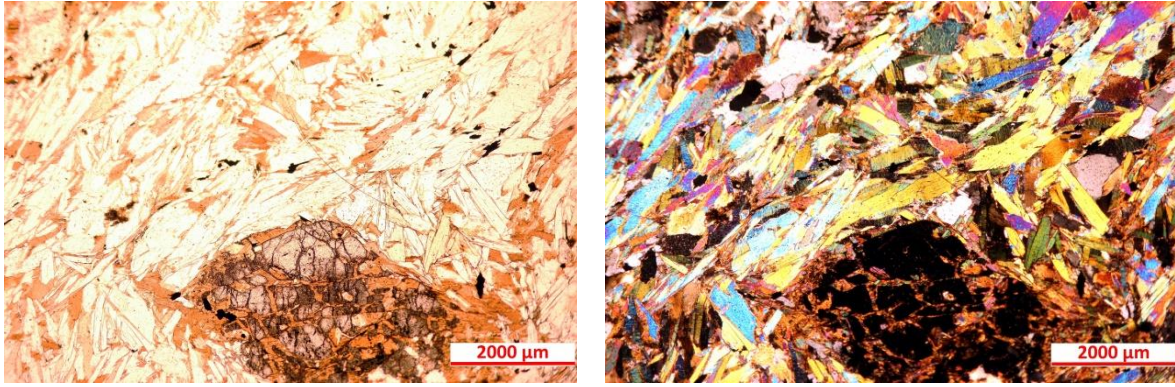


Fig. 5.16 a,b. Porfiroblasto di granato alterato e fratturato in livello lepidoblastico a prevalente muscovite (campione AN-04). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

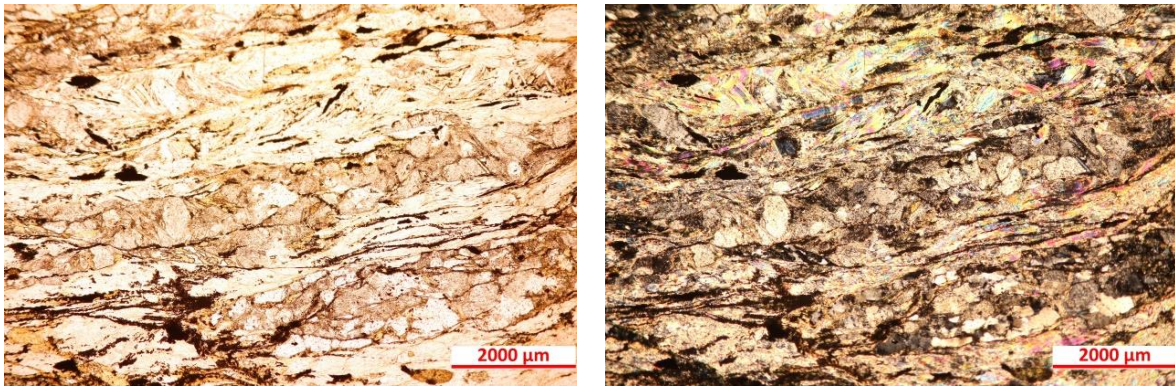


Fig. 5.17 a,b. Alternanza di livelli lepidoblastici e livelli granoblastici (campione TU-02). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: plagioclasio, quarzo, biotite, muscovite, clorite, granato, staurolite, zircone, apatite, tormalina, minerali opachi.

Plagioclasio. In cristalli con abito tabulare, incolori a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza sul bianco.

Quarzo. In cristalli allotriomorfi in livelli granoblastici incolore a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza bianco-grigi.

Biotite. In cristalli con abito lamellare, pleocroici a nicol paralleli sulle tonalità bruno-rossastre e con massimi colori di interferenza del terzo ordine.

Muscovite. In cristalli con abito lamellare, generalmente isorientati a formare la scistosità. Incolore a nicol paralleli e con colori di interferenza del terzo ordine.

Clorite. In cristalli con abito lamellare, verdi a nicol paralleli, debolmente pleocroici e con colori di interferenza anomali sul grigio.

Granato. I micascisti di questa zona sono spesso ricchi in granato alterato facilmente riconoscibile nel campione SS-03 nel quale il granato si presenta idiomorfo nei letti lepidoblastici e granoblastici e incluso nei porfiroblasti di plagioclasio. In cristalli isodiametrici ad alto rilievo, sempre estinto a nicol incrociati.

Staurolite. Minerale con abito prismatico, pleocroico da incolore a giallino a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza del primo ordine sul giallo-arancio.

Zircone. In piccoli cristalli arrotondati con alto rilievo, colori di interferenza del terzo ordine.

Apatite. In piccoli cristalli con abito prismatico, colori di interferenza sul grigio.

Tormalina. In piccoli cristalli a base ditrigonale, debolmente pleocroica, giallo pallido a nicol paralleli, colori di interferenza sul rossiccio.

Minerali opachi: piccoli cristalli sempre estinti.

5.1.7 Paragneiss (AN-03, TU-03, FA-01, SS-05, NE-02, NE-03)

Il paragneiss presenta una struttura gneissica con un'alternanza di livelli granoblastici e livelli lepidoblastici in cui i cristalli seguono l'orientazione generale della roccia.

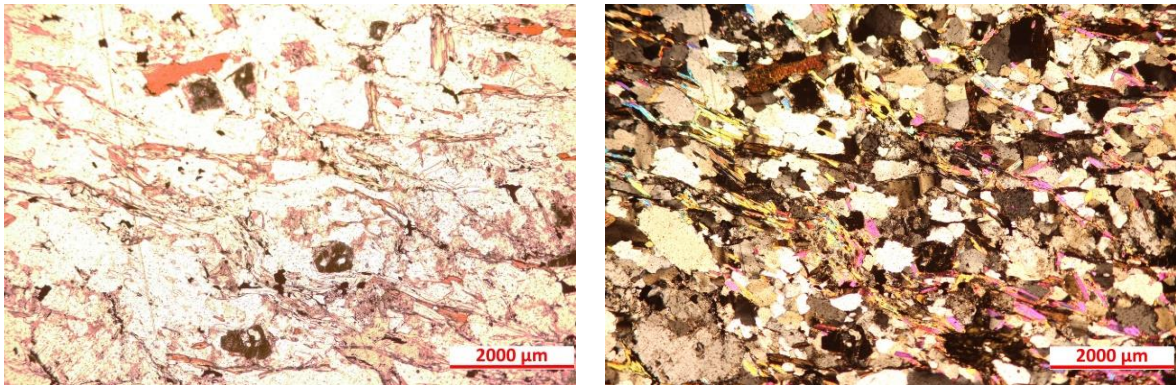


Fig. 5.18 a,b. Letto granoblastico con alternanza di livelli di muscovite (campione AN-03). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

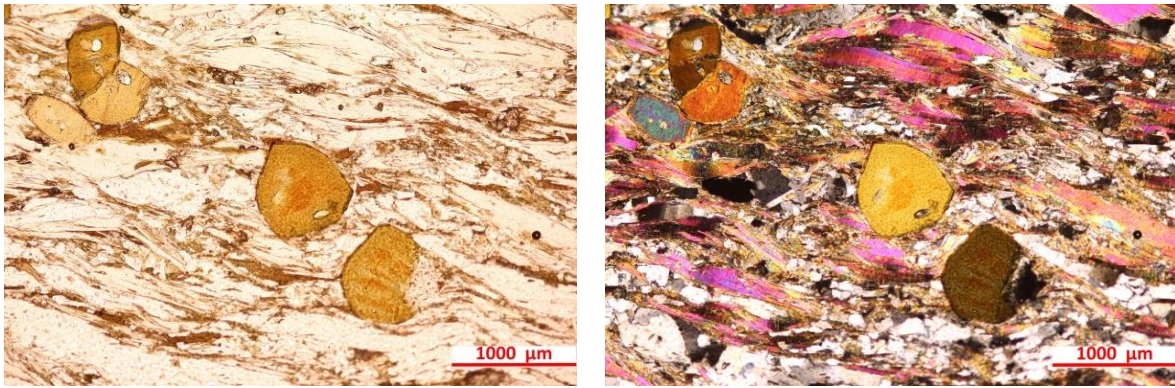


Fig. 5.19 a,b. In primo piano sezioni basali di tormalina (campione TU-03, paragneiss a tormalina). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

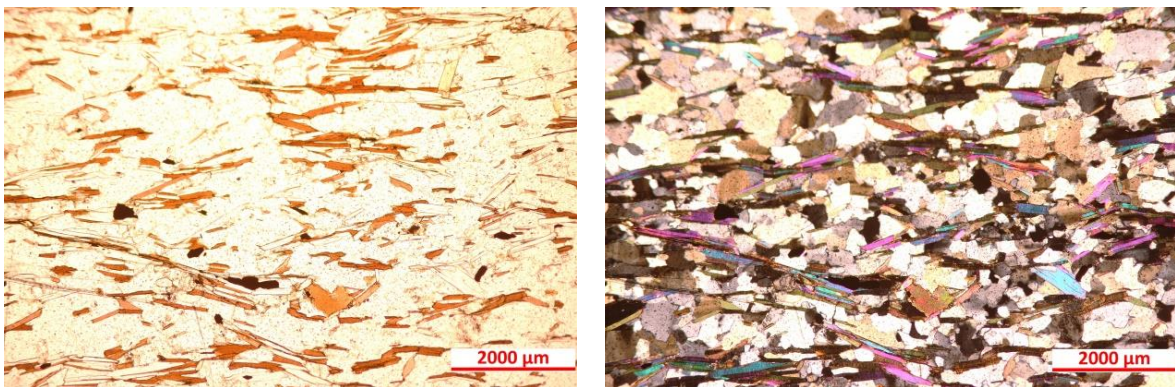


Fig. 5.20 a,b. Alternanza di livelli granoblastici a quarzo e plagioclasio e livelli di biotite (campione FA-01). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

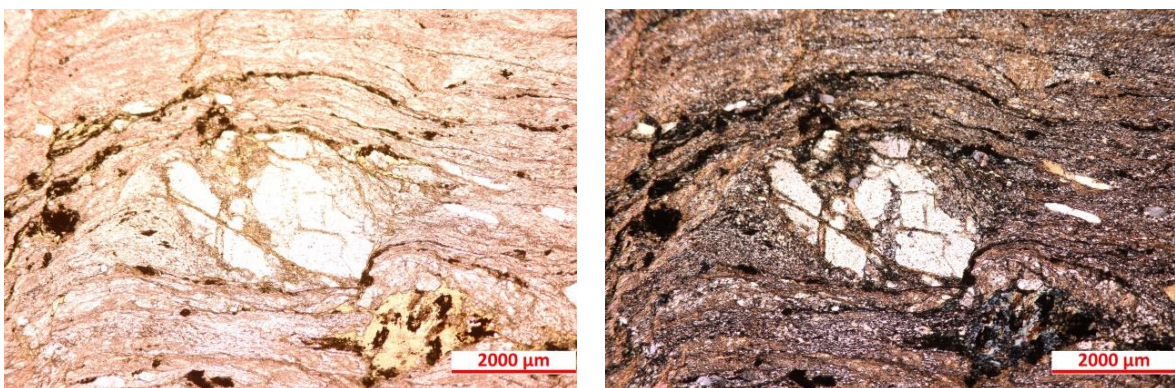


Fig. 5.21 a,b. Porfiroclasto di quarzo in letto lepidoblastico (campione SS-05). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

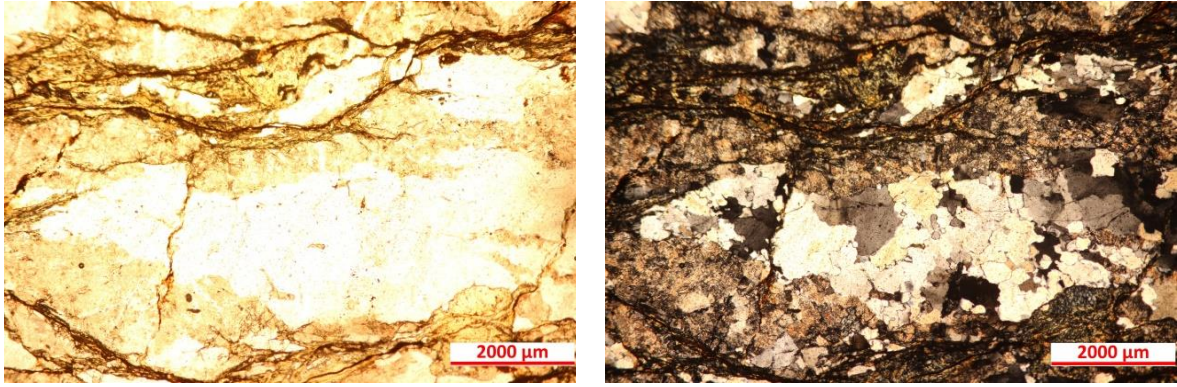


Fig. 5.22 a,b. Livello granoblastico a quarzo e plagioclasio con alterazione in caolino e livelli di biotite cloritizzata (campione NE-02). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

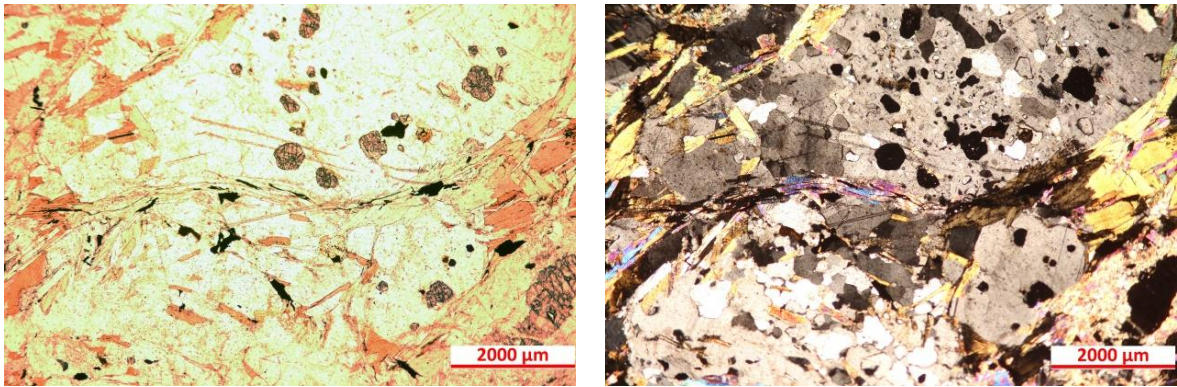


Fig. 5.23 a,b. Inclusi di granato isodiametrico in porfiroblasto di plagioclasio (campione NE-03). a) a nicol paralleli b) a nicol incrociati.

I componenti mineralogici in ordine decrescente di abbondanza sono: plagioclasio, quarzo, muscovite, biotite, clorite, granato, tormalina, staurolite, minerali opachi, zircone, apatite.

Plagioclasio. In cristalli allungati nei letti granoblastici, incolori a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza sul grigio. Localmente alterato in caolino (campione NE-02).

Quarzo. In cristalli allotriomorfi nei livelli granoblastici, incolori a nicol paralleli e con massimi colori di interferenza bianco-grigio.

Muscovite. In cristalli con abito lamellare nei letti lepidoblastici, con colori di interferenza del terzo ordine.

Biotite. In cristalli con abito lamellare, pleocroica sulle colorazioni del marrone-rossastro a nicol paralleli e massimi colori di interferenza del terzo ordine.

Clorite. Minerale di alterazione della biotite, con colorazione sul verde a nicol paralleli, e colori di interferenza anomali sul grigio.

Granato. Minerale, spesso alterato; forma cristalli idiomorfi come relitto all'interno dei plagioclasti. Alto rilievo e sempre estinto a nicol incrociati.

Zircone. Minerale accessorio presente in piccoli cristalli arrotondati, alto rilievo e massimi colori di interferenza del secondo ordine.

Apatite. In piccoli cristalli prismatici con colori di interferenza sul grigio.

Tormalina. Minerale accessorio in piccoli cristalli a base ditrigonale; presenta una colorazione giallo pallido a nicol paralleli, debolmente pleocroica, colori di interferenza sul rossiccio e arancione scuro a nicol incrociati. La Tormalina è considerato un minerale accessorio, ma nel caso del campione TU-03 si trova presente in quantità tale da poterlo definire tra i minerali principali. Il campione è dunque definibile come paragneiss a tormalina, è debolmente milonitizzato e la tormalina in questo caso si presenta in cristalli di dimensioni millimetriche, con forma ditrigonale localmente forma aggregati.

Staurolite. Minerale con abito prismatico, pleocroico dal bianco al giallino a nicol paralleli e colori di interferenza del primo ordine sul giallo-arancio.

5.2 Caratterizzazione Geochimica

La caratterizzazione degli elementi maggiori, minori e in traccia presenti nei vari litotipi è stata effettuata tramite l'analisi delle compresse con l'XRF dei campioni di roccia prelevati nella prima fase di campionamento.

Le analisi ottenute dai campioni delle Alpi Orientali sono stati confrontati con le analisi effettuate tramite ICP-MS di campioni esistenti sui quali si effettuarono le stime petrovolumetriche della crosta (Mazzoli et al., 2003).

La composizione chimica dei litotipi studiati viene mostrata nella tabella 5.1 che riporta la sigla del campione e tutti i contenuti degli elementi caratterizzanti. In tabella 5.2 invece, si presentano i risultati delle analisi di Mazzoli et al. (2003) espressi come valori medi.

Tabella 5.2. Analisi chimiche dei campioni (XRF) (bdl = below detection limit)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Cr	Ni	Sc	V	La	Ce
AN-01	74,27	0,20	12,92	1,93	0,03	1,14	0,77	3,06	5,43	0,16	273	79	35	120	13	280	2	4	4	23	15	26
AN-02	66,95	0,40	15,45	3,76	0,09	2,16	4,25	3,24	3,34	0,20	153	653	18	129	12	625	9	6	7	35	21	43
AN-03	60,56	0,91	18,78	7,90	0,07	4,61	1,24	1,55	4,03	0,13	130	268	39	230	19	1048	119	48	19	149	29	75
AN-04	64,05	0,82	16,15	6,81	0,10	4,13	1,26	2,42	3,91	0,17	142	222	33	222	21	812	101	40	17	111	34	73
AN-05 1	73,05	0,04	15,64	1,09	0,03	0,86	0,90	3,95	4,27	0,13	259	51	26	51	25	17	bdl	2	2	23	7	15
AN-05 2	73,28	0,05	16,49	0,91	0,01	0,69	0,47	4,95	2,99	0,12	218	57	4	29	22	35	bdl	2	3	20	0	bdl
CS-01	62,37	0,65	15,10	6,86	0,11	4,36	5,00	2,56	2,69	0,15	98	234	32	163	12	622	49	15	21	111	19	50
FA-01	59,07	0,95	18,90	8,38	0,07	4,32	0,64	1,22	6,09	0,13	374	196	34	232	22	1100	109	45	16	117	41	94
FA-02	72,86	0,11	14,40	1,76	0,03	0,92	0,48	3,24	5,85	0,28	516	26	22	71	18	62	3	4	2	25	0	8
FA-03	67,41	0,46	14,69	4,42	0,09	2,72	2,85	2,77	4,31	0,14	202	207	39	178	14	605	15	6	15	44	32	47
FA-04	67,58	0,54	14,56	4,69	0,10	2,63	3,16	2,43	3,98	0,18	190	208	39	189	17	585	13	6	14	40	47	96
FA-05	69,51	0,44	15,49	4,37	0,06	3,31	0,25	4,83	1,56	0,12	95	73	22	205	20	52	15	6	12	63	18	23
NE-01	66,20	1,00	16,64	7,99	0,04	3,01	0,21	1,21	3,41	0,14	141	71	33	284	28	483	105	45	14	136	31	72
NE-02	61,29	0,78	16,15	8,20	0,12	5,28	2,69	2,26	2,85	0,19	126	261	32	195	15	1024	60	18	27	101	40	89
NE-03	59,99	0,91	17,54	8,26	0,10	5,27	2,07	2,19	3,19	0,26	131	339	39	236	18	983	112	50	18	130	40	83
SS-01	59,57	0,92	21,21	8,25	0,08	3,18	0,18	0,90	5,36	0,14	220	101	47	282	30	962	103	50	17	114	51	105
SS-02	51,49	1,28	25,94	10,78	0,10	3,16	0,19	1,36	5,32	0,16	275	183	51	217	28	794	154	57	24	171	70	133
SS-03	57,68	0,92	20,34	8,87	0,09	5,00	1,09	1,73	3,90	0,17	148	327	37	200	20	1064	131	27	22	148	13	37
SS-04	56,53	1,06	18,73	10,14	0,10	5,81	1,64	2,30	3,24	0,23	141	340	40	258	22	871	139	41	22	152	36	69
SS-05 1	66,87	0,67	15,71	5,57	0,06	2,40	1,26	3,71	3,35	0,19	133	81	46	297	29	1045	29	16	11	43	47	99
SS-05 2	65,33	0,70	17,44	5,67	0,06	2,59	0,69	2,51	4,62	0,19	175	61	47	312	30	1050	36	19	11	50	49	106
TU-01	72,80	0,11	14,90	1,48	0,03	0,97	0,61	3,04	5,67	0,32	441	30	20	70	18	59	4	3	2	23	5	4
TU-02	60,41	0,82	19,12	8,09	0,10	4,25	1,06	1,35	4,47	0,13	172	201	39	249	24	908	102	42	16	111	42	87
TU-03	62,81	0,90	16,87	7,39	0,09	4,03	1,13	2,11	4,31	0,16	277	217	39	281	25	821	101	44	17	130	38	70
TU-04	76,25	0,03	13,87	0,84	0,02	0,78	0,35	4,02	3,74	0,06	226	57	13	51	22	51	bdl	3	bdl	24	3	bdl
TU-05	62,95	1,04	16,22	7,96	0,10	4,09	1,59	1,85	3,88	0,14	205	172	29	206	21	530	119	40	17	170	20	43

Tabella 5.3. Analisi chimiche (ICP-MS) dei campioni di Mazzoli et al., 2003.

	Litotipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
PD1	amph (Durrek)	51,71	2,02	13,50	14,10	0,22	5,57	8,04	3,69	0,35	0,24	0,64	100,07
PD2	Tures augen ogn	72,74	0,22	13,81	1,98	0,03	0,41	0,95	3,48	4,65	0,18	1,10	99,54
PD3	fine-grained pgn (Riva)	65,33	0,76	15,39	5,63	0,08	2,62	2,46	3,31	2,78	0,21	1,28	99,84
PD4	pgn (Durrek)	64,74	0,86	17,39	6,65	0,06	1,86	0,30	1,37	3,50	0,13	2,87	99,74
PD5	phylionites (Durrek)	57,96	0,99	21,43	8,13	0,09	2,34	0,29	1,43	3,88	0,14	3,63	100,31
PD6	pgn (Durrek)	63,04	1,02	17,60	7,13	0,07	2,09	0,56	2,45	3,03	0,18	2,74	99,90
PD11	contact metapalites	59,06	0,94	19,65	8,81	0,23	2,43	0,72	1,53	4,05	0,20	2,32	99,96
PD12	amph	40,97	3,38	12,12	15,22	0,32	8,02	13,83	1,31	1,34	0,72	2,88	100,12
PD13	grt-st paragneiss	64,49	0,79	16,10	6,09	0,09	2,55	1,70	3,19	2,69	0,23	2,09	99,97
PD14	Anterselva ogn	74,23	0,13	13,34	1,59	0,03	0,32	0,70	3,29	5,21	0,19	0,91	99,93
PD15	Casies ogn	71,33	0,12	14,54	2,49	0,04	0,30	1,76	3,84	3,73	0,10	0,81	99,05
PD16	augen ogn	67,69	0,53	14,95	4,16	0,07	1,17	2,36	3,21	3,79	0,20	1,43	99,55
PD17	Pustertal phyllites	68,85	0,71	14,29	5,15	0,06	1,49	0,81	1,13	3,10	0,13	3,42	99,15
PD18	fine-grained pgn	67,12	0,73	13,91	5,63	0,06	3,04	1,16	2,79	2,67	0,19	2,03	99,32
PD19	migmatitic pgn	63,80	0,78	17,26	5,98	0,08	1,93	1,23	2,16	3,55	0,16	2,76	99,69
PD20	ogn (N-DAV)	73,49	0,02	14,85	0,65	0,05	0,06	0,82	4,34	4,01	0,08	0,74	99,10
PD21	ogn (S-DAV)	75,47	0,04	13,41	1,26	0,03	0,04	0,39	3,32	4,46	0,31	1,12	99,83
PD22	ms (S-DAV)	63,29	0,86	17,72	6,93	0,10	2,16	0,79	1,35	3,89	0,13	2,27	99,48
PD23	pgn (S-DAV)	70,68	0,87	13,96	4,96	0,09	1,58	1,18	2,15	2,59	0,15	1,46	99,68
PD28	phyllites	64,55	0,86	17,20	5,25	0,06	1,69	0,83	2,13	3,44	0,17	3,14	99,31

	Rb	Ba	K	Tb	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Ln	Y	Sr	Zr
PD1	8,83	56,83	2891,69	1,96	0,55	10,83	1,20	12,37	28,33	3,98	20,88	6,28	2,51	7,78	1,39	9,66	2,15	6,77	1,04	6,92	1,01	62,00	103,67	191,00
PD2	152,67	489,67	38560,47	10,76	3,78	10,23	2,73	24,10	47,67	5,39	21,42	4,89	0,71	5,14	0,91	5,95	1,22	3,66	0,56	3,54	0,50	39,00	79,50	116,83
PD3	104,00	749,89	23096,62	13,37	2,84	16,56	2,42	38,90	76,33	8,34	34,20	6,74	1,33	5,38	0,88	5,10	1,02	2,81	0,45	2,94	0,41	31,44	263,44	224,89
PD4	159,11	560,67	29082,92	15,43	2,59	16,22	2,47	47,03	91,22	9,32	37,73	7,23	1,57	5,12	0,80	4,96	1,01	2,80	0,45	2,81	0,45	29,22	100,89	223,78
PD5	187,89	586,00	32237,49	17,42	2,67	18,33	2,18	54,78	105,22	10,96	43,12	8,38	1,77	5,86	0,95	5,74	1,13	3,16	0,48	3,19	0,53	32,56	110,00	165,44
PD6	143,11	518,22	25144,32	15,44	2,96	18,89	2,76	46,06	91,11	9,61	38,21	7,57	1,69	6,52	1,02	5,55	1,12	3,16	0,49	2,99	0,46	33,11	107,33	229,89
PD11	182,22	744,78	33648,75	17,62	3,45	21,11	3,17	54,02	111,67	11,60	45,38	8,95	1,84	8,01	1,25	6,67	1,35	3,93	0,60	3,58	0,54	41,44	124,44	210,56
PD12	35,56	262,89	11151,68	5,88	1,67	69,89	4,89	53,84	111,11	11,76	49,23	9,90	3,53	8,57	1,20	5,76	0,99	2,42	0,30	1,67	0,19	29,22	353,78	295,11
PD13	107,13	720,00	22341,41	12,69	3,40	12,63	2,80	36,16	72,75	7,89	31,68	6,38	1,50	5,82	0,91	4,99	1,02	3,02	0,47	2,82	0,43	32,38	240,38	218,25
PD14	259,75	185,75	43250,82	7,05	1,87	10,18	4,80	11,68	24,25	2,59	10,78	2,80	0,32	3,30	0,65	3,91	0,79	2,30	0,33	1,88	0,24	25,00	40,50	77,25
PD15	127,00	817,00	30985,35	10,28	2,13	9,70	3,85	28,60	54,50	6,09	24,93	5,33	0,95	4,22	0,58	2,49	0,43	1,17	0,16	0,94	0,13	13,75	144,75	114,50
PD16	147,25	735,25	31483,44	11,64	2,90	13,75	3,43	32,58	64,00	6,77	27,55	5,81	1,08	5,40	0,97	5,50	1,14	3,54	0,55	3,32	0,50	34,75	196,25	172,25
PD17	133,71	546,57	25746,51	12,47	2,24	14,43	2,56	37,87	72,86	7,94	31,74	6,07	1,30	5,48	0,86	4,53	0,93	2,81	0,41	2,50	0,36	28,00	99,14	234,14
PD18	113,63	519,25	22144,25	13,43	2,77	12,63	2,74	38,70	75,50	8,16	33,61	6,52	1,33	5,76	0,91	4,92	0,99	2,92	0,43	2,75	0,41	30,25	127,38	240,88
PD19	172,50	635,90	29503,33	15,01	3,64	15,70	2,60	39,25	77,00	8,37	33,86	6,81	1,41	6,04	0,98	5,12	1,01	2,93	0,43	2,64	0,39	31,60	153,60	208,70
PD20	227,80	103,00	33322,22	1,82	4,88	9,52	5,62	5,38	10,00	1,17	4,58	1,70	0,36	2,76	0,59	3,49	0,64	1,74	0,24	1,30	0,16	22,20	60,20	26,80
PD21	503,00	28,60	37024,69	3,96	7,31	19,20	5,78	2,13	5,40	0,65	2,36	1,05	0,02	1,34	0,30	1,64	0,27	0,66	0,10	0,59	0,07	9,60	12,20	35,20
PD22	230,40	853,90	32284,53	16,97	4,25	17,20	3,57	44,43	86,50	9,27	37,28	7,13	1,49	6,18	1,01	5,40	1,09	3,24	0,48	2,95	0,45	34,20	197,00	231,60
PD23	160,22	569,33	21463,99	19,80	3,93	18,56	3,93	47,71	95,44	10,16	40,91	7,63	1,67	6,71	1,07	5,72	1,17	3,53	0,51	3,19	0,49	37,56	175,33	457,56
PD28	148,63	841,50	28557,16	16,01	2,88	17,09	2,65	46,96	90,00	9,44	38,24	7,28	1,53	6,10	0,98	5,20	1,04	3,15	0,48	2,97	0,44	31,50	143,25	273,38

Qui di seguito in figura 5.24 vengono plottati in un grafico ternario ACF i dati relativi alle analisi chimiche, di cui le tabelle relative sopra, dei litotipi campionati per questo studio in relazione ai litotipi analizzati da Mazzoli et al. (2003).

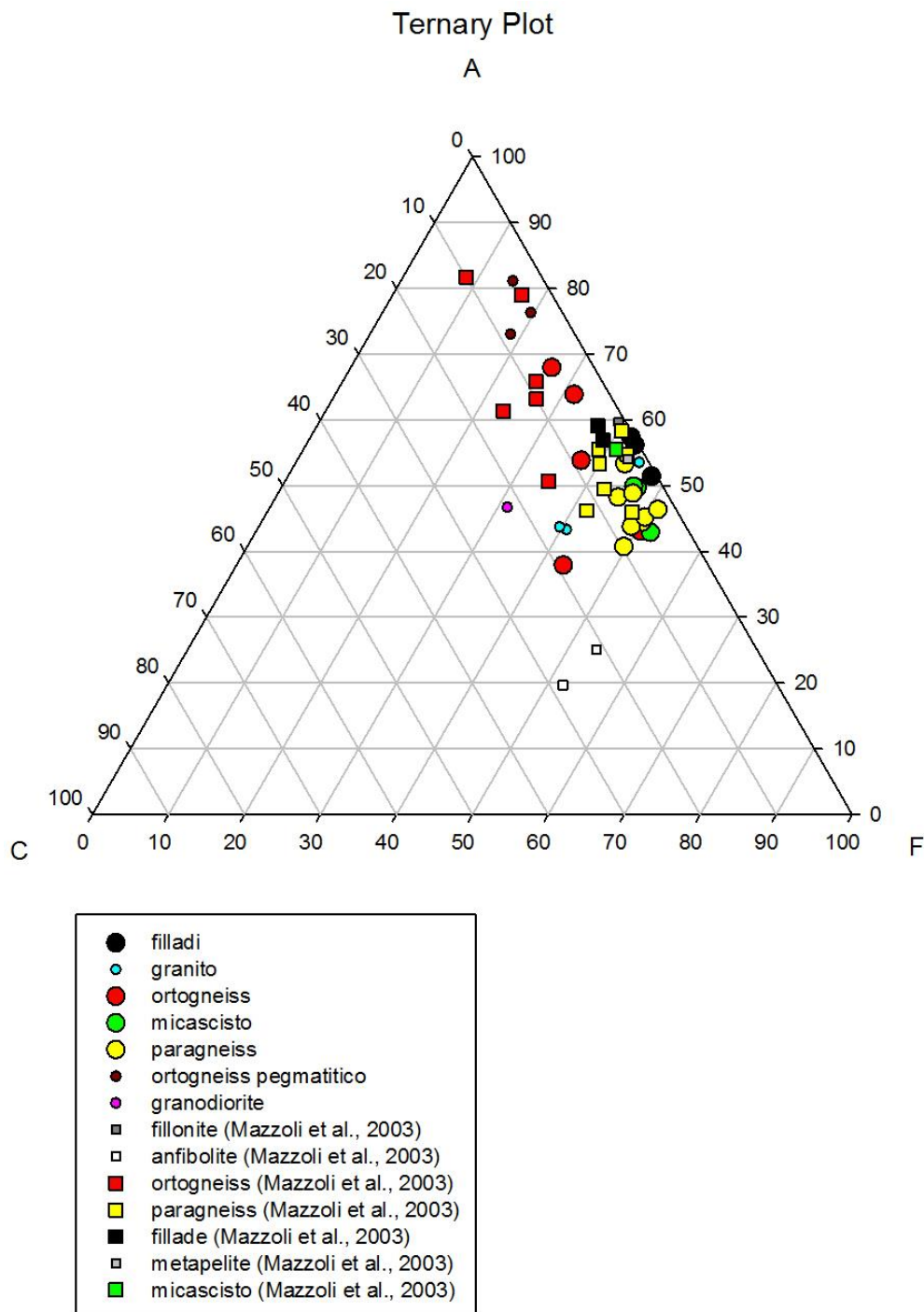


Fig. 5.24. Diagramma ternario ACF con plot dei dati medi relativi ai campioni delle Alpi Orientali prelevati per questo studio, evidenziati con dei pallini colorati ed i dati medi di Mazzoli et al. (2003) evidenziati da quadratini colorati. Le litologie in comune che possono essere confrontate sono: filladi (in nero), ortogneiss (in rosso), micascisti (in verde) e paragneiss (in giallo). Si nota come, per queste litologie le corrispondenze compositive siano concordi. (A= $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$; C= $CaO-(0,33*P_2O_5)$; F= $FeO+MgO+TiO_2$)

I dati della radioattività dei litotipi attraversati dai transetti, ottenuti con le analisi in spettrometria- γ sulla granulometria 1000-4000 μm , sono riportati nella tabella 5.3, che riporta le misurazioni di tutti i prodotti della sequenza di decadimento.

Tabella 5.3. Analisi di radioattività dei campioni (spettrometria- γ) (LoD = limit of detection)

CAMPIONI	LITOTIPI	^{210}Pb	^{234}Th	^{214}Pb	^{214}Bi	^{226}Ra	^{226}Ra corretto	^{234}Pa	^{228}Ac
AN-01	ortogneiss	34	<LoD	66	51	79	46	356	<LoD
AN-02	granodiorite	55	57	93	76	131	76	603	41
CS-01	ortogneiss	23	31	34	26	51	29	237	69
FA-03	granito	47	46	63	52	77	45	274	46
FA-04	granito	24	35	36	41	<LoD	<LoD	390	97
FA-05	granito	33	33	56	48	77	44	186	86
NE-03	paragneiss	50	46	65	58	67	39	1038	63
FA-01	paragneiss	15	26	32	32	45	26	302	57
NE-02	paragneiss	<LoD	15	16	14	33	19	231	26
SS-01	fillade	21	25	34	24	60	35	<LoD	52
SS-02	fillade	24	36	48	48	85	49	728	87

CAMPIONI	^{212}Pb	^{212}Bi	^{208}Tl	^{235}U	^{207}Bi	^{40}K	^7Be	^{22}Na	^{137}Cs
AN-01	33	56	11	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD	7	<LoD
AN-02	46	59	15	<LoD	<LoD	1040	<LoD	<LoD	<LoD
CS-01	50	75	13	<LoD	<LoD	782	<LoD	<LoD	<LoD
FA-03	48	<LoD	17	3	<LoD	1264	<LoD	<LoD	<LoD
FA-04	91	152	34	<LoD	<LoD	1399	<LoD	<LoD	<LoD
FA-05	74	79	24	<LoD	<LoD	649	<LoD	<LoD	<LoD
NE-03	68	63	20	<LoD	<LoD	1107	<LoD	<LoD	<LoD
FA-01	57	55	18	<LoD	<LoD	1325	<LoD	<LoD	1
NE-02	29	71	11	<LoD	<LoD	695	21	2	2
SS-01	51	34	16	0	<LoD	1100	4	<LoD	<LoD
SS-02	82	116	28	<LoD	<LoD	1352	<LoD	<LoD	<LoD

Osservando i dati relativi al ^{226}Ra , parametro importante al fine di valutare l'emissione di ^{222}Rn , si nota che i valori sono piuttosto variabili, il più elevato corrisponde alle granodioriti delle Vedrette di Ries, i graniti e le filladi presentano mediamente gli stessi valori, i più bassi si rilevano nei paragneiss.

6. FAGLIE ED EMANAZIONE DI RADON

Tra le considerazioni iniziali vi era quella che le faglie possano fungere da canali permeabili per la fuoriuscita di gas quali Radon ed i suoi *carrier gas* e dunque possano teoricamente essere considerate come un mezzo per l'amplificazione dell'emissione di gas radiogenico. A tal proposito si è deciso di effettuare una misurazione *in situ* di *soil radon* su tre transetti con andamento perpendicolare al Lineamento Periadriatico, per valutare l'effetto che questo ha sull'emissione e di conseguenza sul *Radon Indoor*.

Vengono qui di seguito discussi i risultati ottenuti relativi ai tre transetti.

6.1 Transetto 1 (Molini)

I dati relativi alle misurazioni del primo transetto sono riportati nelle tabelle 6.1 dove si possono vedere i valori di Radon, Thoron, il loro rapporto isotopico ed i valori relativi agli altri gas quali CO₂, H₂, O₂.

Tabella 6.1. Dati relativi al Transetto 1, Molini.

T 1	CO ₂	O ₂	H ₂	Rn	Tn	Rn/Tn
	% vol	% vol	ppm	kBq/m ³	kBq/m ³	
B01	2,4	19,1		28,4	25,2	1,1
B02	4,6	17,6		32,4	44	0,7
B03	2,2	19,4		18	25,7	0,7
B04	3	18,5		10,8	17,5	0,6
B05	5,6	16,5	45	16,8	16,7	1,0
B06	6,8	14,3		8	15,2	0,5
B07	4,4	17,6	40	10,6	31,7	0,3
B08	8	16,5		40,1	18,9	2,1
B09	4,2	17,9		30,8	9,4	3,3
B10	4,2	18		45	18	2,5
B11	0,6	20,4		7,8	5,6	1,4
A16	0,6	20,3		40,5	31,4	1,3
B12	7	14,9	20	25	8,3	3,0
A15	1,4	19,8		22,2	18,4	1,2
A14	2,8	18,9	10	45,1	17,8	2,5
A13	1,6	19,5	145	15,1	22,3	0,7
A12	1,6	19,6	20	17,7	14	1,3
A11	0,6	20,3	15	34,5	18	1,9
00-1	3,4	18,3		112	19,8	5,6
00-2	3	18,4		105	26,4	4
A10	0,8	19,9	15	25,6	7,8	3,3
A09	0,2	20,4		19,6	8,6	2,3
A08	0,4	20,3	25	12,5	7	1,8
A07	1,2	19,7		38,5	9,6	4,0
A05	1	19,8		35	19,5	1,8
A06	0,2	20,3		15	7,3	2,0
A04	2,8	18,5	15	118	15,8	7,5
A03	1,6	19,3	25	59,5	14,2	4,2
A01	0,4	20,2		41,1	1,7	24
E03	1,4	19,5	25	52,9		
E02	0,8	20,8	20	18,4		
E01	0,8	19,9	10	7,5		

In figura 6.1 si riporta il grafico dei dati relativi al Transetto 1: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon e Thoron espressi in kBq/m^3 .

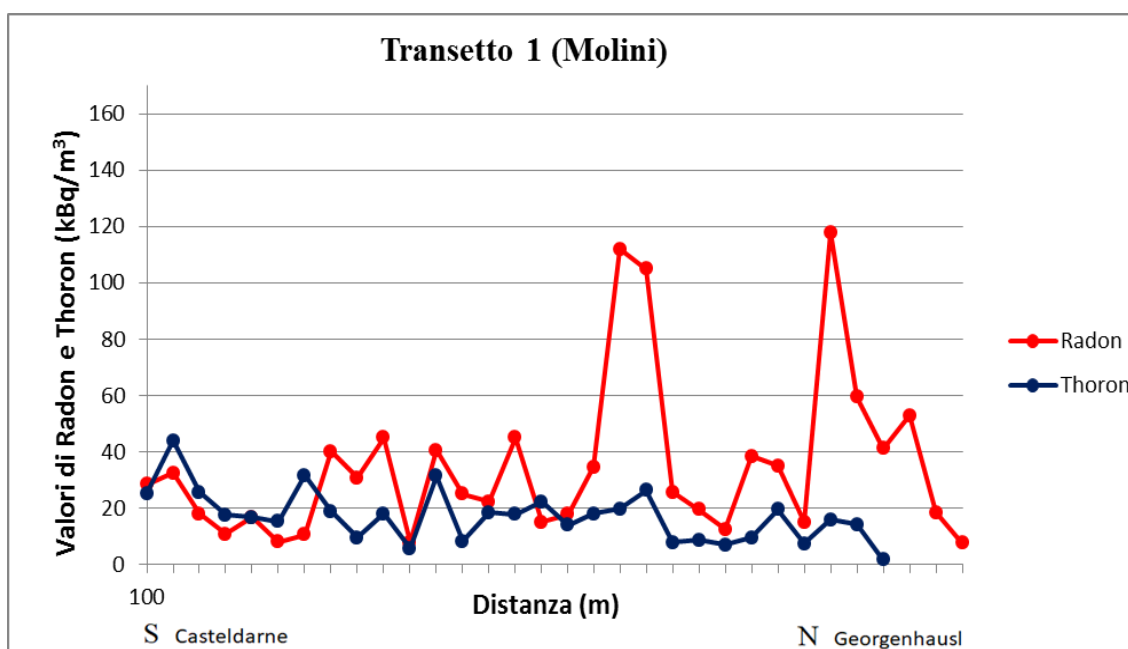


Fig. 6.1. Grafico dei dati relativi ai valori di emissione di Radon in rosso e di Thoron in blu.

Dal grafico possiamo notare che i valori di Radon sono generalmente sempre maggiori dei rispettivi valori di Thoron per ogni misurazione effettuata, tranne nei primi 600 metri nei quali il Thoron risulta avere valori maggiori. I picchi più elevati di Radon rilevato sono pari a 105 kBq/m^3 , 112 kBq/m^3 e 118 kBq/m^3 e sono accompagnati da bassi valori di Thoron rispettivamente pari a $26,4 \text{ kBq/m}^3$, $19,8 \text{ kBq/m}^3$ e $15,8 \text{ kBq/m}^3$.

È possibile dunque ipotizzare che la zona di faglia si collochi nei punti in cui l'emissione di Radon è massima, più ci si allontana dalla fascia di faglia, più i valori di Radon diminuiscono. I valori di Thoron invece non presentano alcun picco significativo ed hanno valori mediamente bassi.

Possiamo ipotizzare che l'andamento di Radon e Thoron sia conforme con la loro emivita: nei punti in cui sono presenti i picchi di Radon il Thoron è molto basso e quindi si può supporre che il radon sia molto profondo in quanto il Thoron, avendo un'emivita pari a solo 55 secondi sia già decaduto quasi completamente durante la risalita e quindi sia rilevabile solo in minime quantità.

Rappresentando i dati in carta (Fig. 6.2) utilizzando una simbologia graduata è possibile avere un quadro più chiaro delle misurazioni e dei relativi dati:

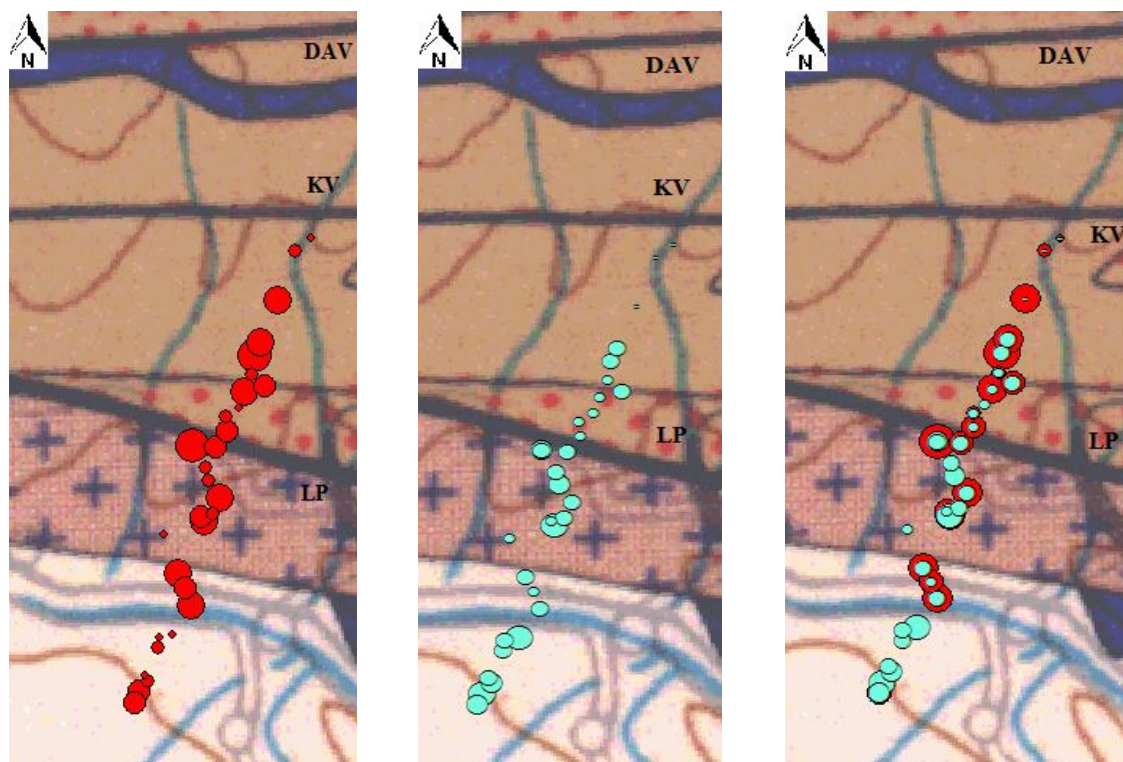


Fig. 6.2. Transecto 1 rappresentato utilizzando una simbologia graduata (proporzionalità diretta tra diametro dei simboli e valori): in rosso i valori di Radon, in azzurro i valori di Thoron. Nella prima figura i valori di Radon, nella seconda figura i valori di Thoron e nella terza figura i valori a confronto. LP=Lineamento Periadriatico, KV=linea Kalkstein-Vallarga, DAV=linea Defereggen-Anterselva-Valles.

Come si può notare, nella zona più meridionale, lontano dal Lineamento Periadriatico (LP) i valori di Thoron sono più elevati dei valori di Radon che si presentano in genere sempre più elevati dei valori di Radon. Man mano che ci si avvicina alla zona di faglia i valori di Radon aumentano e i relativi picchi si riscontrano in prossimità del Lineamento Periadriatico. I valori di picco non coincidono esattamente con la posizione della faglia sulla carta che in realtà è posizionata più a nord. Consideriamo che la scala della Carta Strutturale dell'Italia è a scala 1:500000, e la posizione del lineamento non può essere precisa nel dettaglio.

In figura 6.3 si riporta il grafico di confronto tra l'emissione di Radon e la concentrazione di CO₂ nel suolo: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon (kBq/m³) ed i valori di CO₂ (% vol).

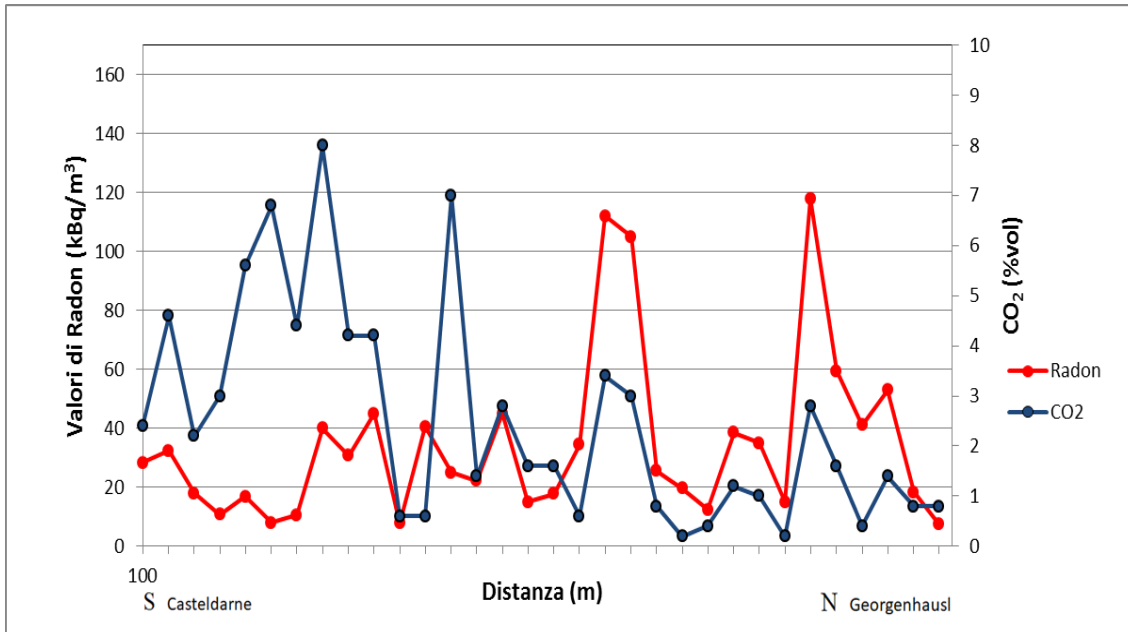


Fig. 6.3. Grafico di confronto tra emissione di ^{222}Rn (in rosso) e CO_2 (in blu).

Dal grafico possiamo notare che i picchi di emissione di Radon corrispondono ai picchi di concentrazione della CO_2 . Questa osservazione è coerente con il fatto che la CO_2 rappresenta il *carrier gas* più comune per il Radon e dunque a picchi di Radon possono corrispondere elevate concentrazioni di CO_2 . Nella parte iniziale del grafico i valori di CO_2 sono piuttosto elevati e superano quelli di Radon mantenendo però lo stesso andamento.

In figura 6.4, infine, si riporta il grafico del rapporto isotopico Rn/Tn. In X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y il rapporto isotopico Rn/Tn.

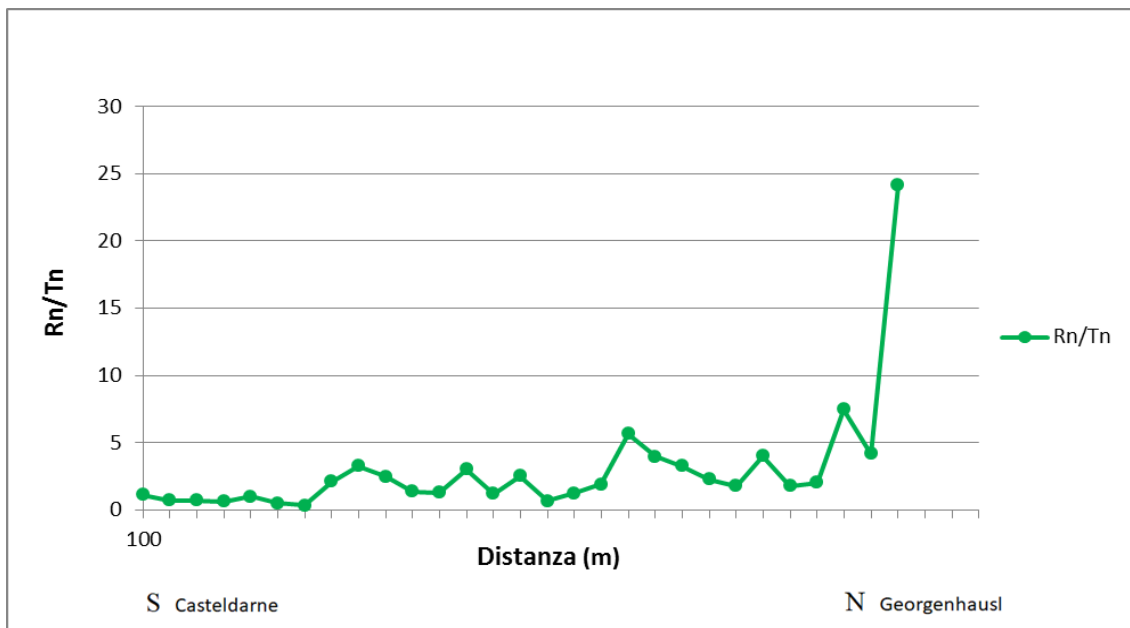


Fig. 6.4. Andamento del rapporto isotopico Rn/Tn.

La variabilità della CO₂ dipende da diversi fattori tra cui la presenza di materiale organico. I primi punti di misurazione infatti, sono stati effettuati nel sottobosco in presenza di alberi e radici che contribuiscono ad aumentare in modo notevole la concentrazione della CO₂.

Il rapporto isotopico è un fattore importante per la valutare il contributo effettivo della faglia. Nel grafico si nota come inizialmente tutti i valori non subiscano variazioni importanti, la curva poi, subisce un rapido incremento che corrisponde al picco del valore di emissione di Radon, quindi alla posizione della faglia.

6.2 Transetto 2 (Falzes)

I dati relativi alle misurazioni del secondo transetto sono riportati nella tabella 6.2 dove si possono vedere i valori di Radon, Thoron, il loro rapporto isotopico ed i valori relativi agli altri gas quali CO₂, H₂, H₂S, O₂.

Tabella 6.2. Dati relativi al Transetto 2, Falzes.

T 2	CO ₂	O ₂	H ₂	H ₂ S	Rn	Tn	Rn/Tn
	% vol	% vol	ppm	ppm	kBq/m ³	kBq/m ³	
D01	4,2	17,6			70,3	16,6	4,2
D02	2,4	18,8			66,8	15,7	4,2
D04	5	17,8	0,5	10	75,7	10,2	7,4
D05	5,4	17,1			80,4	9,9	8,1
D06	3,6	17,6	25		148	15,5	9,5
D07	2,4	18,9			126	18,8	6,7
D08	1,4	19,8			69,1	13,1	5,3
D09	1,6	19,3			102	8,9	11,5
D10	4,8	17,1			157	12,9	12,2
D11	2,6	18,7	20		118	17	6,9
D12	5,6	16,9	10		76,5	11,7	6,5
D13	4,6	17,2	115		12,7	18	0,7
D14	2,2	19,2			14	17,8	0,8
D15	4,4	17,9			32,6	66	0,5
C01	2,8	18,9			22,2	17,1	1,3
C02	1	20	15		15,5	18,7	0,8
C03	1	20	85		47,1	17	2,8
C04	0,1	20,6			5,7	7,3	0,8
C05	0,4	20,4			7,5	11,2	0,7
C06	0,4	20,4	15		12,8	17,3	0,7
C07	0,8	20,1	80		11,4	12,4	0,9
C08	0,2	20,5			14,4	23,9	0,6
C09	1,4	19,7			8,6	13,9	0,6
C10	2,2	19,4	85		10,4	17,4	0,6
C11	1	20	25		4,7	15,3	0,3
C12	3	19,2	80		17,5	28,1	0,6
C13	2,4	19,3	50		11	18,5	0,6
C14	3	18,9	50		14,2	23,9	0,6
C15	1,6	19,9	20		7,6	32,1	0,2

In figura 6.5 si riporta il grafico dei dati relativi al Transetto 2: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon e Thoron espressi in kBq/m³.

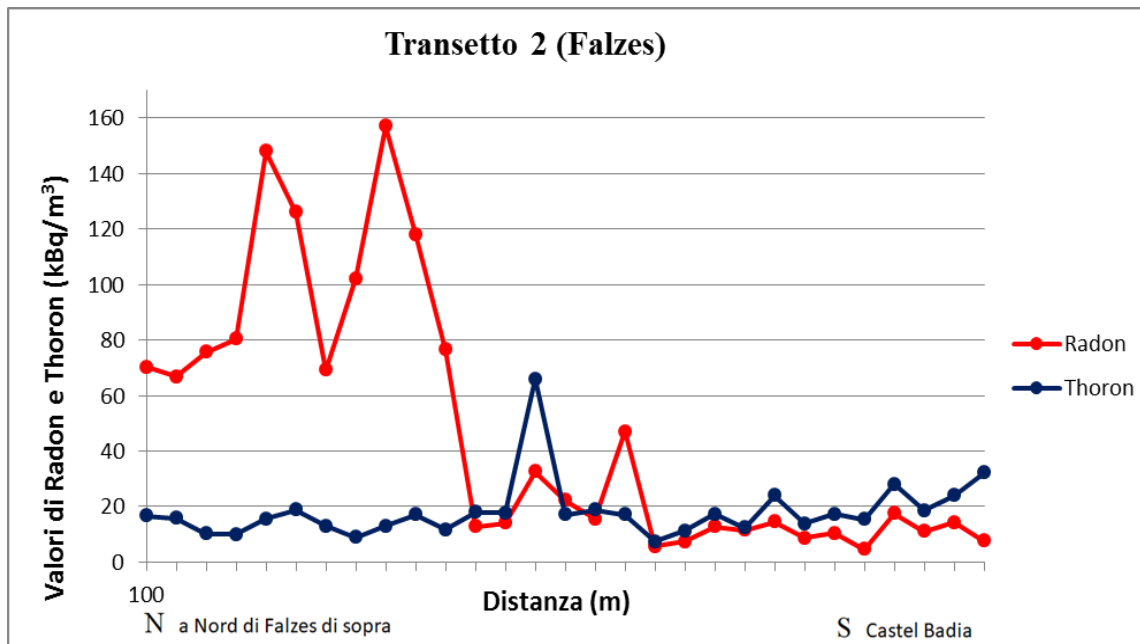


Fig. 6.5. Plot dei dati relativi ai valori di emissione di Radon in rosso e di Thoron in blu.

Dal grafico si può notare che le misure di Radon presentano una zona di picco con valori che variano in un range compreso tra 66,8 e 157 kBq/m³ per poi subire una decrescita drastica raggiungendo valori che non superano i 47,1 kBq/m³, e che i valori di Thoron sono molto bassi rispetto ai valori di Radon.

Questo secondo transetto presenta effettivamente valori molto più elevati di quelli misurati nella zona dove si localizza il primo transetto. Possiamo analogamente ipotizzare che in corrispondenza degli elevati valori di Radon vi sia la zona di faglia e che questi diminuiscono allontanandosi dalla stessa. Analogamente a quanto detto in precedenza, ad elevati valori di Radon corrispondono sempre bassi valori di Thoron che subiscono poi un aumento nel momento in cui decresce il Radon allontanandosi dalla zona di faglia.

È evidente un picco di Thoron, si può ipotizzare che elevati valori di questo tipo siano dovuti ad una sola componente superficiale legata o alla litologia o al tipo di permeabilità del suolo, raramente potrebbe essere legata alla presenza di faglie secondarie.

In figura 6.6 vengono rappresentati i dati relativi al Transetto 2, utilizzando una simbologia graduata è possibile avere un quadro più chiaro delle misurazioni e dei relativi dati.

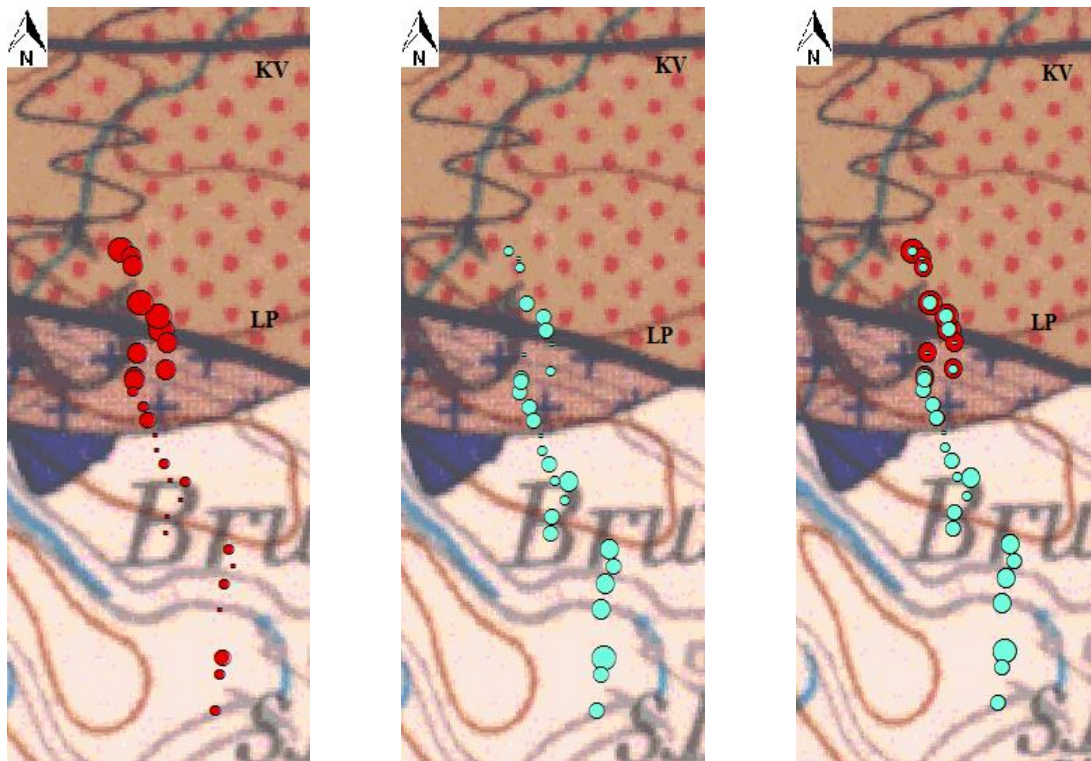


Fig. 6.6. Transetto rappresentato utilizzando una simbologia graduata (proporzionalità diretta tra diametro dei simboli e valori): in rosso i valori di Radon, in azzurro i valori di Thoron. Nella prima figura i valori di Radon, nella seconda figura i valori di Thoron e nella terza figura i valori a confronto. LP=Lineamento Periadriatico, KV=linea Kalkstein-Vallarga.

Come si può notare, i valori di Radon massimi si hanno sulla zona di faglia, in corrispondenza del Lineamento Periadriatico e nella fascia che si estende verso alla Kalkstein-Vallarga. Subiscono poi una evidente decrescita allontanandosi dalla zona di faglia, oltre la quale si ha un aumento dei valori di Thoron. Nella rappresentazione cumulativa vediamo in modo evidente che i picchi di Radon plottati in precedenza si localizzano esattamente in prossimità del Lineamento.

In figura 6.7 si riporta il grafico di confronto tra l'emissione di Radon e la concentrazione di CO₂ nel suolo: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon (kBq/m³) ed i valori di CO₂ (% vol).

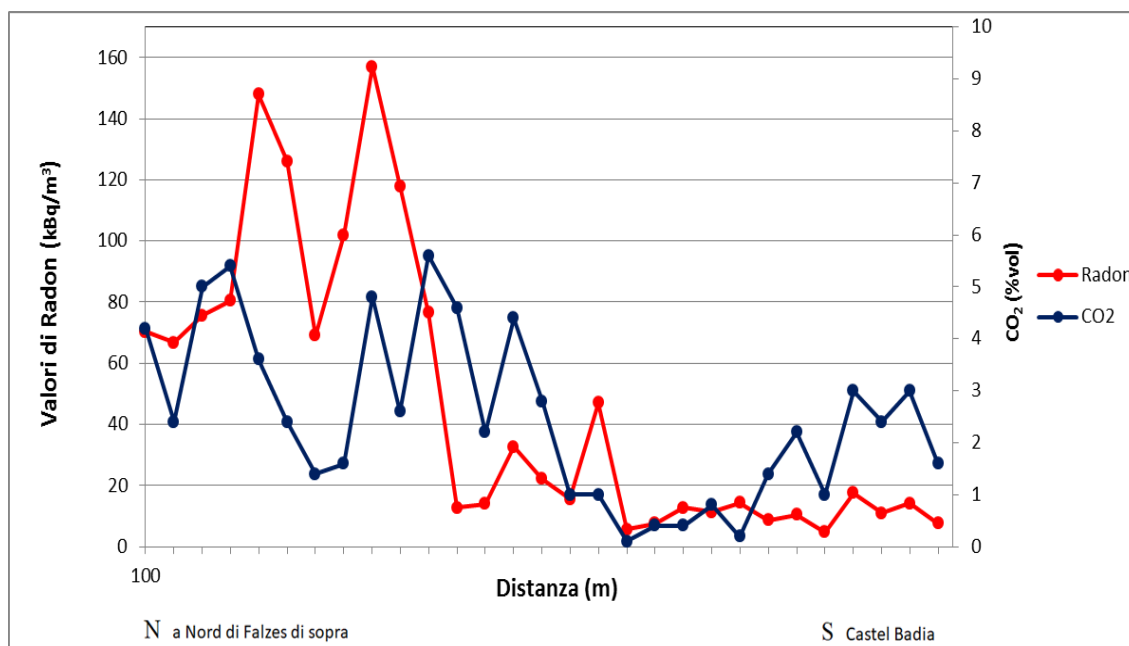


Fig. 6.7. Grafico di confronto tra emissione di ^{222}Rn (in rosso) e CO_2 (in blu).

Dal grafico possiamo notare che i picchi di emissione di Radon corrispondono ai picchi di concentrazione della CO_2 e mostrano il medesimo andamento. Questo è in pieno accordo con il fatto che la CO_2 è il principale *carrier gas* del Radon.

In figura 6.8, infine, si riporta il grafico del rapporto isotopico Rn/Tn . In X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y il rapporto isotopico Rn/Tn .

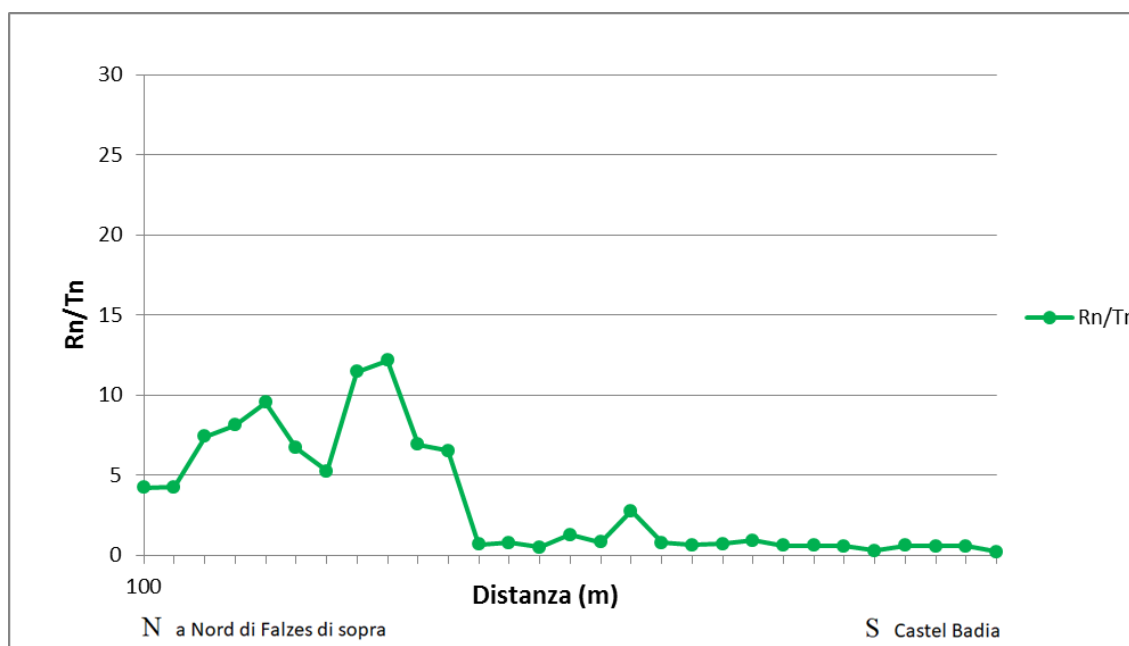


Fig. 6.8. Andamento del rapporto isotopico Rn/Tn .

Anche in questo caso si possono notare i due picchi iniziali corrispondenti ai valori di picco di emissione del Radon. oltre questi due picchi l'andamento del rapporto isotopico non subisce variazioni considerevoli. Il picco di Thoron visibile in figura 6.5 non è più riscontrabile se si effettua il rapporto isotopico. Questo valida maggiormente l'ipotesi che l'elevato valore di emissione sia dovuto ad un effetto della litologia o della porosità del suolo.

6.3 Transetto 3 (Rasun)

Il terzo transetto è localizzato nei pressi di Rasun ed è in direzione perpendicolare al Lineamento Periadriatico. Nella figura 6.9 il transetto sembra a sud della faglia ma nella carta 1 : 500000 il Lineamento è tracciato più a nord rispetto alla sua posizione reale.

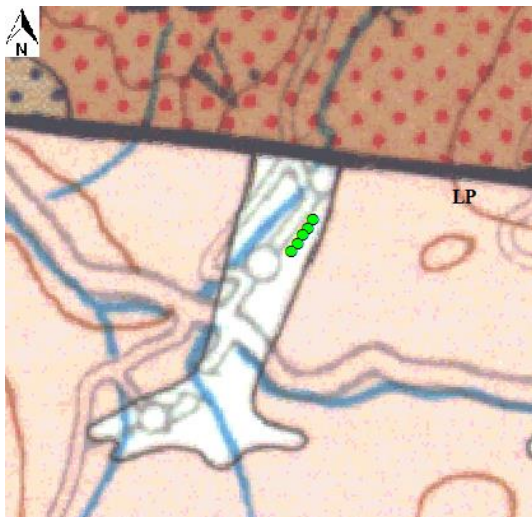


Fig. 6.9. Transetto di Rasun contrassegnato da pallini verdi localizzato in prossimità del Lineamento Periadriatico (LP, in nero).

I dati relativi alle misurazioni di Rn e Tn del terzo transetto sono riportati nelle tabelle 6.3 dove si possono vedere i valori di Radon, Thoron, il loro rapporto isotopico ed i valori relativi agli altri gas quali CO₂, H₂, H₂S, O₂.

Tabella 6.3. Dati relativi al Transetto 3, Rasun.

T 3	CO ₂	O ₂	H ₂	Rn	Tn	Rn/Tn
	% vol	% vol	ppm	kBq/m ³	kBq/m ³	
R01	0,1	20,6	30	7,8	17,6	0,4
R02	5	16,5		33,1	24,9	1,3
R03	2,4	18,9		26,2	22,8	1,1
R04	1,4	19,5	30	21	26,1	0,8
R05	4	18	15	23,8	30	0,8

In figura 6.10 si riporta il plot dei dati relativi al Transetto 3 di Rasun: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon e Thoron espressi in kBq/m^3 .

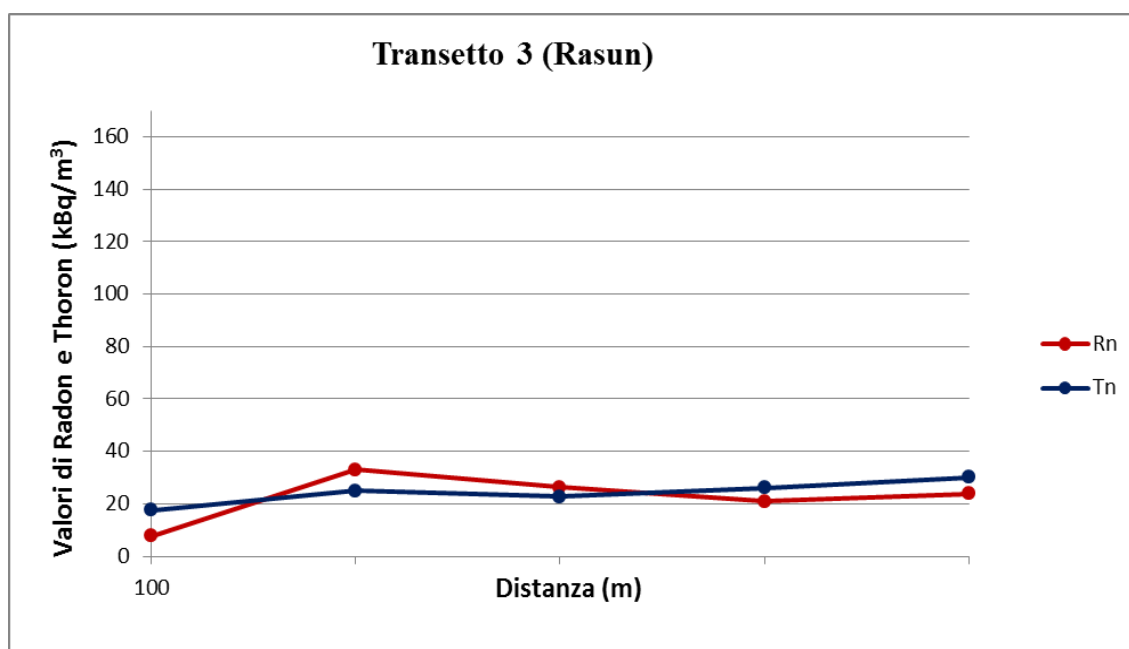


Fig. 6.10. Plot dei dati relativi ai valori di emissione di Radon in rosso e di Thoron in blu.

Dal grafico è evidente come i valori di Radon e Thoron rispecchino lo stesso andamento e siano più o meno corrispondenti, non sono presenti picchi di emissione e la curva risultante appare piuttosto piatta.

Il valore di Radon più elevato misurato è dell'ordine dei $33,1 \text{ kBq}/\text{m}^3$ dunque un valore piuttosto basso se paragonato ai valori misurati nei due transetti discussi in precedenza.

In figura 6.11 si riporta il grafico di confronto tra l'emissione di Radon e la concentrazione di CO_2 nel suolo: in X si pone il passo di campionamento di 100 metri ogni misurazione, in Y si pongono i valori di emissione di Radon (kBq/m^3) ed i valori di CO_2 (% vol).

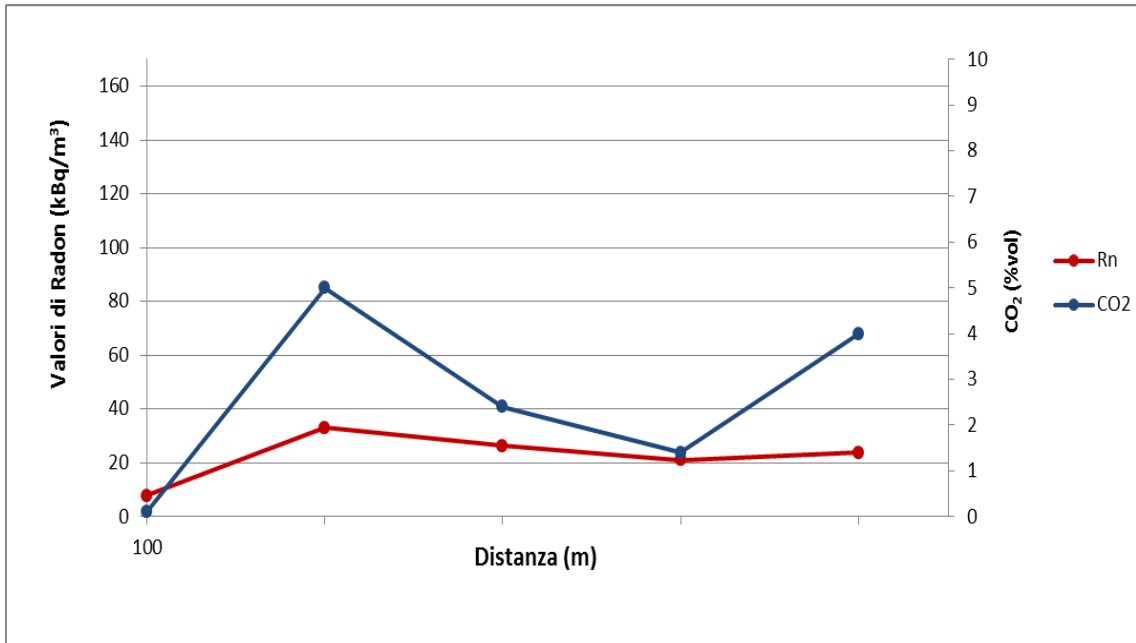


Fig. 6.11. Grafico di confronto tra emissione di ²²²Rn (in rosso) e CO₂ (in blu).

Dal grafico si nota che i valori di CO₂ non hanno lo stesso andamento dei valori di Radon. Per questo transetto i punti di misurazione sono stati fatti in terreni coltivati che presentano pertanto un'elevata concentrazione di CO₂.

Il transetto è localizzato su una strada provinciale con direzione circa Nord-Sud e da evidenze geologico strutturali e geomorfologiche intercetta sicuramente il Lineamento Periadriatico. È localizzato al di sopra di un conoide alluvionale a valle della faglia, visibile nell'immagine satellitare in figura 6.12.

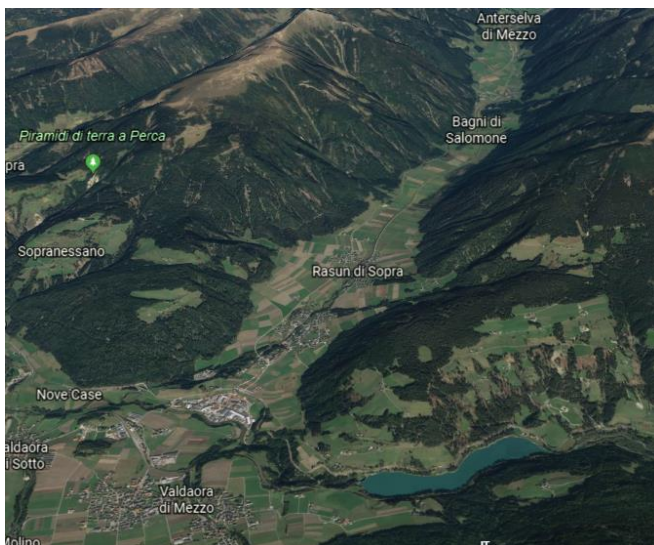


Fig. 6.12. Conoide alluvionale (Rasun), immagine satellitare da Google Earth.

Nell'insieme non si rileva alcun andamento particolare nell'emissione di Radon al di sopra dei sedimenti quaternari.

È possibile validare maggiormente questa osservazione con il grafico del rapporto isotopico Rn/Tn in figura 6.13.

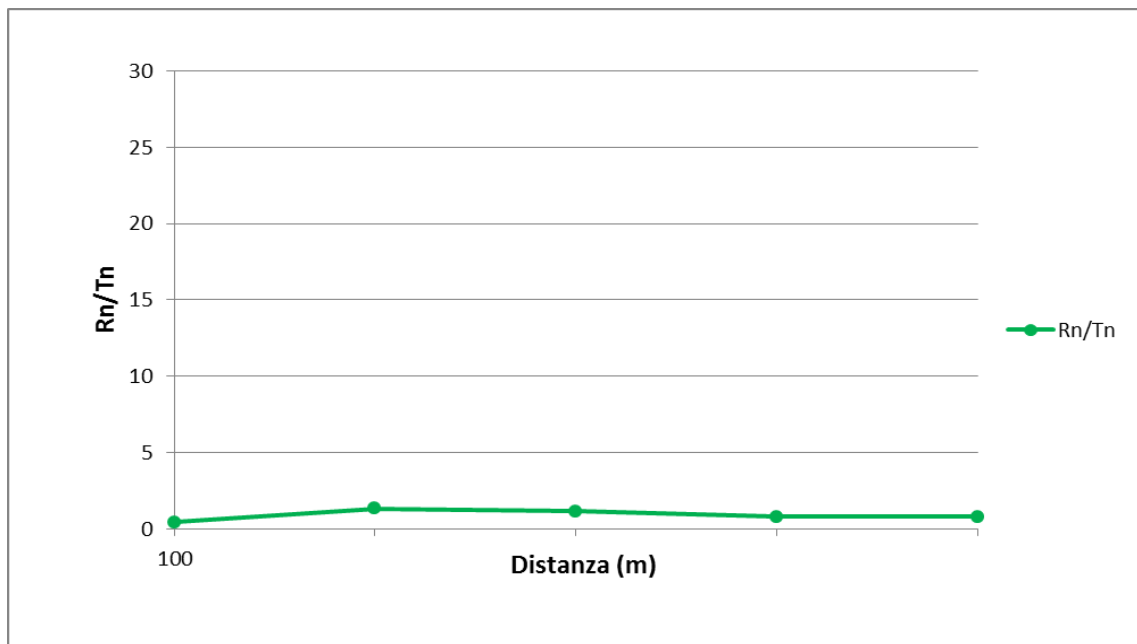


Fig. 6.13. Andamento del rapporto isotopico Rn/Tn.

Come si può notare, la curva mostra un andamento piatto senza alcuni picchi. Non vi è alcuna evidenza della presenza della faglia.

7. DISCUSSIONE

7.1 Effetto della Litologia sul Radon Indoor

La figura 7.1 illustra una classificazione, elaborata con il software ArcMap, sulla carta delle litologie modificata da Mazzoli et al., (2003). Si basa sui valori medi di emissione di ^{226}Ra misurati sulle seguenti litologie: micascisti e paragneiss, ortogneiss, graniti, granodioriti e filladi. Sono state fatte cinque classi mostrate in legenda.

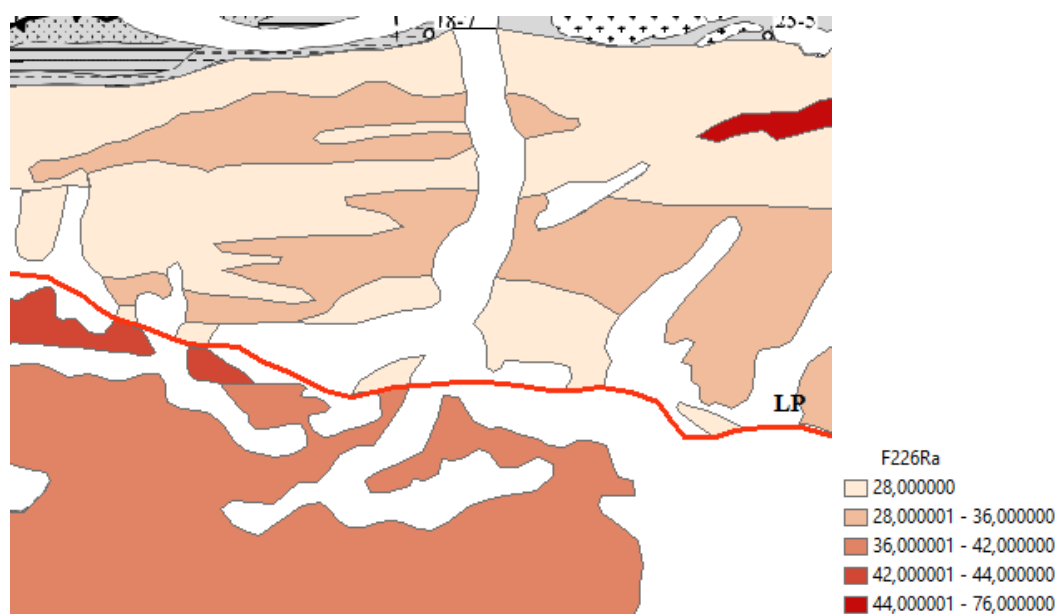


Fig. 7.1 Classificazione del territorio basata sull'emissione di Radio dei litotipi attraversati dai transetti, (modificata da Mazzoli et al., 2003).

Osservando la carta si nota che i litotipi a maggiore emissione di ^{226}Ra sono (in ordine decrescente): le granodioriti delle vedrette di Ries, i graniti e le filladi. I valori di emissione più bassi si localizzano a livello dell'associazione micascisti e paragneiss e negli ortogneiss.

Lo studio effettuato in Alto Adige nel 1999, imputava la causa principale dei valori di emissione alla litologia. Consultando la letteratura potrebbe risultare effettivamente significativa l'azione della litologia ad alti contenuti di Uranio sull'emissione di Radon, essendo questo un prodotto di decadimento del ^{238}U . Dalle evidenze mostrate dai dati gamma sui campioni di questo studio, i valori di emissione non superano i valori di rischio (400 Bq/m^3) ma arrivano come valore massimo a 76 kBq/kg (granodiorite).

Confrontandoli con i dati in tabella 7.1 (Nazaroff e Nero, 1988) possiamo notare che si collocano nella media dei valori di emissione di ^{226}Ra delle rocce intermedio-acide e metamorfiche da protolite igneo (riolite, diorite).

Tabella 7.1. Concentrazione di ^{226}Ra nelle rocce (Nazaroff e Nero, 1988)

Rock class ^a	Example	No. Samples	^{226}Ra (Bq kg ⁻¹)	
			Mean ^b	Range
Acid extrusives	Rhyolite	131	71	10-285
Acid intrusives	Granite	569	78	1-372
Intermediate extrusives	Andesite	71	26	2-64
Intermediate intrusives	Diorite	271	40	1-285
Basic extrusives	Basalt	77	11	0,4-41
Basic intrusives	Gabbro	119	10	0,1-71
ultrabasic rocks	Dunite	31	4	0-20
Alkali feldspathoidal intermediate extrusives	Phonolite	138	368	24-769
Alkali feldspathoidal intermediate intrusives	Syenite	75	692	4-8930
Alkali basic extrusives	Nephelinte	27	29	6-149
Alkali basic intrusives	Foidite	8	29	5-67
Chemical sedimentary rocks	Evaporites	243	45	0,4-335
Carbonates	Limestone	141	25	0,4-223
Detrital sedimentary rocks		412	60	1-992
Clay		40	50	14-198
Shale		174	73	11-992
Sandstone and conglomerate		198	51	1-770
Metamorphosed igneous rocks	Gneiss	138	50	1-1835
Metamorphosed sedimentary rocks	Schist	207	37	1-657

^a Rocks are classified on the bases of whole-rock silica content (acid>intermediate>basic>ultrabasic) and alkali and calcic feldspar mineralogy

^b Aritmetic mean

È inoltre importante sottolineare che la carta di *Indoor Radon* è stata redatta sulla media dei valori di emissione di Radon misurati negli edifici dei vari comuni. Se si osservano i valori puntuali dello studio, si nota che le medie sono state ottenute da valori molto diversi tra loro. Per fare un esempio, nel comune di Falzes il valore di *IR* medio è pari a 535 kBq/m³, ben al di sopra del limite di pericolosità; la mediana è 332 kBq/m³ (al di sotto del limite di pericolosità); il valore massimo misurato è di 1651 kBq/m³ (Minach et al., 1999). Questi dati ci fanno capire che il valore medio riportato nella Carta di *Indoor Radon* è stato ottenuto da un insieme di dati eterogenei: alcuni con valori molto alti ed altri, la maggior parte, aventi valori bassi, come dimostra il valore della mediana “spostato” rispetto alla media verso valori inferiori.

Nel comune di Brunico, per fare un altro esempio, il valore di *IR* medio è di 234 kBq/m³, la mediana è pari a 112 kBq/m³ ed il valore massimo è 1492 kBq/m³ (Minach et al., 1999). Anche in questo caso la mediana è spostata verso valori nettamente inferiori rispetto alla media, indicando che la maggior parte dei dati è concentrata verso valori di *IR* bassi.

Le caratteristiche geochimiche della litologia non sono sufficienti a spiegare questo andamento del *Indoor Radon* misurato negli edifici. La litologia dunque, pur essendo un importante fattore che concorre alla quantità di *Indoor Radon* misurato, non può essere il fattore principale di amplificazione del *Radon Indoor*.

7.2 Effetto delle Discontinuità Strutturali sul Rischio Generico

Le misurazioni condotte *in situ* lungo i transetti perpendicolari al Lineamento Periadriatico in direzione nord-sud, hanno dato valori di emissione anche molto elevati: per il primo transetto nella zona di Molini il picco di emissione si rileva a 118 kBq/m³, mentre per il secondo transetto nella zona di Falzes il picco di emissione si rileva a 157 kBq/m³.

I valori di emissione maggiori sono stati rilevati in prossimità del Lineamento Periadriatico. Solitamente tali valori di emissione diminuiscono allontanandosi dalla zona di faglia stessa. Questi valori sono evidentemente molto più elevati dei valori misurati sulle litologie attraversate dai transetti.

In relazione a quanto ottenuto dalle analisi in spettrometria- γ sui campioni di roccia, dai risultati ottenuti dalle misurazioni di gas Radon e di gas *in situ* sui suoli e dalle considerazioni di cui sopra sulle litologie possiamo ipotizzare che il Lineamento Periadriatico giochi un ruolo fondamentale nell'emissione di Gas Radon e che quindi contribuisca realmente all'aumentare il rischio *Radon Indoor*, soprattutto in quei comuni che si localizzano al di sopra o in prossimità del Lineamento. È possibile supporre che le zone di faglia in generale rappresentino fattori di amplificazione dell'emissione di Radon fungendo da canali permeabili per la risalita del gas radiogenico verso la superficie.

7.3 Agenti Mitiganti

Il grafico dei dati esposti nel paragrafo 6.3, relativi al terzo transetto nella zona di Rasun, ha evidenziato bassi valori di Radon con un andamento costante su tutta la curva (valori compresi tra 7,8-33,1 kBq/m³) nonostante le misurazioni effettuate fossero allineate su un transetto perpendicolare al Lineamento Periadriatico. Dall'immagine satellitare (Fig. 7.2)

si può notare che il transetto è stato tracciato sul conoide alluvionale ed è compreso nella zona tra Rasun di Sopra e Rasun di Sotto.

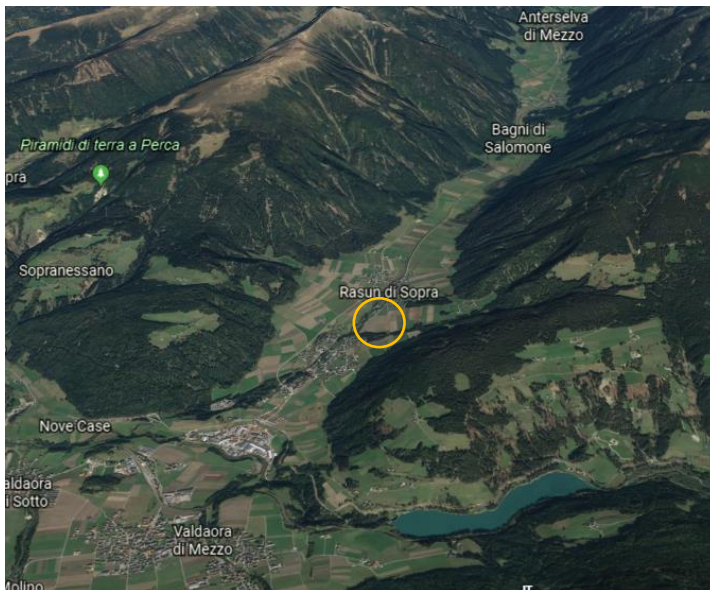


Fig. 7.2. Conoide nella zona di Rasun con localizzazione del transetto, contrassegnato da un cerchio giallo. Immagine satellitare da Google Earth.

Secondo le considerazioni iniziali, si ritiene che talvolta il suolo possa rappresentare un agente di mitigazione se costituito in prevalenza da materiale argilloso. I conoidi sono caratterizzati da una gradazione granulometrica e nella porzione più superficiale sono costituiti da sedimenti molto fini, argillosi. Le argille, avendo un forte potere adsorbente sono in grado di incorporare tra gli interstrati i cationi di Uranio fungendo da barriera all'emissione dei suoi prodotti di decadimento e dunque limitandone fortemente l'emissione di Radon. Questo è il caso della zona di Rasun che sorge al di sopra di sedimenti Quaternari. Possiamo ipotizzare dunque che, nonostante il transetto di Rasun si trovi esattamente in direzione Nord-Sud rispetto al Lineamento, la zona non sia caratterizzata da un elevato rischio in quanto i sedimenti alluvionali di cui è costituito il suo suolo fungono da barriera per l'emissione di Radon.

7.4 Effetto della granulometria sull'emissione di Radon

Studi recenti mettono in luce una possibile correlazione tra l'emissione di Radon e la granulometria, più precisamente tra l'emissione di Radon e la superficie specifica primaria dei granuli del campione. Con *superficie specifica primaria* si intende l'area superficiale dei granuli per unità di massa ed aumenta al diminuire della granulometria, dunque aumenta dalla taglia granulometrica della ghiaia a quella dell'argilla.

A tal proposito abbiamo effettuato una ricerca bibliografica soffermandoci in dettaglio su due pubblicazioni che valutavano l'effetto della taglia granulometrica sull'emissione di Radon (Chitra et al., 2018 e Alshari, 2018). La prima affermava esiste una notevole correlazione tra granulometria ed emissione; la seconda non trova evidenza di questo fenomeno.

Per questo motivo, abbiamo deciso di effettuare dei test di prova sui nostri campioni a maggiore contenuto in Uranio e Thorio e quindi con maggiore emissione di Radio. I campioni scelti per le verifiche sono AN-01 (Ortogneiss di Anterselva) e AN-02 (Granodioriti delle Vedrette di Ries).

I campioni sono stati macinati e setacciati in modo da ottenere le seguenti sette classi granulometriche:

- Diametro > 4mm
- 1 mm < diametro < 4 mm
- 425 micron < diametro < 1 mm
- 250 micron < diametro < 425 micron
- 125 micron < diametro < 250 micron
- 75 micron < diametro < 125 micron
- 63 micron < diametro < 75 micron
- Diametro < 63 micron

Tutte e sette le frazioni granulometriche sono state analizzate in spettrometria- γ .

Nella tabella 7.2 si mostrano i dati di emissione di ^{226}Ra relativi ai campioni AN-01 (Ortogneiss di Anterselva) e AN-02 (Granodioriti delle Vedrette di Ries):

Tabella 7.2. Dati di emissione di ^{226}Ra relativi ai campioni AN-01 e AN-02.

Frazione Granulometrica	^{226}Ra AN-01 (Bq/m³)	^{226}Ra AN-02 (Bq/m³)
<63	196	247
63-75	166	126
75-125	136	105
125-250	132	78
250-425	76	63
425-1000	81	77
1000-4000	46	76

In figura 7.3 vengono riportati i valori di emissione di ^{226}Ra relativi ai due campioni. Lungo l'asse X si posizionano le varie classi granulometriche (μm); lungo l'asse Y si posizionano i valori di emissione di ^{226}Ra (Bq/m^3) da cui decade direttamente il ^{222}Rn .

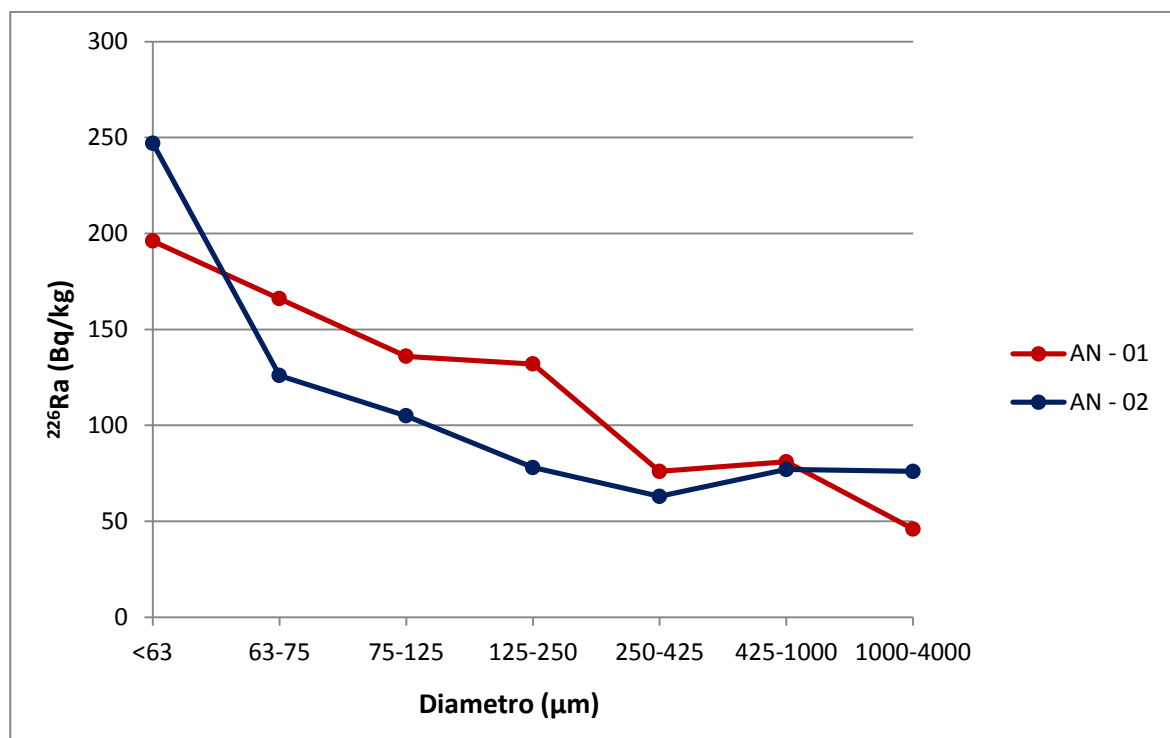


Fig. 7.3. Emissione di ^{226}Ra in funzione delle classi granulometriche: in rosso il campione AN-01, in blu il campione AN-02.

Come si può notare in figura 7.1, l'emissione di ^{226}Ra diminuisce con l'aumento della granulometria in entrambi i campioni. Si nota subito come per il campione AN-02 il *range* di variabilità dei valori di emissione di radio è superiore a quelli del campione AN-01. Questo dato è coerente, in quanto l'emissione di Radio e di conseguenza Radon è proporzionale al contenuto di Uranio originalmente presente nella roccia, secondo le analisi della composizione chimica, la granodiorite è un litotipo a più alto contenuto di Uranio rispetto all'ortogneiss.

Analizzando nel dettaglio, per il campione AN-01 si nota un andamento nettamente decrescente del ^{226}Ra fino alla granulometria compresa tra 250-425 micron, un lieve incremento per la granulometria compresa tra 425-1000 micron, e un nuovo decremento per la granulometria maggiore compresa tra i 1000-4000 micron. L'andamento del grafico è piuttosto lineare. Il range di variabilità dei valori di emissione di radio varia tra 196 Bq/kg per la granulometria minore fino a 46 Bq/kg per la granulometria maggiore.

Per il campione AN-02 si nota un andamento nettamente decrescente del ^{226}Ra fino alla granulometria compresa tra 250-425 micron, un lieve incremento per la granulometria compresa tra 425-1000 micron, ed un nuovo decremento per la granulometria maggiore compresa tra i 1000-4000 micron. Il grafico questa volta sembra avere un andamento logaritmico, contrariamente a prima che appariva lineare.

Se si immagina di rimuovere punti relativi alla granulometria più fine di entrambi i campioni, i due grafici sembrano avere lo stesso andamento lineare. Il fatto che sia la granulometria più fine a dare valori di Radio così elevati, potrebbe essere conforme al fatto che presenta una percentuale di argilla elevata e che quindi, essendo un materiale molto adsorbente, ha un maggior contenuto in Uranio. Verranno effettuate ulteriori verifiche per escludere un frazionamento durante la separazione granulometrica del campione (tecnica XRPD) ed un probabile arricchimento in minerali pesanti (tecnica XRF) nelle granulometrie più fini.

Confrontando gli andamenti dei campioni AN-01 e AN-02, possiamo ipotizzare che vi sia effettivamente una correlazione tra l'emissione di Radon in funzione della superficie specifica: all'aumentare della superficie specifica e dunque al diminuire della taglia granulometrica, aumenta l'emissione di Radio e di conseguenza di Radon (proveniente dal decadimento diretto del ^{226}Ra).

Considerati i buoni risultati relativi ai primi due campioni analizzati, si è deciso di verificare la correlazione tra ^{226}Ra e granulometrie anche per le litologie a contenuti minori di Ra (NE-03, CS-01, FA-03, FA-04, FA-05) al fine di validare l'ipotesi che vi sia una effettiva correlazione tra granulometria e l'emissione di Radon. I campioni sono attualmente in fase di

analisi presso il laboratorio di spettrometria- γ del Dipartimento di Chimica "G. Ciamician", Università di Bologna.

8. CONCLUSIONI

La provincia di Bolzano nel 1999 (con integrazioni del 2003) ha redatto una carta del rischio Radon, basata su misure di Radon all'interno di costruzioni (*Indoor Radon*) nei comuni dell'Alto Adige. Vengono indicati come comuni ad alto rischio quelli con emissioni $>400 \text{ Bq/m}^3$. Sulla carta si nota chiaramente che alcuni comuni "a rischio" sono allineati lungo la Val Pusteria.

L'obiettivo di questa tesi era di valutare, nella zona della Val Pusteria, l'effetto dei fattori geologici e geologico-strutturali sul rischio *Indoor Radon*.

I risultati ottenuti possono essere sintetizzati come segue.

- Non c'è una stretta relazione tra le litologie affioranti e gli alti valori *Indoor Radon* rilevati nella provincia di Bolzano. Le litologie non hanno contenuti di ^{226}Ra così elevati da giustificare i valori di radioattività rilevati all'interno delle abitazioni. La litologia dunque, pur essendo un importante fattore che concorre alla quantità di *Indoor Radon* misurato, non può essere il fattore principale di amplificazione del *Indoor Radon*.
- Il Lineamento Periadriatico è un fattore di "amplificazione" dell'emanazione di Radon ed è responsabile dei valori massimi del *Indoor Radon* misurato nei comuni della Val Pusteria.
- L'effetto di "amplificazione" dell'emanazione del gas Radon ad opera delle faglie può essere annullato del tutto dalle coperture alluvionali ricche in minerali argillosi che fungono da livello impermeabile.
- E' stato dimostrato l'importante effetto della granulometria sull'emissione di Radon, che aumenta all'aumentare della superficie specifica. Questo spiega la maggiore emissione di Radon nelle zone cataclastiche.

BIBLIOGRAFIA

- AGENZIA PROVINCIALE PER L'AMBIENTE DI BOLZANO (2003) - Radon in Alto Adige. Classificazione comuni a rischio radon. Laboratorio di chimica fisica.
- ALSHAHRI F. (2018) - Effect of grain size on radon emanation coefficient, surface and mass eshalation rates and the correlation coefficient between them in different masses of soil and phosphate fertilizer. *Radiochim, Acta* 2019; 107 (2):129-139.
- ANNUNZIATELLI A., BEAUBIEN S.E., BIGI S., CIOTOLI G., COLTELLA M., LOMBARDI S. (2008) - Gas migration along fault systems and through the vadose zone in the Latera caldera (central Ita-ly): Implications for CO₂ geological storage. *Int. J. Greenh. Gas Control*, 2:353-372.
- BARTOLI O. (Anno accademico 2005/2006) - Tipologia e chimismo degli zirconi delle filladi del thurntaler (BZ). Tesi inedita, Università di Parma.
- BESANG C., HARRE W., KARL F., KREUZER H., LENZ H., MUELLER P., WENDT I. (1968) - Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen der Veneduger-Gebietes (Hohe Tauren, Osterreich). *Ger., Bundesanst. Bodenfosch., Geol. Jahrb.*, 86,835-844.
- BIGI G. et al. (1990) - Structural model of Italy and gravity map 1:500000. Consiglio Nazionale delle Ricerche. S.EL.CA., Firenze.
- BORSI S., DEL MORO A., FERRARA G. (1972) - Età radiometriche delle rocce intrusive del Massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91, 387-406.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G. (1979) - New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauren Window (Eastern Alps). *Mem. Sci. Geol.*, 32, 17 pp.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONA' D., ZIRPOLI G. (1980) – On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). *Neu. Jb. Mineral. Mh.*, 501-514.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZIRPOLI G. (1973) - Metamorphic evolution of the Austridic rokcs to the south of the Tauern Window: radiometric and geopetrologic data. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 549-571.
- CARBONI M. (anno accademico 2013/2014) - Distribuzione di radionuclidi gamma emettitori in profili di suolo superficiale del territorio di Terni. Tesi di laurea inedita in radioprotezione. Università di Bologna.
- CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., RIZZO G., SASSI R., SPIESS R. (2003) - The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the crust in 9 type area from the crystalline basements of Italy, with some geophysical petrophysical data. *Accademia Nazionale delle Scienze*.
- CHITRA N., DANALAKSHMI B., SUPRIYA D., VIJAYALAKSHMI I., BALASUNDAR S., SIVASUBRAMANIAN K., BAKARAN R., JOSE M. T. (2018) - Study of Radon and Thoron exhalation from soil samples of different grain sizes. *Applied Radiation and Isotopes*, 133, 75-80.
- CINELLI G., CAPACCIONI B., MOSTACCI D., TOSITTI L., (2015) - Radiological risk from Thoron, a case study: the particula radon – prone areas of Bolsena, and the lesson learned. *Radiation Physics and Chemistry*.
- CIOTOLI G., BIGI S., TARTARELLO C., SACCO P., LOMBARDI S., ASCIONE A., MAZZOLI S. (2013) - Soil gas distribution in the main coseismic surface rupture zone of the 1980, Ms=6.9, Irpiniaearthquake (southern Italy), *Journal of Geophysical Research*, 2013.

- CIOTOLI G., SCIARRA A., RUGGIERO L., ANNUNZIATELLI A., BIGI S. (2016) - Soil gas geochemical behaviour across buried and exposed faults during the 24 August 2016 central Italy earthquake. *Annals of Geophysics*, 59, fast track 5, DOI: 10.4401/ag-7242.
- CLIFF R.A. (1981) - Pre-Alpine history of the Pennine Zone in the Tauern Window; U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 3, 262-266.
- COLETTI C., DOMINGOS F.P., MAZZOLI C., NEVES L.J.P.F., PEREIRA A.J.S.C., SASSI R. (2019) - Geological Role on Radiation. In: G. Cinelli, T. Tollefsen, P. Bossew, M. De Cort (Eds.) *European Atlas of Natural Radiation. Radioactivity. Environmental Monitoring (REM) group of the Joint Research Centre (JRC) of the European Commission. Publications Office of the European Union, Luxembourg.*
- DAL PIAZ G. V., BISTACCI A., MASSIRONI M. (2003) - Geological outlines of the Alps. *Episodes* 26(3): 175-180. RATSCHBACHER L. E FRISCH W. (1993) - Palinspastic Reconstruction of the Pre - Triassic Basements Units in the Alps: The Eastern Alps. In: J. F. VON RAUMER e F. NEUBAUER (Eds.), *The Pre - Mesozoic Geology in the Alps*, Springer - Verlag. 41-51.
- DAL PIAZ G.V. (1992) - Alpi dal M.Bianco al Lago Maggiore. In: *Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali. BE-MA (ed.)*, 3, 30-46.
- DAL PIAZ G.V. (2008) – *La terra vista da un geologo.*
- DEL MORO A., SASSI F. P., VISONA' D. (1982) - New Radiometric data on the Alpine thermal history in the Oetzal - Merano area (Eastern Alps). *Mem. Sci. Geol.*, 35, 319-325.
- DEL MORO A., SASSI F.P., ZIRPOLI G. (1980) - Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps. *Neu. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 707-718.
- HAMMERSCHMIDT K. (1981). - Isotopengeologische untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers Südtirol. *Mem. Sei. Geol.*, 34, 273-300.
- JAGER E., KARL F., SCHMIDEGG O., (1969) – Rubidium - Strontium - Altersbestimmungen aus dem Nordlichen Grossvenedigerbereich (Hohe Tauern). *TM - PM*, 13, 251-272.
- KING, C.Y., KING, B.S., EVANS, W.C., ZHANG, W. (1996) - Spatial radon anomalies on active faults in California. *Appl. Geochem.*, 11:497-510.
- KREUZER H., HARRE W., MULLER P., RAASE P., RAITH M. (1973) - Abstracts of *Geochron. and Isotopes Geol.*, 9.
- LANGIMUR D. (1978) - Uranium solution - mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 42, Issue 6, part A, pages 547-569.
- MAIOCCHI S. (anno accademico 2016/2017) - Geological and Geochemical control on Rn occurrence in the Euganean Hills District. *Tesi inedita, Università di Padova.*
- Manuale di istruzioni Drager X - am 7000 Multi-Gas Detection.
- MAZZOLI C., MELI S., PERUZZO L., SASSI R., SPIESS R., (2000) - Litostratigrafia, magmatismo e metamorfismo nel basamento cristallino delle Alpi Orientali: una rassegna sulle attuali conoscenze. *Atti e Memorie dell'accademia Galileiana di Scienze, Lettere ed arti*, CXVII, 25-95.
- MELI S. (1994) - I porfiroidi subalpini delle Alpi Orientali: studio petrografico e geochemica. *Tesi di Dottorato, Università di Padova*, 298 p.
- MILLER D. S., JAGER E., SCHMIDT K. (1967) - Rb - Sr - Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner - Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Oetztaler Alpen). *Ecl. Geol. Helv.*, 60, 537-541.

- MINACH L., VERDI L., MARCHESONI C., AMADORI C. (1999) - Radon in Alto Adige. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente di Bolzano. Laboratorio di chimica fisica.
- NAZAROFF W.W. , NERO Jr A.V. (1988) - Radon and Its Decay Products in Indoor Air. Wiley, New York.
- ODIN G. S. (1982) - The Phanerozoic time scale revised. Episodes, 1982/3, 3-9.
- PURTSCHELLER F., SASSI F. P. (1975) - Some Thoughts on the Pre - Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. *TMPM*, 22, 175-199.
- RACCOMANDAZIONE 90/143/EURATOM (1990) - Raccomandazione della Commissione sulla tutela della popolazione contro l'esposizione al radon in ambienti chiusi.
- SASSI F.P., NEUBAUER F., MAZZOLI C., SASSI R., SPIESS R., ZIRPOLI G. (1994) - A tentative comparison of the Paleozoic evolution of the Austroalpine and Southalpine quartzphyllites in the Eastern Alps. *Per. Min.*, 63, 35-52.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. (1972) - Il significato geologico del complesso del Tirthaler, con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico delle Alpi Orientali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91, 533-557.
- SASSI F.P., ZIRPOLI G. (1989a) - The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps. In: F.P. SASSI, A. ZANFERRARI (Eds.), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts: Stratigraphic correlation forms, *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 2, 397-402.
- SASSI F.P., ZIRPOLI G. (1989b) - Interpretative lithostratigraphic sequence in the Austridic Pre-Permian basement in the Eastern Alps. In: : F.P. SASSI, A. ZANFERRARI (eds.), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts: Stratigraphic correlation forms, *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 2, 403-409.
- SASSI R., SPIESS R. (1992) - Further data on the pre-alpine metamorphic pressure conditions of the austridic phyllitic complexes in the eastern alps. In: Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. IGCP No. 276, Newsletter 5, 297-307.
- SATIR M. (1975) - Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauren und der suedlichen Oetztal - masse auf Grund radiometrischer Albersbestimmungen. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 30, 1-84.
- SCOLARI A., ZIRPOLI G. (1972) - Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austridici e pennidici nella Val di Valles (Alto Adige). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 29, 1-33.
- SPIESS R. (1995) - The Passeier - Jaufen Line: a tectonic boundary between the Variscan and the eo - Alpine Meran - Mules Basement. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 75, 413-425.
- TANNER A. B. (1964) - Radon migration in the ground: A review. *Nat. Rad. Env.*, I, 161-268.
- TAURO L. (2016) - Procedure di preparazione di sezioni sottili e lucide per analisi petrografica. Laboratorio di sezioni sottili e di sezioni sottili lucide. Dispensa per studenti, Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova.
- TOSITTI L., CINELLI G., BRATTICH E., GALGARO A., MOSTACCI D., MAZZOLI C., MASSIRONI M., SASSI R., (2017) - Assesment of lithogenic radioactivity in the Euganean Hills Magmatic District (NE Italy). *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 259-269).
- TUCCIMEI P., SOLIGO M. (2008) - Correcting for CO₂ interference in soil radon flux measurements. *Radiation Measurements*, 45, 102-105.

Ufficio federale della sanità pubblica, UFSP, Confederazione Svizzera (2018) - Sequenza completa di decadimento di ^{238}U e di ^{232}Th .

WILLIAM FIELD R. (2011) - Radon: an overview of health effects., University of Iowa, Iowa city, IA, USA.

ŽUNIC Z.S., KOZAK K., CIOTOLI G., MAZUR J., RAMOLA R.C., KOCHOWSKA E., UJIC P., CELI-KOVIC I., JANIK M., YARMOSHENKO I.V., DEMAJO A., BIROVLJEV A., BOCHICCHIO F., KRYEZIU D., OLKO P. (2007) - A campaign of discrete radon concentration measurements in soil of Niška Banja town, Serbia. Radiation Measurements 42, 1696-1702.